

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

**CALIBRAÇÃO ASTRONÔMICA DOS EVENTOS
PALEOAMBIENTAIS DO APTIANO-ALBIANO**

CAROLINA GONÇALVES LEANDRO

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**

**CALIBRAÇÃO ASTRONÔMICA DOS EVENTOS
PALEOAMBIENTAIS DO APTIANO-ALBIANO**

CAROLINA GONÇALVES LEANDRO

ORIENTADOR – Prof. Dr. Jairo Francisco Savian

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Karlos Guilherme Diemer Kochhann – Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade do Vale do Rio dos Sinos

Profa. Dra. María Alejandra Gómez Pivel – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Prof. Dr. Martino Giorgioni – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília

Tese de Doutorado apresentada como requisito parcial para a obtenção do Título de Doutor em Ciências.

Porto Alegre, 2023

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Carlos André Bulhões Mendes

Vice-Reitor: Patrícia Helena Lucas Pranke

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Vice-Diretor: Tatiana Silva da Silva

Leandro, Carolina Gonçalves

Calibração astronômica dos eventos paleoambientais do Aptiano–Albiano. / Carolina Gonçalves Leandro. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2023.
[190 f.] il.

Tese (Doutorado). - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2023.

Orientador: Jairo Francisco Savian

1. Cicloestratigrafia. 2. Aptiano–Albiano. 3. Eventos Anóxicos Oceânicos. Título.

CDU 551.468.1

Catálogo na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Renata Cristina Grun

CRB 10/1113

Universidade Federal do Rio Grande do Sul - Campus do Vale Av. Bento Gonçalves, 9500 - Porto Alegre - RS - Brasil

CEP: 91501-970 / Caixa Postal: 15001.

Fone: +55 51 3308-6569 Fax: +55 51 3308-6337

E-mail: bibgeo@ufrgs.br

Dedico esta Tese aos meus pais Luiz Antônio e Denize, e ao meu irmão Rodrigo, pelo apoio incondicional em todas as etapas da minha vida, e por sempre serem meus exemplos de valores e princípios.

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao meu orientador Prof. Dr. Jairo Francisco Savian, por ter me apresentado um novo mundo dentro da Geofísica, e em consequência disso, por hoje eu poder trabalhar em uma área que me instiga a curiosidade e me realiza como pesquisadora. Obrigada por muitas vezes ter confiado na minha capacidade, bem mais que eu mesma. Por todo o apoio e incentivo nas muitas fases do doutorado. Pelas experiências divididas no laboratório, em trabalhos de campo, mas também nas conversas descontraídas. E, principalmente, por todo o conhecimento compartilhado.

Agradeço ao Prof. Dr. Daniel Ribeiro Franco, por ter me conduzido no mundo da cicloestratigrafia. Muito obrigada pela disponibilidade em me ensinar, pelas conversas, discussões e reflexões, e por sempre me incentivar ir além das expectativas. Teu encorajamento contribuiu muito para o meu crescimento como pesquisadora. Além de orientadores, com certeza ganhei dois amigos.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão da bolsa de doutorado (processo 141093/2018-8). Ao Programa de Pós-Graduação em Geociências (PPGGEO) da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), pela estrutura e formação de excelência. E aos professores, colegas, técnicos e funcionários, por todo o suporte durante o curso e a realização desta tese.

Agradeço a empresa Petróleo Brasileiro S.A. (Petrobras), pelo apoio financeiro através do projeto: Processamento e interpretação de dados magnetoestratigráficos do Cretáceo das Bacias Brasileiras (FAURGS 8368).

Aos coautores dos dois artigos científicos pelas valiosas discussões, que muito contribuíram para a elaboração desta tese. Em especial, ao Dr. Leonardo Tedeschi, que gentilmente cedeu os dados obtidos no DSDP *Site* 511.

Agradeço aos amigos e todos os colegas do Laboratório de Paleomagnetismo da UFRGS. Em especial a Camila Lopes, minha dupla, que me acompanha desde o mestrado e que dividiu comigo todas as etapas dessa trajetória, com certeza muitos momentos foram mais leves e divertidos, porque tu estava comigo. Ao Marcus Kochhann, pela paciência em me ensinar, por sempre estar disposto a me ajudar quando surgiam as dúvidas, por dividir comigo muito do teu conhecimento e pelas conversas amigas. E a Raquel Gewehr de Mello, minha parceira de aventuras geológicas, tua amizade foi um presente do doutorado. Muito obrigada pelas conversas, discussões geológicas, interpretação dos sonhos e teorias sobre vida.

Agradeço aqueles que sempre estiveram ao meu lado, me incentivando e apoiando em todas as etapas da minha vida, meus pais Luiz Antônio e Denize, e meu irmão Rodrigo. Muito obrigada por sempre serem meus alicerces, com certeza eu só cheguei até aqui, porque vocês nunca mediram esforços para que eu pudesse ir atrás dos meus sonhos e objetivos. Vocês são a melhor família que eu poderia ter na vida. Nunca haverão palavras suficientes para agradecer a vocês.

E por fim, agradeço a todos os meus familiares e amigos que sempre torcem pelo meu sucesso.

RESUMO

Durante o Cretáceo Médio a Terra sofreu mudanças oceanográficas e climáticas catastróficas, com aumento abrupto de temperatura, mudanças no nível do mar, e o fechamento e abertura de oceanos. Este período é marcado pelas maiores perturbações oceânicas, expressas pelos eventos anóxicos oceânicos (OAEs), que, geralmente, estão associados a episódios de extensiva atividade vulcânica. No entanto, as causas e as consequências destes eventos, bem como sua duração e idade de ocorrência, são motivos de debate na literatura. Esta tese desenvolveu estudos cicloestratigráficos em sucessões estratigráficas que abrangem os períodos Aptiano e Albiano, a fim de investigar uma possível forçante astronômica, que pudesse auxiliar na elaboração de modelos de idade de alta resolução para o entendimento da evolução temporal dos OAEs. O testemunho PLG, localizado no oceano Tétis, e o DSDP Site 511, localizado no oceano Atlântico, apresentam depósitos sedimentares ricos em matéria orgânica que são os registros importantes dos OAEs. Estes eventos são evidentes na deposição cíclica e preservação de folhelhos negros (*black shales*), como o Nível Selli (OAE1a), assim como outros intervalos denominados níveis Kilian, 113/Jacob (identificados como a expressão sedimentar do OAE1b), Fallot e Wezel. O estudo cicloestratigráfico de um conjunto de dados multiproxy de alta resolução foi proposta para o testemunho PLG, com dados de $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, MS e ARM, e para o DSDP Site 511, com dados de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$. A identificação de impressões das bandas de Milankovitch apoiam os ciclos dominantes de excentricidade de 405 mil anos, que nos permitiram propor uma avaliação cicloestratigráfica de alta resolução. A partir das calibrações astronômicas entre o filtro passa-baixo do ciclo de excentricidade longa produzido e a curva alvo g2-g5 da solução orbital La2004, foi possível: (i) propor escalas de tempo astronômicas flutuantes (ATS) para os dois locais de estudo; (ii) restringir melhor as idades de início e durações dos OAEs (níveis Selli, Wezel, Fallot, 113/Jacob e Kilian); (iii) um intervalo de tempo de ~420 ka para a polaridade magnética Chron M0r e (iv) a idade de ~120,2 Ma para o limite Barremiano–Aptiano. Nossos dados fornecem um novo quadro crono-estratigráfico para os períodos Aptiano–Albiano e para os eventos bioestratigráficos, geoquímicos e geomagnéticos que servirá de subsídio para o entendimento das principais mudanças climáticas globais no Aptiano–Albiano, bem como suas causas e consequências.

Palavras-chave: Cicloestratigrafia. Aptiano–Albiano. Eventos Anóxicos Oceânicos.

ABSTRACT

During the Middle Cretaceous the Earth experienced catastrophic oceanographic and climatic changes, with abrupt temperature increases, sea level changes, and the closing and opening of oceans. This period is marked by major oceanic disturbances, expressed by oceanic anoxic events (OAEs), which are usually associated with episodes of extensive volcanic activity. However, the causes and consequences of these events, as well as their duration and age of occurrence, are the subject of debate in the literature. This thesis developed cyclostratigraphic studies on stratigraphic successions spanning the Aptian and Albian periods to investigate possible astronomical forcing, which could help in the development of high-resolution age models to understand the temporal evolution of OAEs. The PLG core, located in the Tethys Ocean, and DSDP Site 511, located in the Atlantic Ocean, present organic-rich sedimentary deposits that are the important records of OAEs. These events are evident in the cyclic deposition and preservation of black shales, such as the Selli Level (OAE1a), as well as other intervals called the Kilian, 113/Jacob (identified as the sedimentary expression of OAE1b), Fallot and Wezel levels. The cyclostratigraphic study of a high-resolution multiproxy dataset has been proposed for the PLG core, with $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, MS and ARM data, and for DSDP Site 511, with $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ data. The identification of Milankovitch band impressions supports the dominant 405 kyr eccentricity cycles, which allowed us to propose a high-resolution cyclostratigraphic assessment. From the astronomical calibrations between the produced long eccentricity cycle low-pass filter and the g2-g5 target curve of the La2004 orbital solution, it was possible: (i) propose floating astronomical time scales (ATS) for the two study sites; (ii) further restrict the ages of onset and duration of OAEs (Selli, Wezel, Fallot, 113/Jacob and Kilian levels); (iii) a ~420 kyr time interval for the Chron M0r magnetic polarity and (iv) an age of ~120.2 Ma for the Barremian–Aptian boundary. Our data provide a new chronostratigraphic framework for the Aptian-Albian periods and for biostratigraphic, geochemical, and geomagnetic events that will serve as a subsidy for understanding the major global climate changes in the Aptian-Albian, as well as their causes and consequences.

Keywords: Cyclostratigraphy. Aptian-Albian. Oceanic Anoxic Events.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.1. Variações de temperatura desde o Berriasiano ao Masstrichtiano que mostram importantes mudanças no Aptiano–Albiano. A) Dados de TEX_{86} publicados para o Cretáceo ($n = 1143$). B) Valores de TEX_{86} filtrados com a eliminação de dados com possíveis problemas. (O'Brien et al., 2017).23
- Figura 1.2. Variações das concentrações de carbono, temperatura e fertilidade do Aptiano ao Turoniano. Marcados em cinza os principais OAEs deste período. (Bottini & Erba, 2018).24
- Figura 1.3. Representação da órbita da Terra e seus elementos orbitais fundamentais usados para definir a órbita terrestre ao redor do Sol, assim como sua posição nessa órbita. Nesta figura, f_1 e f_2 representam os dois focos da órbita elíptica, com o Sol (S) ocupando um deles; a e b representam semi-maior e, conseqüentemente, o tamanho do eixo e semi-menor, respectivamente. O plano terrestre da órbita é aqui identificado como “plano orbital” que é inclinado em um ângulo I em relação a um plano horizontal é aqui identificado como “plano de referência”. O eixo Z é o normal para o plano de referência e o eixo n é o normal para o plano orbital. O ponto N é chamado de “nó ascendente” e representa o ponto onde os planos orbitais e de referência se cruzam; P representa o periélio. Os elementos orbitais são geralmente estabelecidos em relação a um conjunto de eixos retangulares que se originam no centro do Sol (mostrados como linhas pontilhadas) e perpendiculares ao plano de referência. Além de I , e a , os outros elementos orbitais são representados por: definir a excentricidade da órbita e , conseqüentemente, sua forma; Ω : a longitude do nó ascendente; π : o argumento do periélio = $\Omega + \pi$, com ω representando a longitude do periélio. (Modificado de Pälike, 2005).29
- Figura 1.4. Principais parâmetros orbitais. A) Excentricidade da órbita da Terra; B) Obliquidade do eixo de rotação da Terra; e C) Precessão do eixo de rotação da Terra. (Modificado de Zachos et al., 2001a).32
- Figura 1.5. Ilustração dos principais aspectos das reações positivas e negativas que levaram ao início e ao fim dos eventos anóxicos oceânicos. LIPs = grandes províncias ígneas. (Jenkyns, 2010; modificado de Weissert, 2000).39
- Figura 1.6. Posição estratigráfica dos principais eventos anóxicos oceânicos (OAEs) entre os períodos Jurássico e Cretáceo. (Modificado de Gradstein et al., 2020).41
- Figura 1.7. Mapa paleogeográfico de ~113 Ma mostrando a localização da seção de Poggio le Guaine (PLG). (Leandro et al., 2022).44

Figura 1.8. Coluna estratigráfica e paleomagnética para o Aptiano no PLG, com profundidades reais de acordo com as medidas de mergulho das camadas. Da direita para a esquerda: Litologia (Coccioni et al., 2012); estágios; polaridade (Savian et al., 2016); e formações. (Modificado de Leandro et al., 2022).	47
Figura 1.9. A) Mapa de localização do local da perfuração do testemunho Poggio le Guaine (PLG) (Bacia Umbria-Marche, Itália central). (Modificado de Coccioni & Galeotti; 1993; & Ferraro et al., 2020). B) Fotografia do afloramento da seção PLG, mostrando o local da perfuração do testemunho (círculo amarelo).....	49
Figura 1.10. Mapa de localização do DSDP Site 511 (51°00.28'S, 46°58.30'W) no Platô das Falklands. A) Imagem adaptada do Google Earth® disponível em 20/05/2023. B) Reconstrução paleogeográfica em 115 Ma. O local do DSDP Site 511 está representado pela estrela amarela. Nome das placas em preto (gerado a partir do website do GEOMAR http://www.odsn.de/odsn/services/paleomap/paleomap.html , Kiel, Alemanha).	51
Figura 1.11. Coluna litológica do DSDP Site 511. Números e imagens dos testemunhos, unidades litológicas e litologia principal após Deroo et al. (1983) e Ludwig et al. (1983).	53
Figura 1.12. Fluxograma com os passos seguidos nos nossos estudos para desenvolver as análises cicloestratigráficas e calibrações astronômicas. Este fluxograma é baseado no fluxograma típico de processamento e análise de dados apresentado por Kodama & Hinnov (2014), adaptado para investigações de fenômenos geológicos.	65
Figure 2.1. Paleogeographic reconstruction at 113 Ma. Location of the Poggio le Guaine (PLG) core in the Tethyan realm at 113 Ma (www.jan.ucc.nau.edu).	98
Figure 2.2. Integrated stratigraphy of the studied interval at PLG core. Stratigraphic framework of the PLG core with stratigraphic depths. Depths for the upper boundaries of the planktonic foraminiferal and calcareous nannofossil zones, and nannoconid decline and crisis biohorizons identified in the PLG core (Coccioni et al., 2012, 2014) and this work. Changes in A) magnetic susceptibility (MS) (dark green) with detrending linear (black-dotted line); B) anhysteretic remanent magnetization (ARM) (blue); C) $\delta^{13}\text{C}$ (purple). Codes for C/Ap-isotope segments (Bottini et al., 2015; Savian et al., 2016); D) $\delta^{18}\text{O}$ (orange). The gray bands highlight the Selli, Wezel, Fallot, 113/Jacob and Kilian Levels. The blue band in the stable isotope data represents the cold snap interval. Ba. Barremian, M. Microhedbergella, min. miniglobularis, P. Paraticinella, H. Hedbergella, G. Globigerinelloides, ferr. ferreolensis, L. Leupoldina.....	105

Figure 2.3. Spectral analysis of the cyclostratigraphic series. A) Magnetic susceptibility (MS); B) anhysteretic remanent magnetization (ARM); C) $\delta^{13}\text{C}$; D) $\delta^{18}\text{O}$. Top: 2π multitaper power spectra, with the AR(1) red noise spectral model and 90%, 95%, 99%, and 99,9% confidence levels (c.l.) for null hypothesis testing. Wavelengths of spectral peaks are labeled in cm. Bottom: evolutionary Fast Fourier Transform (eFFT) spectrograms with a 4m sliding window, with each calculated eFFT spectrum normalized to 1. MSB million-year scale band, E long eccentricity, e_{125} and e_{95} 125-kyr and 95-kyr short eccentricity, T_A and T_B are referred to periodicities of $\sim 60\text{--}70$ kyr, O obliquity, P_1 and P_2 precession..... 108

Figure 2.4. Astronomical calibration of the PLG. A) Sediment accumulation rate (SAR) curve based on 405-kyr tuning (pink); B) $\delta^{18}\text{O}$ (orange); C) logarithmic scale magnetic susceptibility (MS) data with linear interpolation and detrending linear (black line) and 405 kyr filter output (green line); D) La2004 orbital solutions (Laskar et al., 2004) for the eccentricity cycles of ~ 100 kyr (blue line) and ~ 405 kyr (red line); E) data calibrated by long eccentricity (purple). The gray bands highlight the Selli, Wezel, Fallot, 113/Jacob and Kilian Levels and the blue band represents the cold snap interval. Formations, lithology and planktonic foraminiferal zones (Coccioni et al., 2012, 2014; Coccioni, 2020) and this work, calcareous nannofossil zones (this work), polarity (Savian et al., 2016) and stage (this work) for the PLG core. M. *Microhedbergella*, *ris. rischi*, *min. miniglobularis*, P. *Paraticinella*, H. *Hedbergella*, G. *Globigerinelloides ferr. ferreolensis*, L. *Leupoldina*. E long eccentricity (red bundles), e short eccentricity (yellow bundles), O obliquity (blue bundles), P precession (purple bundles). 110

Figure 2.5. Comparison with Aptian timescales. Stratigraphic correlation of A) Huang et al. (2010); B) Malinverno et al. (2010); C) this work. The comparison tables indicate the magnetic polarity and planktonic foraminiferal and calcareous nannofossils zones. Stratigraphic extent of Selli Level equivalent sediments deposited during OAE 1a, Wezel Level, Fallot Level, 113/Jacob Level, and the Aptian–Albian boundary. The black arrows recorded decline and crisis of nannoconids. All stratigraphic scales are in age. H. *Hedbergella*, *plan. planispira*, G. *Globigerinelloides* L. *Leupoldina*, *ferr. ferreolensis*, Nannoc. *Nannoconid*, M. *Microhedbergella*, *min. miniglobularis*, P. *Paraticinella*..... 114

Figure 2.6. Stratigraphic framework and correlation between $\delta^{13}\text{C}$ data. A) PLG core, depths for the upper boundaries of the planktonic foraminiferal, calcareous nannofossil zones, nannoconid decline and crisis biohorizons identified in the core (Coccioni et al., 2012, 2014) and this work. The gray bands highlight the Selli, Wezel, Fallot, 113/Jacob

and Kilian Levels. Codes for C/Ap/Al-isotope segments (Bottini et al., 2015; Savian et al., 2016); B) DSDP Site 46335, codes for C/Ap-isotope segments (Price, 2003; Bottini et al., 2015). The top of C10 segment is modified from Bottini et al., 2015; C) Santa Rosa Canyon (Bralower et al., 1999), codes for C-isotope segments (Bralower et al., 1999). The C/Ap segments are represented by same colors for three sites. Ba. Barremian, M. Microhedbergella, min. miniglobularis, P. Paraticinella, H. Hedbergella, G. Globigerinelloides, ferr. ferreolensis, L. Leupoldina, R. Rhagodiscus, C. Chiastozygus, T. Ticinella, p. planispira, b. bejaouaensis, t. trocoidea, P. Prediscosphaera, A. Axopodorhabdus, litt. litterarius, W. Watznaueria, obl. Oblonga. 130

Figure 2.7. COCO analysis of the PLG core. A), D), G) COCO analysis with labeled potential sedimentation rate for 4, 6 and 8 m windows. B), E), H) Null hypothesis (H_0 , no astronomical forcing) show 0.52 and 0.58 cm/kyr sedimentation rate, associated to H_0 significance levels lower than 0.01 for MS series. C), F), I) are the number of contributing astronomical parameters in tested sedimentation rate. The target series is the La2004 astronomical solution (Laskar et al., 2004) at 117 Ma. Significance levels are estimated by using Monte Carlo simulation of 5000 iterations with a step of 0.01 cm/kyr. 132

Figure 2.8. COCO analysis and eCOCO sedimentation rate map of the MS series in the PLG core. A) Correlation coefficient (top) and evolutionary correlation coefficient (bottom, colored area) shown with sedimentation rate curve (black line) based on 405-kyr tuning. B) Null hypothesis test (top) and evolutionary null hypothesis (H_0) significance level (bottom). For both the COCO and eCOCO analyses, tested sedimentation rates range from 0.05 to 3.00 cm/kyr and the number of Monte Carlo simulations is 5000. For COCO analysis the step is 0.01 cm/kyr and eCOCO analysis the sliding window size is 4 m with a step 0.12 m. 133

Figure 2.9. eCOCO sedimentation rate map of the MS series in the PLG core. A) Evolutionary correlation coefficient. B) Evolutionary H_0 significance level. C) Evolutionary map of the number of contributing astronomical parameters. The sliding window size is 4 m; the number of Monte Carlo simulations is 5000. Sedimentation rate from 0.05 to 3.00 cm/kyr with a step of 0.12 m. Our ATS (black line in A). 134

Figure 2.10. Spectral analysis of PLG core data. 2π multitaper power spectra A) magnetic susceptibility (MS); B) anhysteretic remanent magnetization (ARM); C) $\delta^{13}\text{C}$; D) $\delta^{18}\text{O}$ data, with the AR(1) red noise spectral model and 85%, 90%, 95%, and 99% confidence levels (c.l.) for null hypothesis testing. The rectangle (dashed line)

indicates the frequency range for the MSB (million-year scale band). E long eccentricity, e_{125} and e_{95} 125-kyr and 95-kyr short eccentricity, T_A and T_B are referred to periodicities of ~60–70 kyr, O obliquity, P_1 and P_2 precession.	135
Figure 3.1. Paleogeographic reconstructions of the late Aptian – 115 Ma (Matthews et al., 2016), with A) a global map and B) location of the DSDP Site 511 in the southern South Atlantic Ocean.....	143
Figure 3.2. High-resolution carbonate parameters from DSDP Site 511. A) Total Inorganic Carbon (TIC); B) Total Organic Carbon (TOC); C) carbon and D) oxygen isotopes from bulk carbonate ($\delta^{13}C_{carb}$ and $\delta^{18}O_{carb}$). Numbers and pictures of the cores, lithological units and major lithologies after Deroo et al. (1983) and Ludwig et al. (1983). Arrows indicate the main trends in isotope data. Gray bands highlight the most significant gaps in data sampling. Pink bands highlight the interpreted Kilian and Paquier equivalent levels that constitute part of the OAE 1b cluster. Calcareous nannofossil biostratigraphy obtained in this study. Planktonic foraminifera biostratigraphy from Huber and Leckie (2011) and after Ando et al. (2013).....	148
Figure 3.3. Cross-plots between carbon and oxygen isotopes from DSDP Site 511. A) This work. B) Price & Gröcke (2002).	149
Figure 3.4. Cyclostratigraphic analyses for A) carbon and B) oxygen isotope depth-domain data sets for DSDP Site 511. Top - 4π multi-taper method (MTM) power spectrum associated with the first-order autoregressive (AR1) confidence levels. Bottom - normalized amplitude of an evolutive harmonic analysis (EHA). The dashed line indicates the tracking wavelength record of the long-eccentricity (E_{405}) component for the $\delta^{13}C$ data set.	151
Figure 3.5. Astronomical calibration of DSDP Site 511. A) Sedimentary accumulation rate (SAR) curve based on 405-kyr tuning (orange). B) $\delta^{13}C_{carb}$ data with linear interpolation and LOESS detrending (black line) and 405-kyr filter output (green line). C) La2004 orbital solutions (Laskar et al., 2004) for the eccentricity cycles of ~100 kyr (blue line) and ~405 kyr (red line). D) Data calibrated by long eccentricity (purple). The pink band highlights the Kilian Level. Numbers and pictures of the cores, lithological unit, and major lithologies after Deroo et al. (1983) and Ludwig et al. (1983). Calcareous nannofossil biostratigraphy obtained in this study. Planktonic foraminifera biostratigraphy from Huber & Leckie (2011) and Ando et al. (2013).....	152
Figure 3.6. TimeOpt analysis (A–D), eTimeOpt sedimentation rate map (E–G) (analysis using a moving normalized window of 13 meters) and Monte Carlo simulation (H–J) results of the $\delta^{13}C_{carb}$ series in DSDP Site 511 (487.6–447.5 mbsf). TimeOpt	

analysis: A) Comparison of the band-passed short-eccentricity (black line) and the data-amplitude envelope (red line) determined via the Hilbert transform (Taner et al., 1979). B) Comparison of the data-amplitude envelope (red line) and the TimeOpt-reconstructed eccentricity model (blue line). C) Periodogram for the $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ data, given the TimeOpt derived sedimentation rate of 1.089 cm/kyr (black line). Dashed red lines indicate long (E, 405 kyr) and short (e, 125–95 kyr) eccentricity. D) Cross-plot of the data-amplitude envelope and the TimeOpt-reconstructed eccentricity model in panel ‘a’. eTimeOpt analysis: E) Squared Pearson correlation coefficient for the amplitude envelope fit (r^2 envelope). F) Squared Pearson correlation coefficient for the spectral power fit (r^2 spectral). G) Results from the combined envelope and spectral fit (r^2 opt). The sliding window is 13 m and the number of sliding steps is 0.12. The test sedimentation rates are from 0.5 to 1.5 cm/kyr with a step of 0.1 cm/kyr. Sedimentation rate curves are based on our FATS (red line). H) 50000 Monte Carlo simulations of AR1 red noise at the sedimentation rate indicated by the amplitude envelope of the precession index band (4.5 cm/kyr; $r^2_{\text{envelope}} = 0.23118$; $p = 0.56668$). I) 50000 Monte Carlo simulations of AR1 red noise at the sedimentation rate indicated by the orbital eccentricity model (2.7 cm/kyr; $r^2_{\text{power}} = 0.31519$; $p = 0.00358$). J) 50000 Monte Carlo simulations of AR1 red noise at the optimal sedimentation rate (2.9522 cm/kyr; $r^2_{\text{opt}} = 0.027776$, $p = 0.05776$). 154

Figure 3.7. Correlation of lower Albian $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ records. A) Map generated with the ODSN paleogeographic reconstruction system (ODSN Plate Tectonic Reconstruction Service; ~113 Ma). $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ of B) DSDP Site 511, C) Core SER-03, Brazil (Fauth et al., 2022), and D) PLG section, Italy (Coccioni et al., 2014). Dashed red lines show a negative $\delta^{13}\text{C}$ excursion that represents the local expression of the Kilian Level.... 161

LISTA DE TABELAS

Table 2.1. Estimated timespan of Aptian events. Comparison of timespan for the Aptian-earliest Albian black shale levels (Huang et al., 2010; Malinverno et al., 2010) and this work.	111
Table 2.2. Estimated timespan of bioevents. Depths for the upper boundaries of the planktonic foraminiferal and calcareous nannofossil zones, and nannoconid decline and crisis biohorizons identified in the PLG core (Coccioni et al., 2012, 2014; Coccioni, 2020) and this work, and their ages and timespan estimated in this work.	111
Table 2.3. Estimaded ages of the black-shale levels. Comparison of estimated ages of Aptian-earliest Albian black shale levels (Huang et al., 2010; Malinverno et al., 2010; Bottini et al., 2012, 2015; Sabatinho et al., 2018) and this work.	116
Table 3.1. Comparison of ages for biostratigraphic events (FO = First Occurrence; LO = Last Occurrence) for planktonic foraminifera and calcareous nannofossil zonal marker species.	156

SUMÁRIO

Capítulo 1 – TEXTO INTEGRADOR.....	21
1.1 INTRODUÇÃO	22
1.2 ESTADO DA ARTE	25
1.2.1 Cicloestratigrafia.....	26
1.2.1.1 Excentricidade.....	30
1.2.1.2 Obliquidade	33
1.2.1.3 Precessão	33
1.2.2 Elaboração de modelos de idade a partir da cicloestratigrafia	34
1.2.3 Eventos Anóxicos Oceânicos	37
1.2.3.1 Principais Eventos Anóxicos no período Aptiano–Albiano	41
1.3 CONTEXTO GEOLÓGICO.....	43
1.3.1 Poggio le Guaine (PLG)	43
1.3.1.1 Descrição e localização do testemunho PLG	48
1.3.2 DSDP Site 511	49
1.3.2.1 Descrição e localização do DSDP Site 511	51
1.4 MATERIAIS E MÉTODOS.....	53
1.4.1 Descrição do conjunto de dados utilizados	54
1.4.2 <i>Proxies</i> paleoclimáticos	55
1.4.3 Análise de sinais cicloestratigráficos	60
1.4.3.1 Calibração astronômica.....	62
1.4.3.2 Estimativas das taxas médias de sedimentação	63
1.5 REFERÊNCIAS.....	66
Capítulo 2 – ARTIGO I.....	93
2.1 ASTRONOMICAL TUNING OF THE APTIAN STAGE AND ITS IMPLICATIONS FOR AGE RECALIBRATIONS AND PALEOCLIMATIC EVENTS.....	94
2.1.1 Abstract	95
2.1.2 Introduction.....	95
2.1.3 Methods.....	98
2.1.3.1 Geological setting and sampling strategy	98
2.1.3.2 Rock magnetism.....	99
2.1.3.3 Stable $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ isotopes	100
2.1.3.4 Planktonic Foraminifera.....	101
2.1.3.5 Calcareous Nannofossils.....	101

2.1.3.6 Cyclostratigraphy.....	102
2.1.4 Results	103
2.1.4.1 Magnetic and stable isotope variations.....	103
2.1.4.2 Aptian astronomically-tuned chronology.....	106
2.1.5 Discussion	111
2.1.6 Data availability	120
2.1.7 Code availability	120
2.1.8 Acknowledgments	120
2.1.9 References	121
2.2 SUPPLEMENTARY MATERIAL ON: ASTRONOMICAL TUNING OF THE APTIAN STAGE AND ITS IMPLICATIONS FOR AGE RECALIBRATIONS AND PALEOCLIMATIC EVENTS	129
Capítulo 3 – ARTIGO II.....	138
3.1 ORBITAL-SCALE CHRONOSTRATIGRAPHY OF DSDP SITE 511, FALKLAND PLATEAU: NEW INSIGHTS ON ALBIAN OAEs	139
3.1.1 Abstract.....	139
3.1.2 Introduction.....	140
3.1.3 Materials and methods	142
3.1.3.1 DSDP Site 511	142
3.1.3.2 Calcareous nannofossil biostratigraphy.....	143
3.1.3.3 Total inorganic and organic carbon (TIC and TOC).....	144
3.1.3.4 Carbon and oxygen isotopes from carbonates ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$).....	144
3.1.3.5 Cyclostratigraphy.....	145
3.1.4 Results	146
3.1.4.1 Calcareous Nannofossils.....	146
3.1.4.2 Geochemistry (TIC, TOC, $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, and $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$).....	147
3.1.4.3 Cyclostratigraphy.....	149
3.1.3.4.1 Astronomical tuning.....	149
3.1.3.5 SAR analysis	153
3.1.4 Discussion	155
3.1.4.1 Biostratigraphy and Albian floating astronomical timescale (ATS) in the Falkland Plateau.....	155
3.1.4.2 Albian cyclostratigraphy and time scales.....	157
3.1.4.3 Aptian–Albian transition and OAE 1b: correlation between South Atlantic and Tethyan sections	159

3.1.5 Conclusions.....	163
3.1.6 Acknowledgments	163
3.1.7 References	164
Capítulo 4 – CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	174
4.1 RESUMO DOS RESULTADOS E DISCUSSÃO	175
4.2 CONSIDERAÇÕES FINAIS	177
4.3 REFERÊNCIAS.....	178
Capítulo 5 – ARQUIVOS COMPLEMENTARES.....	181
5.1 COMPROVANTE DE PUBLICAÇÃO DO ARTIGO I	182
5.2 COMPROVANTE DE SUBMISSÃO DO ARTIGO II	183
5.3 PARTICIPAÇÃO EM EVENTOS CIENTÍFICOS.....	184
5.3.1 I Simpósio Brasileiro de Geologia e Geofísica Marinha (Rio de Janeiro, RJ, Brasil)	184
5.3.2 II Simpósio Brasileiro de Geologia e Geofísica Marinha (Porto Alegre, RS, Brasil)	185
5.3.3 AGU Fall Meeting 2019 (San Francisco, CA, Estados Unidos)	186
5.3.4 Palestra no Ciclo de Seminários do Programa de Pós-Graduação em Geofísica - PPGG do Observatório Nacional/MCTI.....	187
5.3.5 Prêmio ANP de Inovação Tecnológica 2022 – Categoria I.....	188
5.3.6 Palestra na XX Semana Acadêmica da Geologia – 50 anos da Geologia Unisinos	189
5.4 HISTÓRICO DO CURSO	190

ESTRUTURA DA TESE

Esta tese contempla a obtenção de modelos de idade, a partir da calibração astronômica, e a discussão paleoclimática dos períodos Aptiano–Albiano, no Cretáceo inferior, no testemunho Poggio le Guaine (PLG), Bacia de Umbria-Marche, Itália e no *Deep Sea Drilling Program (DSDP) Site 511*, Platô de Falkland. O estudo é fruto do trabalho desenvolvido para a obtenção do título de Doutor em Ciências pelo Programa de Pós-Graduação em Geociências (PPGGEO) da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS).

A tese de doutorado está estruturada em torno de dois artigos científicos. O primeiro artigo científico foi publicado no periódico *Nature Communications* (fator de impacto 17.69; estrato Qualis-CAPES A1), pertencente a editora *Nature Publishing Group*. O segundo artigo científico foi submetido ao periódico *Paleoceanography and Paleoclimatology* (fator de impacto 3.99; estrato Qualis-CAPES A1), pertencente a editora *American Geophysical Union (AGU)*, e encontra-se em revisão. A sua organização compreende cinco capítulos, conforme especificado a seguir.

O Capítulo 1 é composto pelo texto integrador, o qual contempla a introdução, estado da arte, localização e contexto geológico, dados e métodos, um apanhado geral dos resultados e discussões, conclusões e referências bibliográficas. Visto que os tópicos de materiais e métodos, resultados e discussões são abordados de maneira mais aprofundada nos capítulos referentes aos artigos científicos.

O Capítulo 2 corresponde ao primeiro artigo científico, intitulado: “*Astronomical tuning of the Aptian stage and its implications for age recalibrations and paleoclimatic events*”, que compõe o corpo principal da tese, e o material suplementar referente ao artigo.

O Capítulo 3 corresponde ao segundo artigo científico, intitulado: “*Orbital-scale chronostratigraphy of DSDP Site 511, Falkland Plateau: new insights on Albian OAEs*”, e o material suplementar referente ao artigo. Como já mencionado anteriormente, o primeiro artigo foi publicado e o segundo artigo submetido em periódicos internacionais e, portanto, os capítulos II e III estão redigidos em língua inglesa.

O Capítulo 4 apresenta a síntese dos principais resultados e discussões obtidos na tese e as considerações finais.

O Capítulo 5 é composto por documentos que complementam e agregam os tópicos abordados ao longo da tese, como a capa do primeiro artigo publicado na *Nature Communications*, comprovante de submissão do segundo artigo a

Paleoceanography and Paleoclimatology, comprovantes de participação em eventos científicos e o histórico escolar do curso.

CAPÍTULO 1 – TEXTO INTEGRADOR

1.1 INTRODUÇÃO

Durante o final do Cretáceo inferior, entre os períodos Aptiano e Albiano (121.4–100.5 Ma; Gradstein *et al.*, 2020), ocorreram drásticas mudanças na paleogeografia, paleobiologia e geoquímica dos oceanos, que incluem os eventos de anoxia oceânica (OAE, na sigla em inglês) e extinção em massa, anomalias na composição isotópica de carbono e na concentração de metais em sedimentos marinhos, além de extenso magmatismo continental e oceânico, associado a um dos períodos de maior taxa de produção de crosta oceânica de todo o Fanerozóico (e.g., Arthur & Schlanger, 1979; Barron, 1983; Weissert, 1989; Tarduno *et al.*, 1991; Larson, 1991a,b; Larson & Erba, 1999; Erba *et al.*, 1999; van Breugel *et al.*, 2007; Jenkyns, 2010; Matsumoto *et al.*, 2022). Estas condições peculiares levaram os cientistas a pensarem em suas causas e consequências durante as últimas décadas, mas ainda sem uma explicação completa. Neste mesmo período, também ocorreu a formação dos maiores campos petrolíferos do mundo (e.g., Arthur & Schlanger, 1979; Barron, 1983), incluindo o Pré-Sal no Brasil (e.g., Karner & Gamboa, 2007). Estas condições *greenhouse* também são análogos excelentes para entender o sistema climático da Terra no passado e abastecer os modelos para o futuro.

O Aptiano–Albiano, no Cretáceo inferior, foram períodos caracterizados por um clima quente onde prevalecem condições *supergreenhouse* (Figura 1.1), baixos gradientes de temperatura latitudinal e a ausência de calotas de gelo (e.g., Barron, 1983; Clarke & Jenkyns 1999; Huber *et al.*, 2002; Pucéat *et al.*, 2003; Erbacher *et al.*, 2011; Föllmi, 2012; Friedrich *et al.*, 2012; Bodin *et al.*, 2015; O'Brien *et al.*, 2017). Compilações baseadas em $\delta^{18}\text{O}$ e TEX₈₆ mostram temperaturas entre 25 e 40°C superiores às atuais durante o Aptiano-Turoniano (O'Brien *et al.*, 2017). No entanto, estudos realizados nas últimas décadas demonstraram que este período não é continuamente caracterizado por condições *greenhouse*, pois incursões de resfriamento também foram identificadas (e.g., Hochuli *et al.*, 1999; Price, 1999; Herrle & Mutterlose, 2003; Mutterlose *et al.*, 2009; McAnena *et al.*, 2013; Millán *et al.*, 2014; Bottini *et al.*, 2015; Bottini & Erba, 2018).

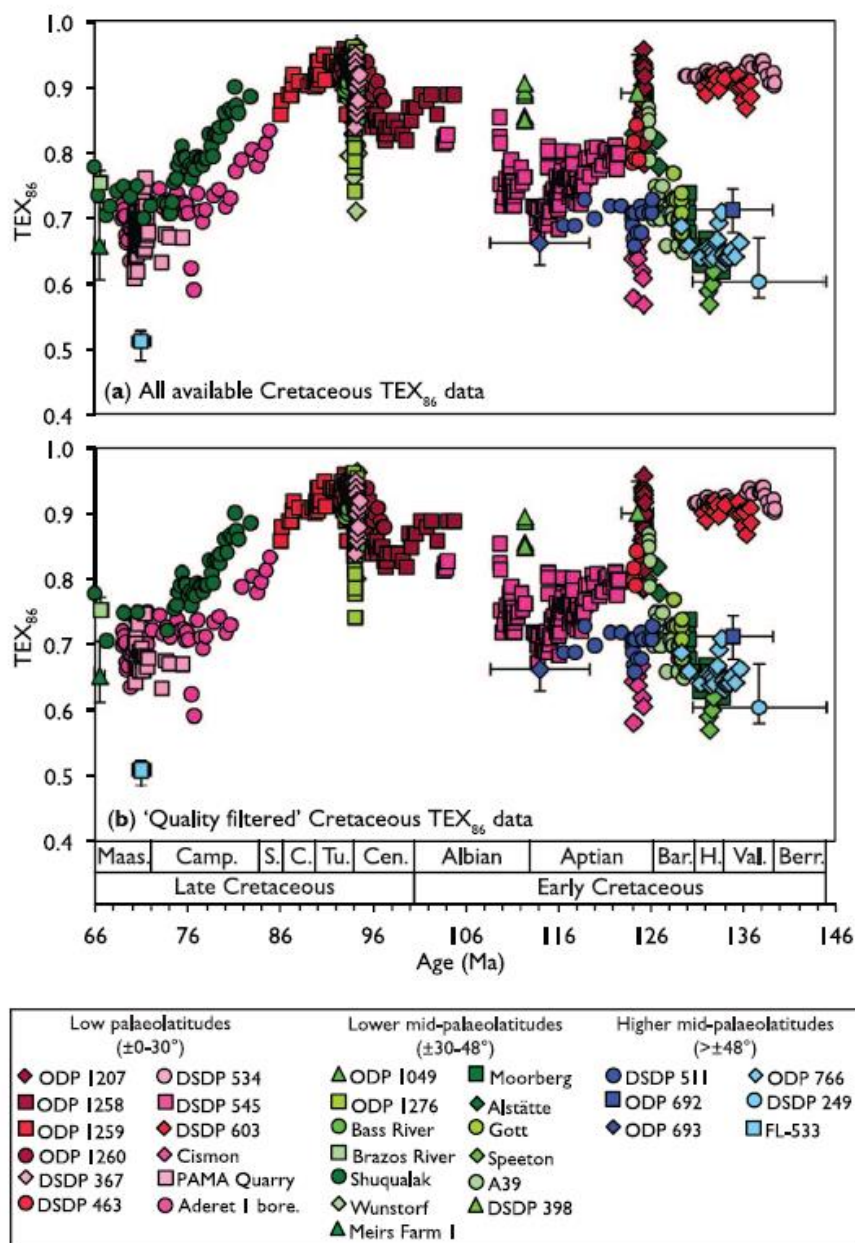


Figura 1.1. Variações de temperatura desde o Berriasiano ao Masstrichtiano que mostram importantes mudanças no Aptiano–Albiano. A) Dados de TEX_{86} publicados para o Cretáceo ($n = 1143$). B) Valores de TEX_{86} filtrados com a eliminação de dados com possíveis problemas. (O'Brien *et al.*, 2017).

O período Aptiano–Albiano foi também caracterizado pela ocorrência de grandes províncias ígneas (*Large Igneous Provinces* – LIPs) que liberaram rapidamente grandes quantidades de CO_2 na atmosfera, sendo o gatilho de grandes perturbações no ciclo do carbono (e.g., Larson, 1991a,b; Larson & Erba, 1999; Weissert & Erba, 2004; Matsumoto *et al.*, 2022). As perturbações no ciclo do carbono e os episódios de

intenso e generalizado soterramento de carbono em ambiente marinho, foram definidos como OAEs (Schlanger & Jenkyns, 1976; Jenkyns, 2010) (Figura 1.2).

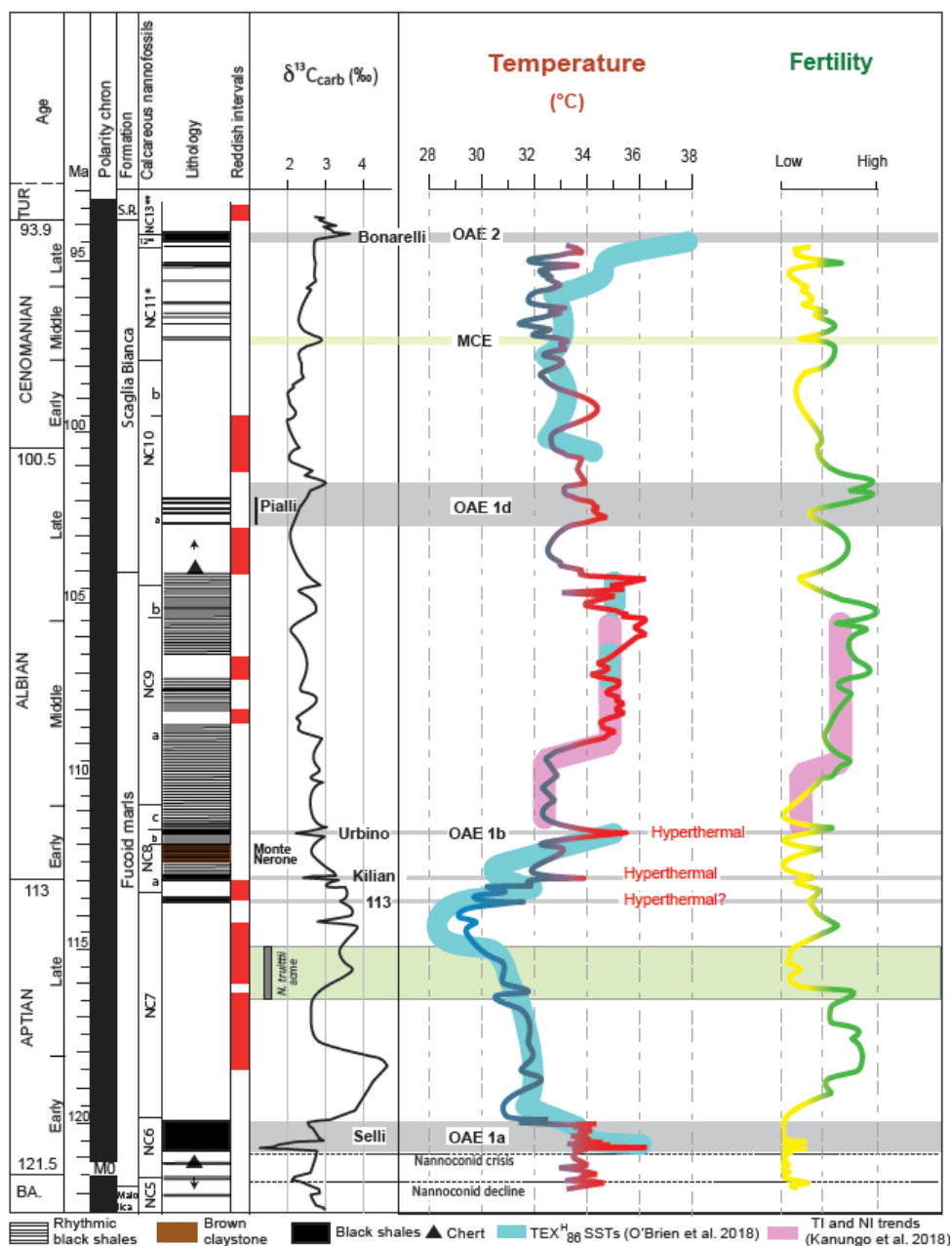


Figura 1.2. Variações das concentrações de carbono, temperatura e fertilidade do Aptiano ao Turoniano. Marcados em cinza os principais OAEs deste período. (Bottini & Erba, 2018).

Os OAEs apresentam episódios rápidos e extremos em seções do Cretáceo, onde na maioria dos registros em águas marinhas profundas, consistem em camadas de calcários e margas ou folhelhos negros (*black shales*), frequentemente arranjados em ciclos que correspondem às periodicidades orbitais de Milankovitch (e.g., Herbert & Fischer, 1986; Giorgioni *et al.*, 2012; Leandro *et al.*, 2022; Charbonnier *et al.*, 2023).

Os ciclos de Milankovitch são comumente registrados em seções sedimentares do Cretáceo, mostrando uma forte resposta sedimentar da forçante orbital (e.g., Giorgioni *et al.*, 2012; Leandro *et al.*, 2022). Dessa forma, o vulcanismo e a forçante orbital desempenharam um papel importante no clima do Aptiano–Albiano (e.g., Giorgioni *et al.*, 2012; Leandro *et al.*, 2022; Matsumoto *et al.*, 2022).

As seções sedimentares da Bacia de Umbria-Marche (UMB, na sigla em inglês), são ideais para estudos paleoceanográficos pois possuem registros pelágicos contínuos no oceano Tétis. No intervalo Aptiano–Albiano, os sedimentos depositados na UMB correspondem a Formação Marne a Fucoidi. No Aptiano, estão presentes o evento OAE1a (nível Selli) e os níveis Wezel, Fallot, 113/Jacob e Kilian (e.g., Bottini & Erba, 2018; Leandro *et al.*, 2022). E no Albiano, os OAEs 1b e 1d (Coccioni *et al.*, 1987, 1989; Bottini & Erba, 2018).

No entanto, as idades e a duração dos OAEs do Aptino e Albiano, bem como suas causas e efeitos, continuam sendo um debate na literatura (Erba *et al.*, 2015). Estas incertezas geocronológicas são um grande problema para estudos paleoceanográficos. Dessa forma, esta Tese de Doutorado tem por objetivo obter vínculos cronoestratigráficos mais precisos para os eventos paleoclimáticos do Aptiano–Albiano através de modelos cicloestratigráficos. Somente com vínculos cronoestratigráficos precisos será possível, futuramente, estabelecer as principais mudanças climáticas globais no Aptiano–Albiano, bem como suas causas e consequências.

1.2 ESTADO DA ARTE

Forçantes astronômicas são um dos principais motores das alterações climáticas naturais e as suas expressões sedimentológicas podem ser frequentemente identificadas no registro estratigráfico (Hinnov, 2018; Meyers, 2019; Sinnesael *et al.*, 2019; Laskar, 2020). O estudo dos registros astronômicos é um informativo valioso da dinâmica climática e dos processos sedimentológicos do passado. Além disso, devido à natureza quase-periódica dos ciclos astronômicos de excentricidade, precessão e obliquidade, a identificação desses ciclos também fornece restrições temporais altamente resolvidas para sequências sedimentares.

A cicloestratigrafia - que é a identificação desses ciclos orbitalmente forçados em sequências sedimentares - levou a grandes avanços na Escala de Tempo Geológico (GTS, na sigla em inglês; Gradstein *et al.*, 2012). O método auxilia na elaboração de

modelos de idade para períodos em que a bioestratigrafia e o insucesso em datações radiométricas, não são capazes de fornecer idades absolutas de qualidade.

Aqui, serão apresentados os principais tópicos que abordam os assuntos relevantes aos artigos apresentados como resultados desta Tese. O tópico 1.2.1 faz uma síntese histórica da cicloestratigrafia, mostra os parâmetros orbitais utilizados nas análises cicloestratigráficas e os efeitos conjuntos destes parâmetros sobre a insolação e o clima. O tópico 1.2.2 mostra o potencial da cicloestratigrafia como provimento de informações cronoestratigráficas em alta resolução, e como é realizada a elaboração de modelos de idade a partir da astrocronologia. Após este tópico, o item 1.2.3 discorre sobre os OAEs ressaltando os principais eventos climáticos para os períodos Aptiano e Albiano. Nos itens 1.3 e 1.4 são apresentados, respectivamente, os contextos geológicos das duas áreas de estudo e os materiais e métodos utilizados na elaboração dos modelos de idade apresentados nos artigos.

1.2.1 Cicloestratigrafia

Nossas vidas literalmente giram em torno de ciclos: séries de eventos que se repetem regularmente na mesma ordem. Existem centenas de tipos diferentes de ciclos no universo e quase-periodicidades. Alguns são naturais, como a mudança das estações, as migrações anuais de animais, ou os ritmos circadianos, que regem nossos padrões de sono. Outros são produzidos pelo homem, como cultivo e colheita ou ciclos econômicos. Os ciclos também desempenham papéis importantes no clima de curto e longo prazo na Terra.

O clima da Terra passou por diversas mudanças ao longo do tempo, e as consequências dessas mudanças estão diretamente ligadas ao lugar, no qual a área de estudo se localizava, e em qual período geológico este sistema estava exposto (Berger *et al.*, 1992; Schwarzacher, 1993). As oscilações climáticas de curtos ou longos períodos são resultantes de processos de interações internas e externas ao planeta. O primeiro sistema de interações está relacionado com as dinâmicas oceânicas, atmosféricas, das massas de gelo e da biosfera terrestre. Em contrapartida, o sistema de interações externas tem como principais geradores de mudanças as relações dinâmicas entre os corpos celestes que integram o Sistema Solar, com maior destaque para o Sol (Berger *et al.*, 1992).

Diferentes fatores e escalas de tempo podem estar relacionados a ciclicidades e os depósitos sedimentares podem ser excelentes registros desses eventos. Exemplos

disso são sucessões cíclicas relacionadas a: (i) maré, presentes no registro geológico do Arqueano ao recente (e.g., Smith *et al.*, 1990; Eriksson & Simpson, 2000), (ii) ciclos anuais, usualmente referidos como varvitos (e.g., Schimmelmann *et al.*, 2016), (iii) variações anuais a centenais, relacionadas tanto a reorganizações na dinâmica oceano-atmosfera, como o El Niño-Oscilação Sul e a Oscilação do Atlântico Norte, quanto à atividade solar (e.g., Schaaf & Thurow, 1997; Black, 1999; Neff, *et al.*, 2001), (iv) ciclos milenares, dentre os quais pode-se destacar os eventos Dansgaard-Oeschger e Heinrich, relacionados a rápidas oscilações climáticas (Bond *et al.*, 1993), (v) ciclos orbitais da ordem de dezenas de milhares a poucos milhões de anos, relacionados a variações na órbita terrestre (Hinnov, 2013), e (vi) as variações na dinâmica da galáxia em escala de dezenas de milhões de anos, as quais são sugeridas como um fator que pode ter influenciado nos grandes eventos de extinção em massa (e.g., Rampino, 2015).

Como pode-se observar, inúmeros parâmetros podem atuar como fatores controladores na deposição sedimentar e ficarem preservados na forma de ciclicidades estratigráficas. Porém, os ciclos orbitais, comumente chamados de ciclos de Milankovitch, são sem dúvida os ciclos mais bem estabelecidos no entendimento estratigráfico (Hinnov & Hilgen, 2012).

Há um século, o matemático sérvio Milutin Milankovitch, formulou a hipótese de que os efeitos coletivos a longo prazo das mudanças na posição da Terra em relação ao Sol são um forte condutor do clima da Terra a longo prazo, e são responsáveis por desencadear o início e o fim dos períodos de glaciação (Idade do Gelo). De acordo com a Teoria de Milankovitch, as perturbações dos parâmetros astronômicos são os principais mecanismos externos que influenciam a distribuição da entrada de radiação e afetam o sistema climático numa escala local a global.

Apesar de não ter sido a primeira proposta teórica sobre a relação orbital controlando mudanças paleoclimáticas (as primeiras obras foram propostas na primeira metade do século XIX por Jens Esmark em 1824; Agassiz, em 1838 e Adhèmar em 1842), e apesar de interrogações específicas (e.g., Berger *et al.*, 1989; Imbrie *et al.*, 1992; Fleming *et al.*, 1998; Clark *et al.*, 1999; Berger, 2012; Proistosescu *et al.*, 2012; Feng & Bailer-Jones, 2015; Puetz *et al.*, 2016), trouxe implicações importantes para as Ciências da Terra através da ligação de padrões de radiação - recebidos pela Terra a partir do Sol (insolação) durante o verão em altas latitudes do Hemisfério Norte - às oscilações glaciais/interglaciais (Hays *et al.*, 1976; Berger *et al.*, 1989; Loutre, 2003; Berger, 2012).

A teoria ganhou força a partir da década de 1950, com estudos isotópicos em sedimentos marinhos que evidenciaram o controle de ciclos orbitais em mudanças climáticas (Emiliani, 1955, 1966). Com base na Teoria de Milankovitch, tais alterações induzidas pela astronomia sobre padrões de insolação (sazonais, latitudinais e totais) são razoavelmente previsíveis e ocorrem quase-periodicamente de 10^4 a 10^6 anos (Laskar, 1988, 1999; Paillard, 2001; Loutre, 2003; Hinnov, 2013). Além disso, a dinâmica do Sistema Solar está sujeita a proeminentes perturbações estocásticas ao longo do tempo, o que é particularmente notável e crítico para o comportamento dos planetas interiores (Laskar, 1984, 1988, 1989, 1999).

Tais características implicam um sistema dinâmico altamente complexo de vários corpos, no qual os movimentos gravitacionais e individuais refletem várias ressonâncias de longo período, impedindo assim uma convergência de soluções analíticas (Laskar *et al.*, 2004, 2011; Mörner, 2012).

Durante um determinado tempo, a órbita de um corpo em torno do Sol, pode ser representada pelos seus "Elementos Orbitais Kleperianos", aqui designados como "elementos orbitais". Tais elementos definem: (i) a posição; (ii) a forma e (iii) a orientação de uma órbita, bem como, (iv) a localização de um corpo em relação a um plano fixo de referência (Berger & Loutre, 1991; Berger *et al.*, 1992; Pälike *et al.*, 2005). A estimativa dos parâmetros astronômicos é feita a partir do conhecimento destes elementos orbitais (Hinnov, 2000), para os quais as alterações e perturbações têm significado climático de acordo com a Teoria de Milankovitch. Os elementos orbitais fundamentais da Terra são representados esquematicamente na Figura 1.3.

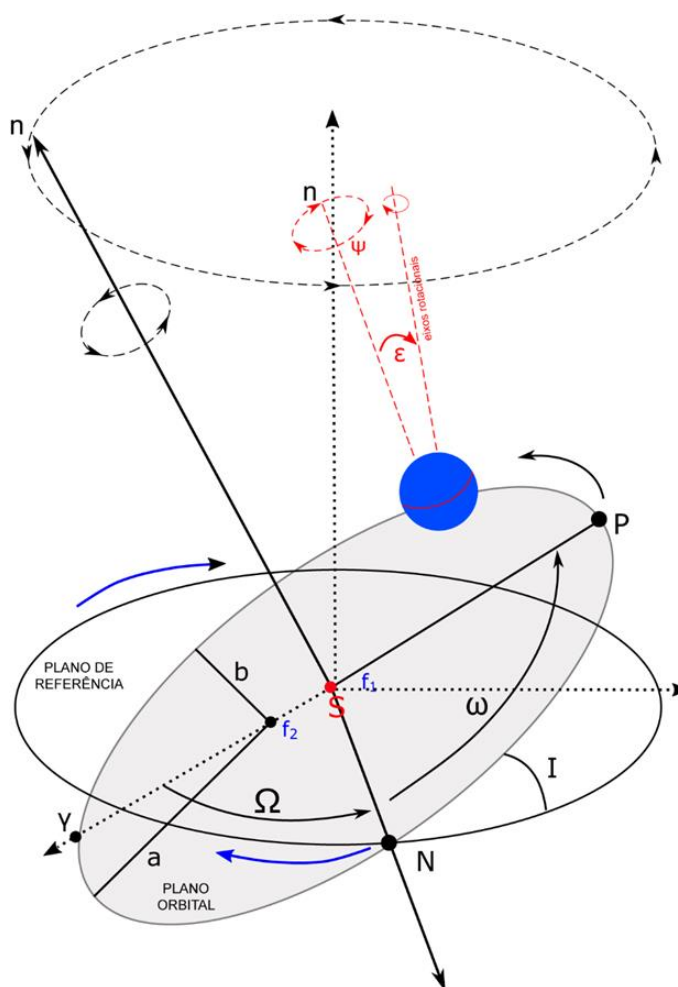


Figura 1.3. Representação da órbita da Terra e seus elementos orbitais fundamentais usados para definir a órbita terrestre ao redor do Sol, assim como sua posição nessa órbita. Nesta figura, f_1 e f_2 representam os dois focos da órbita elíptica, com o Sol (S) ocupando um deles; a e b representam semi-maior e, conseqüentemente, o tamanho do eixo e semi-menor, respectivamente. O plano terrestre da órbita é aqui identificado como “plano orbital” que é inclinado em um ângulo I em relação a um plano horizontal é aqui identificado como “plano de referência”. O eixo Z é o normal para o plano de referência e o eixo n é o normal para o plano orbital. O ponto N é chamado de “nó ascendente” e representa o ponto onde os planos orbitais e de referência se cruzam; P representa o periélio. Os elementos orbitais são geralmente estabelecidos em relação a um conjunto de eixos retangulares que se originam no centro do Sol (mostrados como linhas pontilhadas) e perpendiculares ao plano de referência. Além de I , e a , os outros elementos orbitais são representados por: definir a excentricidade da órbita e , conseqüentemente, sua forma; Ω : a longitude do nó ascendente; π : o argumento do periélio = $\Omega + \pi$, com ω representando a longitude do periélio. (Modificado de Pälke, 2005).

As estabilidades das orbitas planetárias sofre interferências do Sol e de outros grandes objetos massivos do Sistema Solar, como Júpiter e Saturno, que transmitem o impulso através do torque gravitacional. Em particular, a Terra tem sua órbita influenciada por seu satélite, a Lua, por meio do efeito de atração entre os corpos (Laskar *et al.*, 1989, 1993, 2014, 2011a; Berger *et al.*, 1992; Fang *et al.*, 2015). O somatório destas perturbações causa variações perceptíveis na órbita terrestre em torno do Sol, da mesma forma que a orientação do seu eixo de rotação e a posição do plano equatorial em relação ao plano orbital (Laskar, 1999; Berger & Loutre, 2004). Isto implica num deslocamento em três parâmetros astronômicos: (i) excentricidade orbital da Terra (e); (ii) inclinação axial da Terra, ou obliquidade da eclíptica (ϵ) e (iii) precessão do eixo de rotação da Terra, ou precessão dos equinócios ($e \text{ sen } \psi$) (Hinnov & Hilgen, 2012).

Enquanto as mudanças de excentricidade são impulsionadas pela dinâmica geral do Sistema Solar, as mudanças de obliquidade e de precessão resultam, mais especificamente, da dinâmica da Lua, da Terra e dos efeitos sobre a rotação e elipticidade dinâmica da Terra que, por sua vez, influenciam os seus momentos de inércia e afetam a taxa de precessão (Hinnov, 2013). Os papéis e efeitos conjuntos da excentricidade, da obliquidade e das mudanças de precessão sobre a insolação e o clima serão discutidos a seguir.

1.2.1.1 Excentricidade

Conforme a primeira Lei de Kepler, chamada lei das órbitas elípticas, a órbita da Terra é melhor representada como uma elipse, com o Sol em um dos focos. Esta configuração orbital apresenta dois formatos geométricos, que possuem variações de acordo com o semieixo a^2 (que determina o tamanho da órbita), e a sua excentricidade e (determinando a forma da órbita), oscilando de forma quase periódica com o tempo, e influenciando na insolação que a Terra recebe do Sol (Paillard, 2001; Loutre, 2003). No entanto, não há evidências discutidas na literatura de alterações distintas no passado em a , enquanto e mudou quase que periodicamente (Loutre, 2003).

Para determinar a excentricidade da órbita, utiliza-se a Equação 1.1 (Berger & Loutre, 1994), que expressa o quão elíptica ou alongada ela é.

$$e = \frac{(a^2 - b^2)^{\frac{1}{2}}}{a} \quad (1.1)$$

onde:

a = Semi-eixo maior da órbita terrestre

b = Semi-eixo menor da órbita terrestre

Valores de e próximos a zero, indicam uma órbita mais circular, enquanto os valores próximos de um, sugerem uma órbita elíptica (Figura 1.4A). Os valores de excentricidade para a órbita da Terra vão de ~ 0.066957 a ~ 0.000213 (e.g., Berger & Loutre, 1994; Lourens & Tüenter, 2009). Atualmente, o valor de e é ~ 0.0167 , e está decrescendo.

A influência que a oscilação do semieixo a exerce na excentricidade, propaga-se para a média anual da insolação na Terra, e é durante a excentricidade máxima, que se atinge os maiores valores médios anuais de insolação (Lourens & Tüenter, 2009). Contudo, a modulação da excentricidade sobre a precessão e as suas consequências sobre as diferenças entre estações (sazonalidade) têm um papel importante na variação do clima. De acordo com Berger *et al.* (1992), a expressão trigonométrica das funções quase periódicas da excentricidade no tempo é dada pela Equação 1.2:

$$e = e_0 + \sum E_i \cos(\lambda_i t + \phi_i) \quad (1.2)$$

onde:

e_0 = constante de excentricidade = 0.0287 (Berger & Loutre, 2004)

E_i = amplitude

λ_i = frequência secular

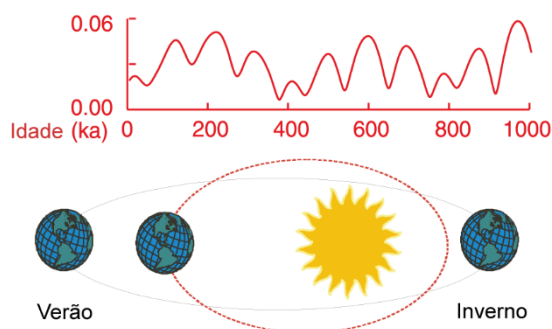
ϕ_i = constante de fase fundamental

De acordo com a solução da Equação 1.2, fornecida para os últimos 40 Ma, as mudanças da excentricidade terrestre ocorrem nos períodos de ~ 400 ka (mil anos) e ~ 100 ka de forma sobreposta (Laskar *et al.*, 2004), sendo encontrados também, outros períodos importantes, como 405, 95, 124, 99, 131 e 2380 ka, por ordem decrescente das amplitudes (Berger & Loutre, 2004).

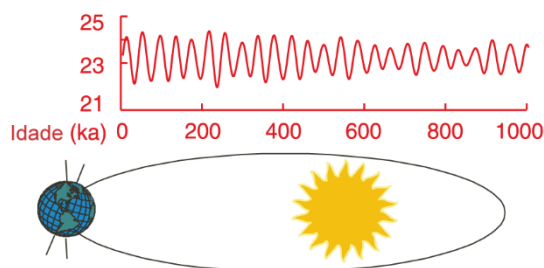
Os períodos encontrados para a excentricidade ocorrem por causa das interações entre os periélios das órbitas de Marte e da Terra $g_4 - g_3$ e de Vênus e Júpiter $g_2 - g_5$ (Hinnoy, 2013). Tais interações são as responsáveis pelos mecanismos que estabelecem as variações dos períodos de excentricidade de 100 ka

e 405 ka, respectivamente (Hinnov, 2000, 2013). Embora o clima da Terra não apresente mudanças anuais significativas em relação à excentricidade, sugere-se a existência de um efeito cumulativo, para escalas temporais maiores, influenciando as transições de fase (e.g., épocas glaciais e interglaciais). Comumente, a diferença entre o afélio e o periélio, em medidas anuais, são maiores quanto mais elíptica é a órbita da Terra (Loutre, 2003; Berger & Loutre, 2004; Spiegel *et al.*, 2010), evidenciando que a principal contribuição da excentricidade nas variações climáticas é a modulação das amplitudes da precessão.

A) Excentricidade: 400 ka e 100 ka



B) Obliquidade: 41 ka



C) Precessão: 23 ka

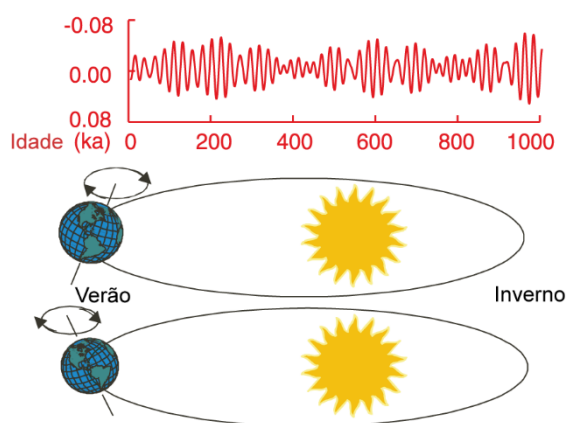


Figura 1.4. Principais parâmetros orbitais. A) Excentricidade da órbita da Terra; B) Obliquidade do eixo de rotação da Terra; e C) Precessão do eixo de rotação da Terra. (Modificado de Zachos *et al.*, 2001a).

1.2.1.2 Obliquidade

A obliquidade do eixo rotacional da Terra (ϵ) representa o ângulo que o eixo da Terra faz com o plano da eclíptica e, portanto, determina a distribuição latitudinal da incidência solar. Uma representação esquemática das variações da obliquidade da Terra é mostrada na Figura 1.4B.

Geralmente, a obliquidade é o parâmetro astronômico responsável por definir as latitudes tropicais e círculos polares, variando ao longo do tempo de 23° a 25° (Loutre, 2003). E, atualmente, atribui-se um valor de $23^\circ 27'$ (Berger & Loutre, 2004). A função trigonométrica geral apresenta um comportamento quase periódico que representa a obliquidade em relação ao tempo (Equação 1.3):

$$\epsilon = \epsilon^* + \sum A_i \cos(\check{f}_i t + \check{\delta}_i) \quad (1.3)$$

onde:

ϵ^* = termo independente

A_i = amplitudes

\check{f}_i = frequências seculares

$\check{\delta}_i$ = fase fundamental

O eixo de rotação da Terra apresenta oscilações que ocorrem pelo efeito da interação lunar, gerando um equilíbrio entre dois fatores: fricção de maré (que tende a aumentar a obliquidade); e a dissipação interna da Terra (que tende a reduzir a inclinação orbital) (Gold, 1966). Os períodos principais para a obliquidade são 41, 39, 54 e 29 ka em ordem decrescente de amplitude (Hinnov & Hilgen, 2012). As consequências climáticas derivadas da obliquidade, apresentam efeitos importantes sobre as estações ao longo do tempo geológico. A influência climática oriunda de uma obliquidade mais pronunciada resulta em uma maior diferença entre as estações de cada hemisfério (Weedon, 2003). Outro efeito da obliquidade é a desaceleração da rotação terrestre causada pelo torque da Lua ter a direção oposta à rotação, ocorrendo na protuberância equatorial, o que modifica a taxa de precessão (Hinnov, 2013).

1.2.1.3 Precessão

A precessão (*e sen ψ*) é determinada por dois fenômenos distintos: (i) precessão dos equinócios (também denominada precessão axial) e (ii) e precessão apsidal (ou seja, pela precessão do periélio no caso da órbita da Terra) (Kostadinov & Gilb, 2014).

Na precessão dos equinócios, a posição do eixo rotacional da Terra gira em torno do plano orbital (Kostadinov & Gilb, 2014), semelhante ao movimento de um pião, gerando um movimento no sentido horário dos equinócios e solstícios ao longo da órbita terrestre (Lourens & Tuenter, 2009) (Figura 1.4C).

Portanto, na precessão orbital, verifica-se uma rotação anti-horária do semieixo maior da órbita da Terra, acarretando a movimentação total do periélio. Os resultados derivados de análises paleoclimáticas indicam os períodos de 24, 22 e 19 ka para precessão. E a variação desses períodos com o tempo, tem relação com a taxa de rotação da Terra, quanto maior essa taxa, menor é o período de precessão (Hinnov, 2013).

O efeito combinado dos dois fenômenos apresentados acima leva à "precessão climática", que pode ser evidenciada pelo lento deslocamento no sentido horário entre as posições relativas dos equinócios e solstícios ao longo da órbita planetária e do periélio (Loutre, 2003; Berger & Loutre, 2004; Lourens & Tuenter, 2009). Como resultado destes eventos, as respostas climáticas em altas latitudes ocorrem da seguinte forma: (i) verão e inverno amenos; (ii) verão curto e quente/inverno longo e frio; (iii) verão e inverno amenos; e (iv) verão longo e quente/inverno curto e frio (Weedon, 2003).

A dinâmica dos equinócios pode ser medida, para certo intervalo de tempo, pelo ângulo ω (entre o equinócio de inverno e o periélio, no sentido anti-horário no plano eclíptico; Berger & Loutre, 1994; Berger *et al.*, 2010). A Variação deste ângulo influencia na alternância do verão no periélio para cada hemisfério, fazendo com que a precessão determine a duração das estações (Weedon, 2003). A magnitude da precessão é modulada pela excentricidade em amplitude e frequência (Hinnov, 2000).

1.2.2 Elaboração de modelos de idade a partir da cicloestratigrafia

Cicloestratigrafia, é a disciplina responsável por identificar e estudar ciclicidades presentes no registro geológico (Hinnov & Hilgen, 2012). Os primeiros conceitos sobre cicloestratigrafia foram abordados por Gilbert (1895), o qual interpretou a influência da precessão em uma sucessão sedimentar do Cretáceo. Mas somente um século depois, o termo cicloestratigrafia foi cunhado por Fischer *et al.* (1990), o qual o utilizou para se referir a seções sedimentares que apresentam ciclicidades relacionadas aos ciclos de Milankovitch.

A cicloestratigrafia é tida, hoje em dia, como uma importante subdivisão da estratigrafia, que estuda os registros sedimentares relacionados a mudanças climáticas provenientes de forçantes astronômicas, e tem aplicações tanto para correlações geológicas, quanto para determinação do tempo geológico (Fischer *et al.*, 1990; Hilgen *et al.*, 2004; Hinnov & Hilgen, 2012). A importância da técnica vem crescendo com o passar dos anos, e inúmeros trabalhos corroboram a sua eficácia, embora ainda existam dúvidas sobre a sua credibilidade. A fim de diminuir as críticas a respeito da técnica, Sinnesael *et al.* (2019) publicou um estudo que compara os resultados de análises cicloestratigráficas desenvolvidas por diferentes pessoas para um mesmo conjunto de dados, e demonstrou que a cicloestratigrafia, quando aplicada de maneira adequada, se mostra uma técnica confiável e que pode ser aperfeiçoada através de treinamento.

O primeiro passo de um estudo cicloestratigráfico em registros geológicos, é a identificação dos ciclos orbitais. Mas, apesar de ser de suma importância, não fornece idades absolutas. Porém, sabendo-se que os ciclos comportam-se de forma quase-periódica, eles podem ser utilizados como um geocronômetro. O processo de correlacionar as ciclicidades identificadas no registro geológico com soluções astronômicas, e assim obter a calibração temporal de uma sucessão de rochas, é conhecido como astrocronologia (Hinnov, 2018; Meyers, 2019).

O impacto da astrocronologia na quantificação geocronológica, e na avaliação de perturbações passadas no sistema terrestre, incluindo extinções e mudanças climáticas, tem sido substancial, pois está auxiliando no entendimento desses eventos com alta resolução temporal e no quadro de previsão que isso proporciona (e.g., Hays *et al.*, 1976; Hilgen *et al.*, 1995; Shackleton, 2000; Lisiecki & Raymo, 2005; van Dam *et al.*, 2006; Gradstein *et al.*, 2012; Crampton *et al.*, 2018). Os métodos tradicionais radioisotópicos, bioestratigráficos e magnetostratigráficos são geralmente insuficientes para fornecer informações sobre taxas em escalas temporais curtas (10^4 anos), devido a limitações da sua precisão e/ou à escassez de horizontes datáveis nos estratos; este fato realça uma grande vantagem das abordagens astrocronológicas. Portanto, a astrocronologia tem sido empregada para calibrar métodos de datação radioisotópica e testar a sua veracidade (e.g., Kuiper *et al.*, 2008; Rivera *et al.*, 2011; Meyers *et al.*, 2012; Zeeden *et al.*, 2014a), além de aperfeiçoar a nossa compreensão do Sistema Solar e da história do sistema Terra-Lua (Pälike & Shackleton, 2000; Lourens *et al.*, 2001; Pälike *et al.*, 2004; Hinnov, 2013; Zeeden *et al.*, 2014b; Ma *et al.*, 2017; Meyers & Malinverno, 2018).

O registro geológico é a única documentação disponível sobre as alterações ambientais a longo prazo e os fatores que as influenciam, como o dióxido de carbono atmosférico, a radiação solar e a tectônica de placas (Zachos *et al.*, 2001a). O campo da astrocronologia utiliza o registro geológico das oscilações climáticas - atribuídas a alterações quase periódicas na órbita e rotação da Terra - para medir a passagem do tempo a partir de camadas rítmicas em estratos (Strasser *et al.*, 2007; Hinnov, 2013). Porém, a avaliação astrocronológica requer uma consideração cuidadosa dos muitos aspectos geológicos, astronômicos e estatísticos que sustentam a cicloestratigrafia.

Existem duas categorias fundamentais de astrocronologias ancoradas que são comuns na cicloestratigrafia: (i) as que são desenvolvidas ancorando-se a uma solução astronômica teórica (Laskar *et al.*, 2004) e (ii) as astrocronologias flutuantes que são ancoradas ao tempo numérico "absoluto" utilizando a geocronologia radioisotópica (direta ou indiretamente através da correlação estratigráfica) (Meyers, 2019). Tais astrocronologias ancoradas são frequentemente construídas por correspondência visual da série estratigráfica com um alvo de ajuste.

Como em todas as correlações estratigráficas, o resultado apresentado será uma hipótese que deve ser testada por meios independentes. As três proposições fundamentais que servem de base aos testes de hipóteses astrocronológicos e ao desenvolvimento da escala de tempo astronômica são:

(i) *Existência*: Um sinal astronômico é preservado dentro de uma dada sucessão estratigráfica ou registro de proxy climático, em algum grau mensurável.

(ii) *Calibração*: A sucessão estratigráfica ou o registro de proxy climático preserva parâmetros astronômicos específicos que podem ser claramente discernidos (as oscilações sedimentares observadas podem ser inequivocamente atribuídas à precessão, obliquidade e/ou excentricidade).

(iii) *Tuning*: Uma astrocronologia fiável pode ser desenvolvida a partir da sucessão estratigráfica ou do registro de proxy climático, com incertezas bem limitadas.

Portanto, a ambição final da astrocronologia é desenvolver uma escala de tempo astronômica fiável com incertezas bem limitadas. Para atingir este objetivo é necessário que uma dada sucessão estratigráfica ou série proxy preserve uma variabilidade astronômica que possa ser discernida da variabilidade autocíclica, e que essa variabilidade seja atribuída sem ambiguidade a parâmetros astronômicos específicos. Uma vez ancoradas as astrocronologias flutuantes, também fornecem um meio de testar e potencialmente melhorar os modelos astronômicos teóricos. Porém,

tal como a escala de tempo geológica, as soluções astronômicas teóricas devem ser consideradas uma hipótese de trabalho, perpetuamente em revisão (Meyers, 2019).

1.2.3 Eventos Anóxicos Oceânicos

O conceito de Eventos Anóxicos Oceânicos (OAEs), foi proposto pela primeira vez há mais de 40 anos, por Schlanger & Jenkyns (1976), através da identificação de sedimentos excepcionalmente ricos em carbono orgânico (C_{org}), em um projeto de perfuração de oceano profundo (DSDP, na sigla em inglês) no Oceano Pacífico. Posteriormente, foram encontrados esses sedimentos em sucessões do Cretáceo, localizadas em bacias oceânicas e marginais, nos Oceanos Atlântico, Pacífico e Índico (e.g. Schlanger & Jenkyns 1976; Leckie *et al.*, 2002; Erba, 2004; Jenkyns 2010).

Assumiu-se inicialmente que durante curtos intervalos de tempo geológico, condições deficitárias em oxigênio eram desenvolvidas e intensificadas em zonas oceânicas, estado químico que coincidia com a deposição e acumulação de sedimentos ricos em matéria orgânica. Esses sedimentos, definidos como folhelhos negros (*black shales*), eram sincrônicos, sugerindo um soterramento maciço de matéria orgânica em determinados intervalos de tempo. Porém, mostravam variações deposicionais e diagenéticas em diferentes locais, o que tornava um problema na definição deste fenômeno, confiando unicamente na distribuição estratigráfica da matéria orgânica (e.g., Tsikos *et al.*, 2004).

Embora o conceito de OAEs como fenômeno global tenha sido proposto há mais de 40 anos (Schlanger & Jenkyns, 1976), continua a ser um tema de intensa investigação devido à sua importância relacionada ao soterramento de grandes quantidades de matéria orgânica em sedimentos de oceano profundo, das perturbações no ciclo do carbono e do efeito no clima global. Que está associado a mudanças significativas no paleoclima e paleoceanografia do planeta (Arthur *et al.*, 1990; Bralower *et al.*, 1993; Jenkyns 2010).

Durante o período Cretáceo, a deposição de folhelhos negros ocorreu principalmente durante o início do Aptiano (OAE1a) e em torno do limite Cenomaniano–Turoniano (OAE2) (Ohkouchi *et al.*, 2015). O clima arrefeceu à medida que os níveis de dióxido de carbono (CO_2) na atmosfera diminuíram (Clarke & Jenkyns, 1999). A maior queda na temperatura global ocorreu no início do Campaniano, marcando a transição de um clima "quente" para um clima "frio" causando um efeito estufa (Clarke & Jenkyns, 1999; Huber *et al.*, 2002). As possíveis

causas da diminuição do CO₂ atmosférico que conduziu ao arrefecimento global são a redução da atividade vulcânica no fundo do mar (Larson, 1991a) e o soterramento de grandes quantidades de carbono orgânico (Berner, 2003).

Segundo o modelo proposto por Larson & Erba (1999), o excesso de atividades ígneas, como tectonismo e eventos magmáticos, produz uma grande quantidade de CO₂, além de metais advindos de atividade hidrotermal. O excesso de metais como ferro, níquel, cobre, zinco, etc., fertilizou áreas que normalmente possuíam baixa produtividade biológica, o que causou um aumento na atividade biológica. Por consequência disso, houve um aumento na quantidade de matéria orgânica disponível, que resultou nos folhelhos negros característicos dos OAEs. Além disso, o excesso de CO₂ na atmosfera, devido ao vulcanismo, aumentou a temperatura na superfície do planeta e nos oceanos, acelerando o ciclo hidrológico, e desta forma aumentando o fluxo de nutrientes do continente para os oceanos. Esse processo também intensificou a produção de biomassa e contribuiu para a deposição de folhelhos negros.

Um outro modelo geral para a gênese dos OAEs, foi proposto por Weissert, (2000), e revisto por Jenkyns (2003, 2010). Este modelo traz uma fonte de carbono que, como o CO₂ na atmosfera, causou um aquecimento ocasionando um efeito estufa (Figura 1.5). A liberação de carbono que desencadeia um OAE pode ser detectada pela estratigrafia de isótopos de carbono, como excursões negativas, porque as hipóteses de fontes, que inclui vulcanismo, hidratos de metano e o metano termogênico (Figura 1.5), são isotopicamente mais leves do que o reservatório de carbono oceano-atmosfera (Robinson *et al.*, 2017). Porém, ressalta-se que nem todos os OAEs, ou eventos semelhantes, estão associados a excursões negativas detectáveis. Supõe-se que o aquecimento provocado pelo efeito estufa no início de um OAE tenha causado uma série de efeitos que resultaram no aumento das taxas de deposição de C_{org}, incluindo o aumento do escoamento de água doce, que fornece nutrientes, a estratificação de bacias restritas e o aumento da ressurgência provocada pelo vento (Robinson *et al.*, 2017). Os nutrientes podem também ter tido origem na alteração dos basaltos produzida pela erupção de grandes LIPs (e.g. Erba & Larson, 1999). Pensa-se que o sequestro de carbono no registro sedimentar acabou por causar uma inversão das condições de efeito estufa (Figura 1.5), cessando o OAE. Embora este modelo geral possa ser aplicado a muitos eventos, o ajuste a cada evento é variável (Robinson *et al.*, 2017).

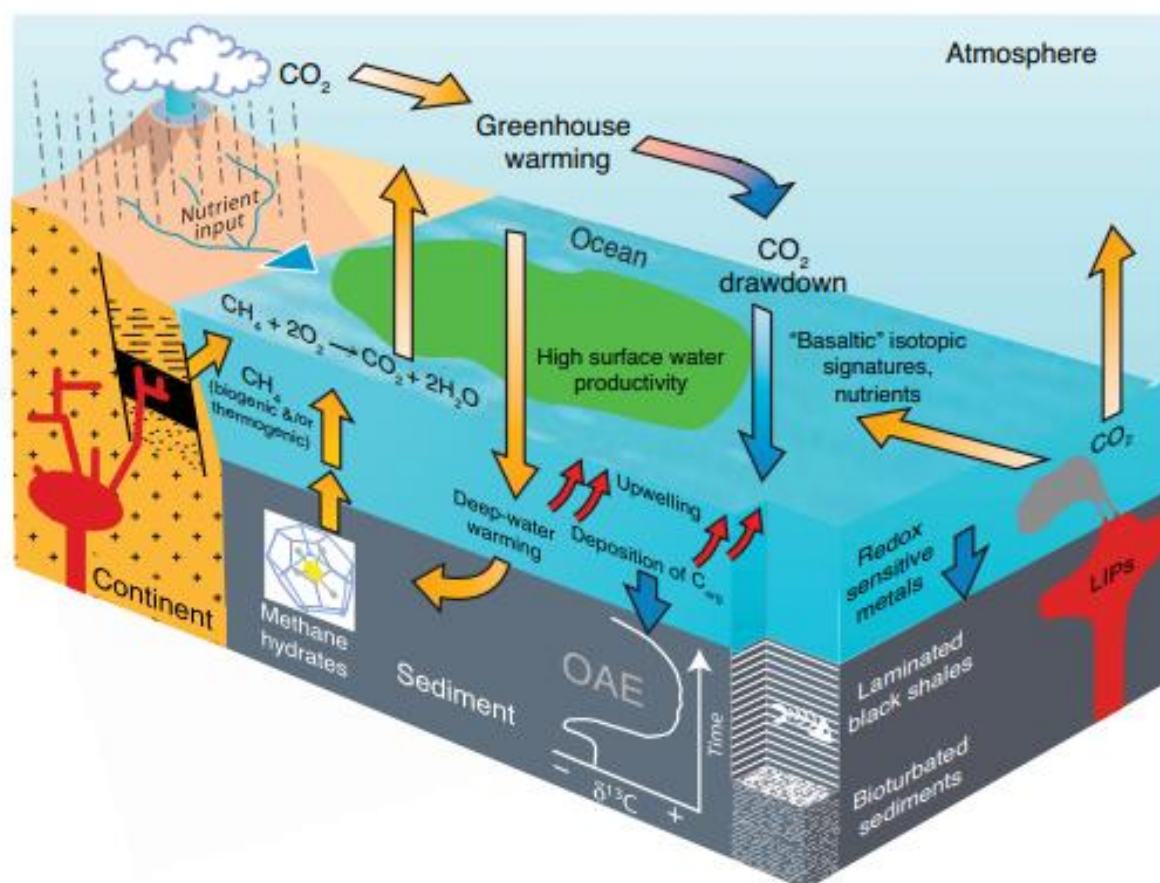


Figura 1.5. Ilustração dos principais aspectos das reações positivas e negativas que levaram ao início e ao fim dos eventos anóxicos oceânicos. LIPs = grandes províncias ígneas. (Jenkyns, 2010; modificado de Weissert, 2000).

Durante os dois principais intervalos de deposição de folhelhos negros do Cretáceo – o OAE1a (Evento Selli; ~120 Ma, com duração de ~900 ka) e o OAE2 (Evento Bonarelli; ~93,5 Ma, com duração de ~300 ka) têm uma distribuição global bem documentada (Leckie *et al.*, 2002; Erba, 2004; Percival *et al.*, 2021; Leandro *et al.*, 2022), e o registro de excursões positivas de $\delta^{13}\text{C}$ de 2-3‰ são reconhecidos globalmente nos oceanos (Weissert, 2000; Jenkyns, 2010). Este sinal químico também tem sido utilizado como ferramenta de correlação, para sedimentos do Cretáceo (Schlanger *et al.*, 1987; Kuroda *et al.*, 2015; Percival *et al.*, 2021).

Os depósitos são tipicamente folhelhos cinza-escuros a negros, considerados como o resultado da interação entre clima extremamente quente, circulação oceânica, elevada bioprodutividade e preservação de carbono orgânico (Scholle & Arthur, 1980; Bowman & Bralower, 2005; Ohkouchi *et al.*, 2015). Estes e outros acontecimentos demonstram a complexidade da reconstrução das interações entre o ciclo do carbono

e o paleoclima com base no registro sedimentar e continuam a colocar novas questões à ciência

No entanto, observações detalhadas em campo e testemunhos sedimentares sugeriram que pelo menos outros cinco horizontes do Cretáceo também contêm folhelhos negros carbonosos, mas alguns intervalos podem refletir eventos que foram confinados a certas regiões (Jenkyns, 2003; Erba *et al.*, 2004; Kuroda & Ohkouchi, 2006; Takashima *et al.*, 2011).

No Jurássico é reconhecido o T-OAE (Evento Posidonienschiefer; ~183 Ma) (e.g., Jenkyns, 1980, 1985, 1988; Little & Benton, 1995; Hesselbo *et al.*, 2000; Pálffy & Smith, 2000) (Figura 1.6). Dentre os períodos anóxicos que causaram mudanças significativas na química dos oceanos, além dos três já citados acima, também está incluído o OAE1b (Evento Paquier; ~111 Ma) (Jenkyns, 2010) (Figura 1.6). No oceano Tethys, quatro subeventos distinguidos por diferentes camadas de folhelhos negros são reconhecidos dentro do OAE1b (juntos abrangem uma duração de ~3,8 Ma), são os níveis: 113/Jacob, Kilian, Paquier (= Urbino na Itália) e Leenhardt (e.g., Coccioni *et al.*, 2014; Bottini e Erba, 2018; Matsumoto *et al.*, 2020).

Atualmente, investigações multidisciplinares com base em sedimentologia, paleontologia e geoquímica orgânica, inorgânica e isotópica, em seções pelágicas, permitem a melhor caracterização dos OAEs (e.g., Jenkyns, 1980; Arthur *et al.*, 1990; Bralower *et al.*, 1993, 1994, 1999; Jenkyns *et al.*, 1994; Menegatti *et al.*, 1998; Weissert *et al.*, 1998; Erba *et al.*, 1999; Leckie *et al.*, 2002; Price & Gröcke, 2002; Erba, 2004; Tedeschi *et al.*, 2016; Savian *et al.*, 2016; Percival *et al.*, 2021; Matsumoto *et al.*, 2022).

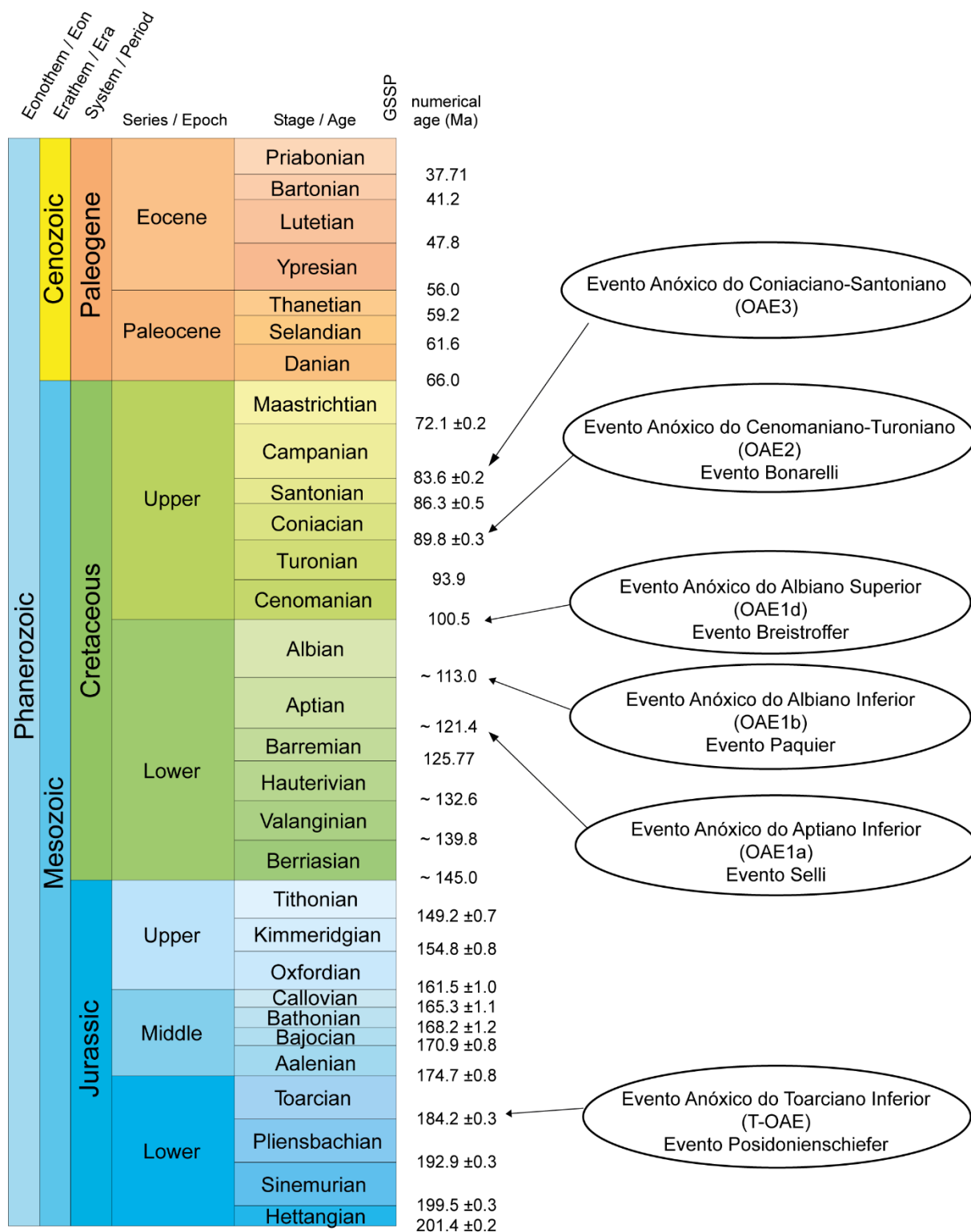


Figura 1.6. Posição estratigráfica dos principais eventos anóxicos oceânicos (OAEs) entre os períodos Jurássico e Cretáceo. (Modificado de Gradstein *et al.*, 2020).

1.2.3.1 Principais Eventos Anóxicos no período Aptiano–Albiano

Nos oceanos Tétis, localização do testemunho PLG (e.g., Herrle *et al.*, 2004; Trabucho-Alexandre *et al.*, 2010; Coccioni *et al.*, 2014; Bottini *et al.*, 2015, Bottini &

Erba, 2018) e Atlântico, localização do DSDP *Site* 511 (e.g., Tedeschi *et al.*, 2018; Setoyama & Kanungo, 2020), a ocorrência de águas de fundo pouco oxigenadas levou a formação dos OAEs.

O OAE1a, que ocorreu no início do Aptiano, coincidiu com o início de uma das maiores excursões positivas de isótopos de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) no Cretáceo (Weissert & Erba, 2004). A excursão positiva de $\delta^{13}\text{C}$ reflete mudanças na partição do carbono marinho, provavelmente resultantes de um aumento da taxa de soterramento de matéria orgânica marinha e terrestre, causada por uma maior produtividade primária e/ou deficiência de oxigênio nos oceanos (Menegatti *et al.*, 1998, Weissert & Erba, 2004). Uma notável excursão negativa de $\delta^{13}\text{C}$ de até 3‰ nos carbonatos marinhos e de 4‰–5‰ no C_{org} , um aumento das concentrações de metais vestigiais e um grande desaparecimento dos nannoconídeos (a "crise dos nannoconídeos"; Erba, 1994), precedeu a excursão positiva e define o início da OAE1a (Schlanger & Jenkyns, 1976; Menegatti *et al.*, 1998). Esta anomalia de $\delta^{13}\text{C}$ foi documentada como sendo abrupta (Li *et al.*, 2008) e acredita-se que reflita uma perturbação importante do ciclo do carbono, causada por uma liberação maciça de carbono empobrecido em ^{13}C no reservatório oceano-atmosfera (Méhay *et al.*, 2009).

Com base na quantidade e na composição isotópica de carbono necessárias para produzir a anomalia isotópica observada nos registros sedimentares, a intensa atividade vulcânica submarina, relacionada com a LIP de Ontong Java (Oceano Pacífico), que liberou CO_2 do manto ($\delta^{13}\text{C} \sim -5\text{‰}$), foi inicialmente postulada como a causa da excursão isotópica negativa de C do OAE1a (Menegatti *et al.*, 1998).

O OAE1b representa uma grande transição na natureza da tectônica do Cretáceo médio, variação do nível do mar, clima, litofácies e comunidades de plâncton marinho (Leckie *et al.*, 2002). Este é um intervalo que contém vários níveis de folhelhos negros proeminentes, que abrangem o limite Aptiano-Albiano (Arthur & Premoli Silva, 1982; Bréhéret *et al.*, 1986; Bréhéret & Delamette, 1989; Premoli Silva *et al.*, 1989; Tornaghi *et al.*, 1989; Bréhéret, 1994; Erbacher & Thurow, 1997; Erbacher *et al.*, 1998, 1999; Coccioni *et al.*, 2014; Bottini & Erba, 2018; Matsumoto *et al.*, 2020). Uma descida do nível do mar perto do limite Aptiano-Albiano (Weissert & Lini, 1991; Bréhéret, 1994; Weissert *et al.*, 1998) separa os folhelhos negros do Aptiano superior ("Jacob" na Bacia Vocontiana, e "113" na Itália central) dos folhelhos negros do Albiano inferior ("Paquier" e "Leenhardt" na Bacia Vocontiana; e os níveis "Monte Nerone" e "Urbino" nos Apeninos da Itália central).

O nível Jacob, na Bacia Vocontiana (Aptiano superior), é interpretado como um folhelho negro formado pela entrada de detritos. Já os níveis Paquier e Leenhardt (Albiano inferior), são interpretados como folhelhos negros impulsionados pela paleoprodutividade e pela subida do nível do mar (Erbacher *et al.*, 1998).

O intervalo entre o Aptiano médio e o Aptiano superior que conduz ao OAE1b é caracterizado por valores altos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, pontuados por dois episódios de razões isotópicas acentuadamente mais leves (Leckie *et al.*, 2002). Especificamente, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ continuam a aumentar após o OAE1a, sugerindo a continuação do soterramento generalizado de C_{org} até ao Aptiano médio, em paralelo com a subida do nível do mar (Menegatti *et al.*, 1998).

As excursões negativas de carbono, foram atribuídas por Weissert & Lini (1991), ao resfriamento global, ao crescimento do manto de gelo e à descida do nível do mar no Aptiano superior e próximo ao limite Aptiano-Albiano como um feedback positivo aos episódios prolongados de soterramento de C_{org} . A ocorrência de detritos trabalhados no gelo e temperaturas frias durante a transição Aptiano–Albiano na Austrália apoiam uma interpretação de glaciação de alta latitudes (Frakes & Francis, 1988; Ferguson *et al.*, 1999; Frakes, 1999).

Em particular, o evento Kilian, que marcava o limite Aptiano–Albiano, esteve provavelmente relacionado com taxas notáveis de desgaseificação vulcânica e acidificação dos oceanos (e.g., Matsumoto *et al.*, 2020, 2022).

A identificação destes eventos e a avaliação das perturbações ambientais associadas, constituem um grande desafio à ciência. Isto deve-se principalmente a incertezas cronoestratigráficas com a correlação de esquemas zonais de amonita com os de microfósseis planctônicos para o intervalo Aptiano-Albiano (e.g., Kennedy *et al.*, 2000, 2014; Huber & Leckie, 2011; Petrizzo *et al.*, 2012; Ogg *et al.*, 2016; Gradstein *et al.*, 2020; Fauth *et al.*, 2022; Leandro *et al.*, 2022).

1.3 CONTEXTO GEOLÓGICO

1.3.1 Poggio le Guaine (PLG)

As sucessões Cretáceas pelágicas da UMB, são seções de referência clássicas para estudos em escala regional e global, para o período Aptiano–Albiano (Coccioni *et al.*, 2012; Sabatino *et al.*, 2018). A seção de Poggio le Guaine (PLG) destaca-se por apresentar um registro contínuo, completo e não perturbado de depósitos pelágicos a hemipelágicos, e foi objeto de um vasto leque de estudos lito-, bio-, quimio-, magneto-

e ciclo-estratigráficos (Coccioni *et al.*, 1987, 1989, 1990, 2012, 2014; Coccioni & Galeotti, 1993; Baudin *et al.*, 1998; Satolli *et al.*, 2008; Sabatino *et al.*, 2015, 2018; Savian *et al.*, 2016; Ferraro *et al.*, 2020; Matsumoto *et al.*, 2020; Leandro *et al.*, 2022).

A evolução tectono-estratigráfica da UMB é o resultado dos movimentos diferenciais entre as placas da África e da Europa (Triásico Superior-Jurássico Inferior) como parte do sistema peri-mediterrâneo das cadeias alpinas (Menichetti, 2016). A área passou por pelo menos três fases tectônicas principais: uma fase extensional no Mesozóico, uma fase compressional no Neogeno e uma fase extensional no setor da Úmbria a partir do Mioceno tardio e do Pleistoceno (Menichetti & Pialli, 1986).

A UMB é uma bacia complexa de topografia ondulada ao longo da margem continental do bloco da Apúlia, desenvolveu-se na margem de um promontório continental da Placa Africana, o Promontório Adriático "Adria", sobre a margem sul do Oceano Ocidental Tétis (Cresta *et al.*, 1989), que se moveu em relação ao norte da Europa (Figura 1.7, e.g., Sabatino *et al.*, 2018).

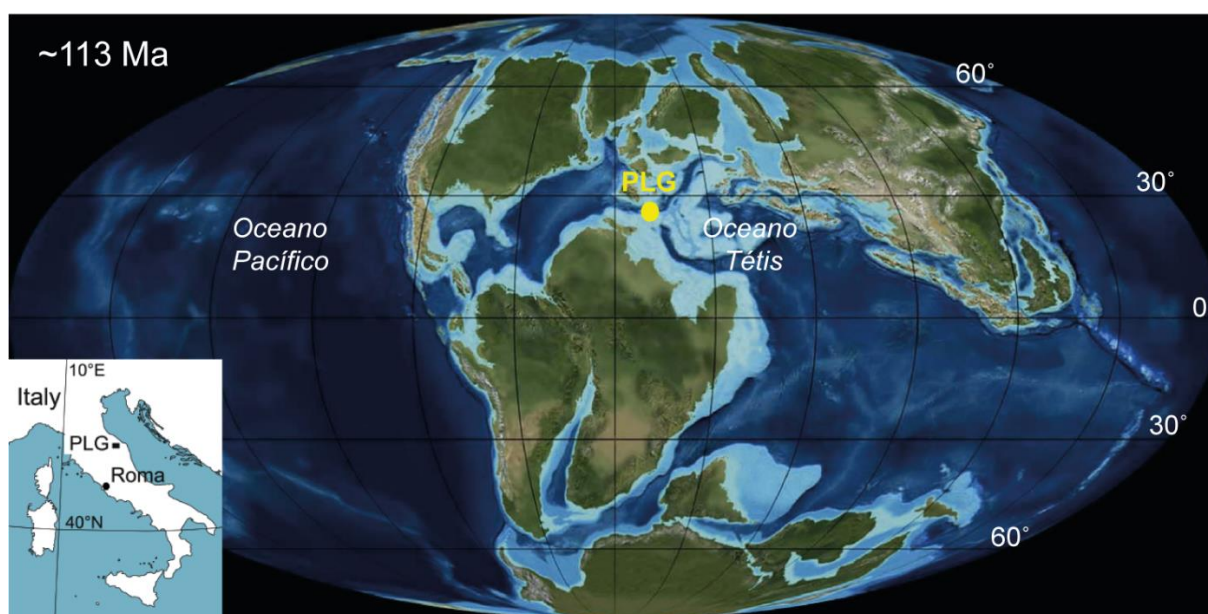


Figura 1.7. Mapa paleogeográfico de ~113 Ma mostrando a localização da seção de Poggio le Guaine (PLG). (Leandro *et al.*, 2022).

A seção de PLG foi depositada bem acima da profundidade de compensação da calcita (CCD) nas profundidades basais médias a baixas (1000 - 1500 m) e a paleolatitudes de ~20° N (Arthur & Premoli Silva, 1982; Coccioni, 1996; Coccioni *et al.*, 1987, 1989, 1990, 1992; Coccioni e Galeotti, 1993; Cresta *et al.*, 1989; Erba, 1988, 1992; Tornaghi *et al.*, 1989; Tiraboschi *et al.*, 2009; Turchyn *et al.*, 2009; Satolli *et al.*,

2008). O embasamento dos Apeninos da UMB é continental, e o Jurássico superior até a sucessão pelágica do Paleoceno se sobrepõe a uma plataforma de carbonato Triássica a Jurássico Primitivo. Desde o Jurássico Superior até ao Paleogeno, uma espessa sucessão sedimentar foi depositada numa margem continental passiva, atingindo espessuras de rochas carbonatadas pelágicas e de plataforma de cerca de 1300 a 2000 m (Cresta *et al.*, 1989).

A sequência Cretácica da UMB é litologicamente subdividida em várias formações e membros discretos com base em alterações na cor e no teor de carbonato, juntamente com a presença ou ausência de chert e de folhelhos negros ricos em matéria orgânica (Cresta *et al.*, 1989). A seguinte sequência estratigráfica pode ser reconhecida para o intervalo Aptiano-Albiano: Formação Maiolica (Tithoniano superior-Aptiano inferior), Formação Marne (ou Scisti) a Fucoidi (Aptiano inferior-Albiano superior) e a Formação Scaglia Bianca (Albiano superior a Turoniano inferior) (Cresta *et al.*, 1989; Menichetti, 2016).

A Formação Maiolica é caracterizada por calcários micríticos, uniformes, brancos a cinza-claros com camadas de 10-150 cm de espessura e apresentam poucas estruturas diagenéticas macroscópicas. São também típicas as intercalações centimétricas de argilitos e folhelhos margosos pretos ricos em matéria orgânica. Os folhelhos negros aumentam a sua espessura e frequência em direção à formação sobrejacente, a Formação Marne a Fucoidi (Menichetti, 2016). O limite superior da Formação Maiolica é composto principalmente por calcários e margas de grãos finos de águas profundas (pelágicos e hemipelágicos) (Coccioni *et al.*, 1987, 1990; Cresta *et al.*, 1989). A espessura desta unidade varia entre 20 e 40 m nos altos estruturais e 450 m nos baixos estruturais (Cresta *et al.*, 1989).

A Formação Marne a Fucoidi é caracterizada por camadas multicores de 10-20 cm de espessura que englobam camadas avermelhadas a verde oliva, castanhas e acinzentadas. As litologias consistem em margas, margas calcárias, argilas margosas numa alternância rítmica com folhelhos betuminosos ricos em carbono orgânico cinza-escuro a preto, geralmente com baixos teores de carbonato, calcários margosos e calcários (Cresta *et al.*, 1989; Menichetti, 2016).

Os intervalos de rochas multicores da Formação Marne a Fucoidi são notáveis e bem conhecidos ao longo de várias seções na UMB, tanto em afloramentos como em testemunhos, o que permite uma correlação estratigráfica fiável (Coccioni *et al.*, 2012; Cresta *et al.*, 1989; Erba, 1988, 1992). A espessura desta unidade é de cerca de 90 m. As margas diminuem a frequência progressivamente em direção ao topo da

Formação Marne a Fucoidi, sendo substituídas pelos calcários pelágicos esbranquiçados da Formação Scaglia Bianca (Cresta *et al.*, 1989; Menichetti, 2016).

A Formação Scaglia Bianca é caracterizada por calcários micríticos brancos de espessura fina a média com nódulos e lentes de chert cinza escuro a preto. A espessura desta unidade varia entre 50 e 70 m (Cresta *et al.*, 1989).

Ao longo das formações Marne a Fucoidi e Scaglia Bianca são reconhecidos vários níveis de folhelhos negros ricos em matéria orgânica como expressões sedimentares regionais dos Eventos Anóxicos Oceânicos 1a a 1d (OAE1a a OAE 1d) representados pelo Nível Selli (OAE1a), os níveis 113/Jacob, Kilian, Urbino ou Paquier e Leenhardt (OAE1b), o Segmento Amadeus (OAE1c) e o Nível Piali (OAE1d) (Erba, 1988, 1992; Coccioni & Galeotti, 1993; Coccioni *et al.*, 2006, 2012, 2014; Menichetti, 2016; Lamm *et al.*, 2023).

A seção de PLG foi selecionada como a seção de referência para o intervalo Aptiano-Albiano após investigações estratigráficas detalhadas anteriores (Coccioni *et al.*, 1987, 1989, 1990, 2012; Savian *et al.*, 2016). A coluna estratigráfica e paleomagnética para o Aptiano no PLG está representada na Figura 1.8.

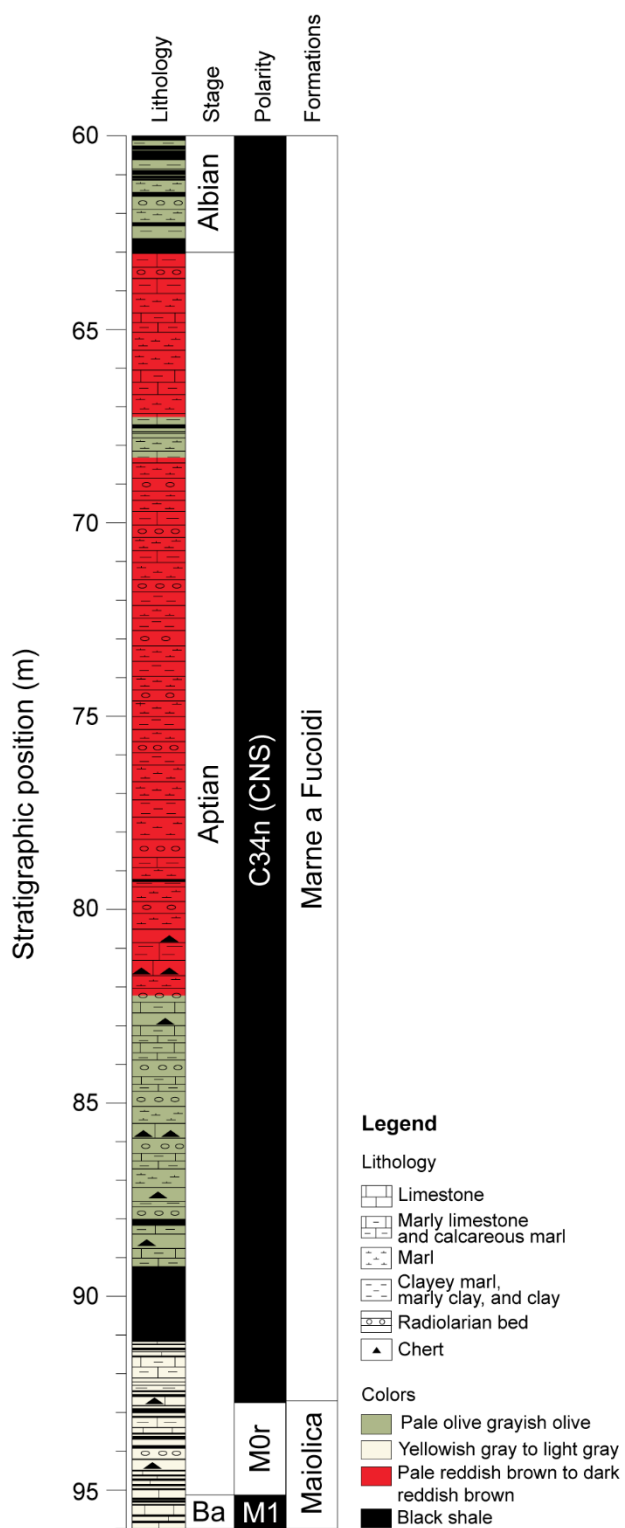


Figura 1.8. Coluna estratigráfica e paleomagnética para o Aptiano no PLG, com profundidades reais de acordo com as medidas de mergulho das camadas. Da direita para a esquerda: Litologia (Coccioni *et al.*, 2012); estágios; polaridade (Savian *et al.*, 2016); e formações. (Modificado de Leandro *et al.*, 2022).

1.3.1.1 Descrição e localização do testemunho PLG

A perfuração do testemunho PLG (Figura 1.9A) ocorreu em uma estrada vicinal do Monte Nerone, centro da Itália, 6 km a oeste da cidade de Cagli (lat. 43°32'29.06" N, long. 12°34'51,09" E), 888 m acima do nível do mar (Figura 1.9B). O testemunho PLG produziu um registro de 98,72 metros de comprimento por 8 centímetros de diâmetro oferecendo um registro estratigráfico completo para o Aptiano-Albiano, com recuperação essencialmente de 100% de material de excelente qualidade em toda a perfuração (Coccioni *et al.*, 2006, 2012).

O intervalo alvo foi encontrado com sucesso abaixo da zona de intemperismo, que tem apenas alguns centímetros de espessura. As litologias foram registradas à medida que cada seção do testemunho era recuperada. Posteriormente, as setenta e uma seções (cada uma com 1,5 m) perfuradas foram embaladas, rotuladas e colocados em caixas plásticas de PVC para evitar contaminação e perda de umidade. Para cada seção, um conjunto de medições foi realizado diretamente no local da perfuração, com quatro medições em média para cada metro de testemunho. Alterações acentuadas do ângulo de inclinação foram observadas nas partes superior e inferior do testemunho, este último particularmente afetado por dobras e falhas menores. Considerando as medições de mergulho, o comprimento corrigido da seção perfurada é de 96,02 m, com 82,53 m correspondendo a Formação Marne a Fucoidi, 3,51 m correspondendo à Formação Maiolica subjacente e 9,98 m correspondendo à Formação Scaglia Bianca sobreposta.

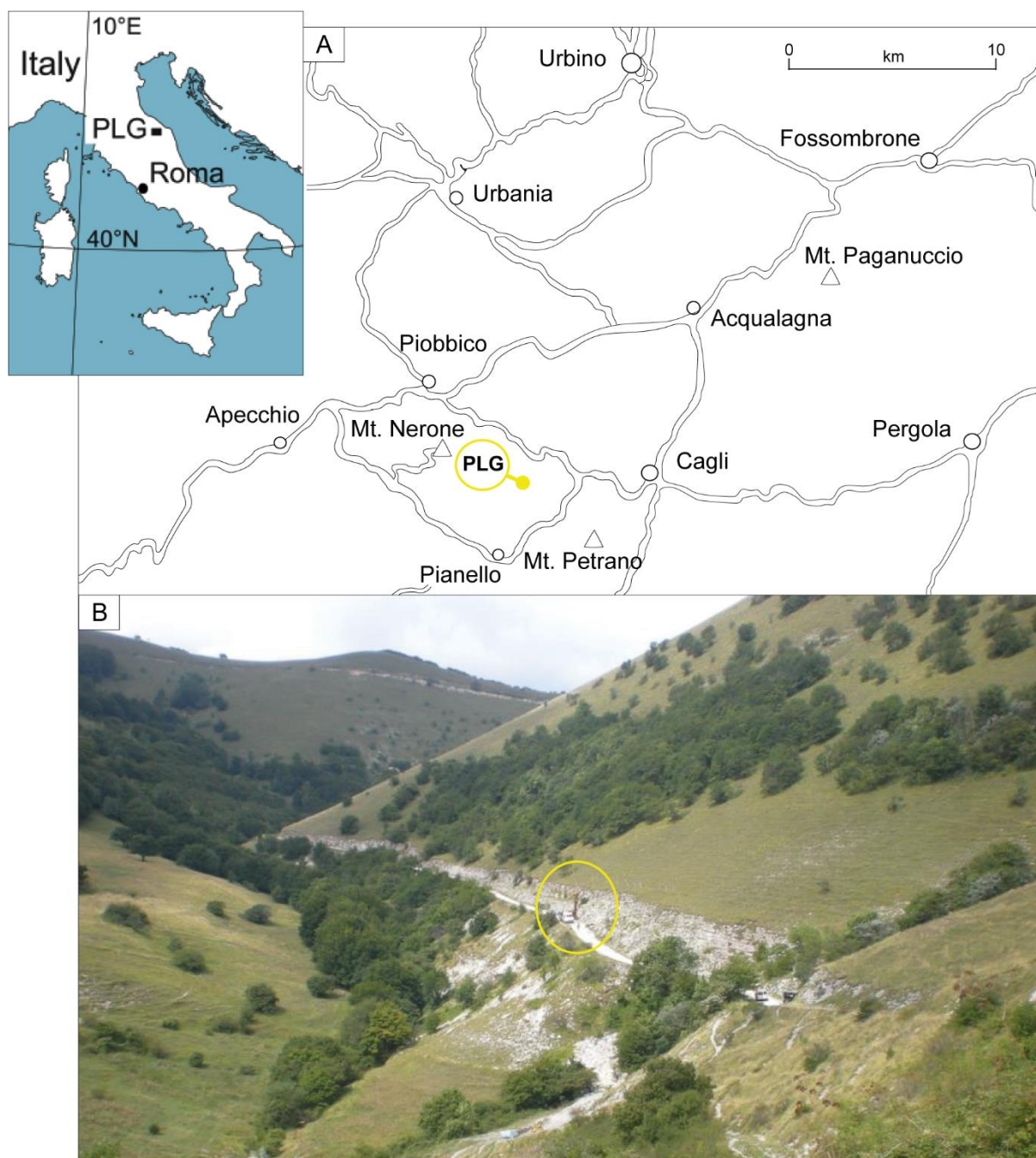


Figura 1.9. A) Mapa de localização do local da perfuração do testemunho Poggio le Guaine (PLG) (Bacia Umbria-Marche, Itália central). (Modificado de Coccioni & Galeotti; 1993; & Ferraro *et al.*, 2020). B) Fotografia do afloramento da seção PLG, mostrando o local da perfuração do testemunho (círculo amarelo).

1.3.2 DSDP Site 511

As Ilhas Falklands são conhecidas por ter uma estreita afinidade geológica com a África do Sul, apesar de sua conexão física com a América do Sul (Du Toit, 1927; Marshall, 1994). Atualmente, estão situadas na extremidade oeste do Platô das

Falklands (FP, na sigla em inglês), um terreno que estava anexado a costa sudeste da África antes do início da ruptura do Gondwana no período Jurássico e abertura do Atlântico Sul no início do Cretáceo (Adie, 1952; Martin *et al.*, 1982; Norton, 1982; Mitchell *et al.*, 1986; Lawver & Scotese, 1987; Taylor & Shaw, 1989; McKerrow, *et al.*, 1992, Marshall, 1994; Richards *et al.*, 1996; Eagles, 2007).

Independentemente do movimento das Ilhas Falkland, a fragmentação do Gondwana e o rifteamento inicial no Atlântico Sul resultaram numa série de províncias estruturais e crustais ao longo do FP. Estas são, de oeste para leste: a Bacia do Platô das Falklands, a leste; a Bacia das Malvinas, a oeste; as Ilhas Falkland com a Bacia das Falklands do Norte, a norte, e a Bacia das Falklands do Sul a sul; e o Banco Maurice Ewing (Stanca *et al.*, 2022). As três primeiras bacias estão interligadas e, embora suas histórias tectonestratigráficas variem, a correlação regional dos principais refletores sísmicos entre bacias permite fazer comparações (Richards *et al.*, 1996).

A Bacia do FP, no qual está localizado o *Site* 511, encontra-se abaixo de uma lâmina d'água que varia entre 200 e 2500 metros. Está limitada com a Plataforma das Falklands, a oeste; por um declive acentuado denominado Escarpa das Falklands, ao norte; a sul pelo Banco Burdwood e a leste pelo Banco Maurice Ewing. A sudoeste, está presente o "Falklands Chasm" (abismo), uma depressão de águas profundas que se junta com a Bacia Falkland do Sul (Richards *et al.*, 1996).

Há indícios de que o embasamento da bacia poderia conter crosta oceânica, gerada a partir de um centro de espalhamento local que se formou durante o rompimento do Gondwana (e.g., Marshall, 1994). Porém, dados sísmicos e modelagens gravimétricas determinaram que o embasamento da bacia é composto por uma crosta continental fina, com cerca de 16 quilômetros de espessura, que se encontra em equilíbrio isostático (Richards *et al.*, 1996). No FP, limite oeste da bacia, a crosta continental possui aproximadamente 30 quilômetros de espessura (Richards *et al.*, 1996).

O FP está localizado a leste da Argentina, estendendo-se a 2000 km de distância da costa (Figura 1.10).

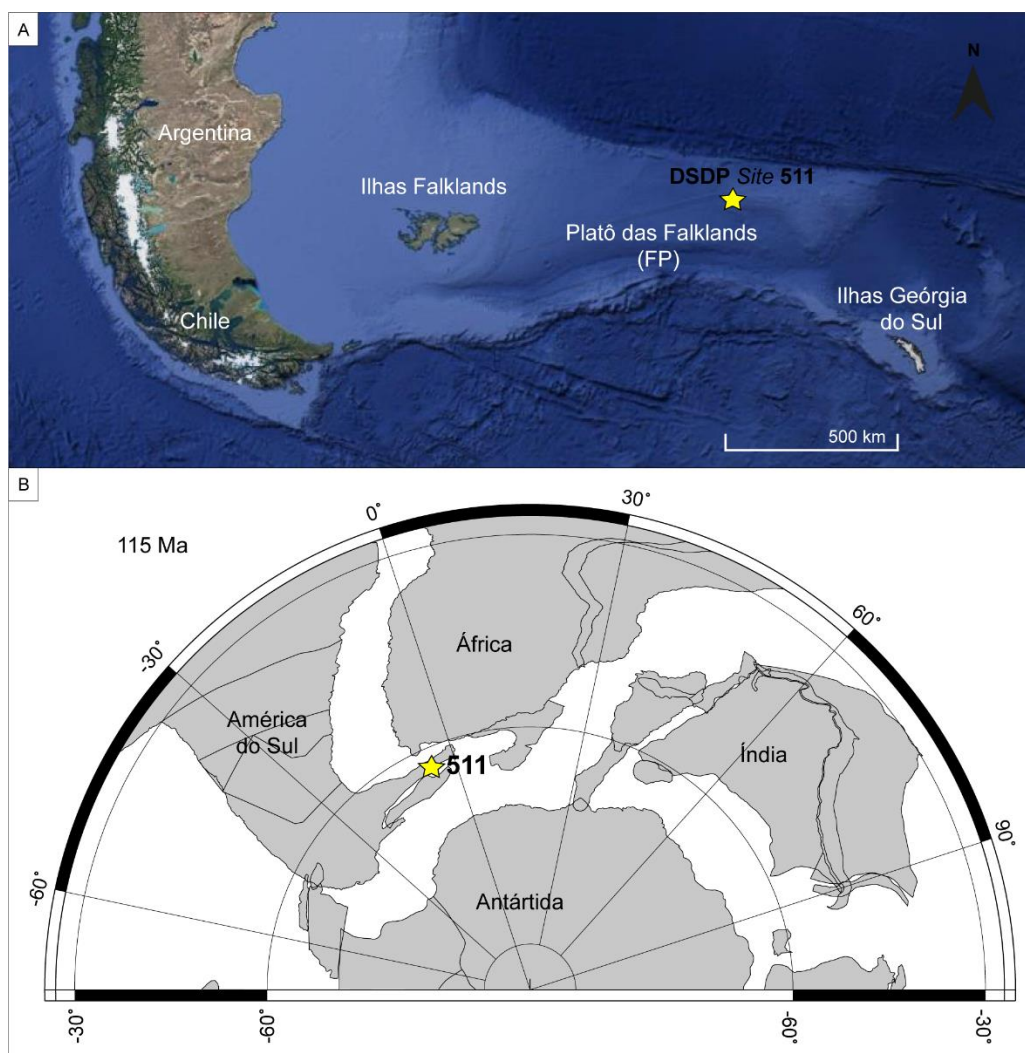


Figura 1.10. Mapa de localização do DSDP Site 511 ($51^{\circ}00.28'S$, $46^{\circ}58.30'W$) no Platô das Falklands. A) Imagem adaptada do Google Earth® disponível em 20/05/2023. B) Reconstrução paleogeográfica em 115 Ma. O local do DSDP Site 511 está representado pela estrela amarela. Nome das placas em preto (gerado a partir do website do GEOMAR <http://www.odsn.de/odsn/services/paleomap/paleomap.html>, Kiel, Alemanha).

1.3.2.1 Descrição e localização do DSDP Site 511

A expedição 71 do Programa de Perfuração em Águas Profundas (DSDP, na sigla em inglês) foi a primeira de cinco expedições realizadas pelo Glomar Challenger que foi delineada para estudar as variações paleoambientais durante o Mesozoico e o Cenozoico em regiões de altas latitudes do hemisfério Sul, mais precisamente no Oceano Atlântico Sul (Ludwig *et al.*, 1983). Foi também a segunda expedição realizada na região do Platô das Falklands (Wise, 1983)

O Site 511 foi perfurado no extremo oriente do Platô das Falklands entre 15 e 21 de janeiro de 1980 (Ludwig *et al.*, 1983). O local encontra-se na Latitude 51°00,28'S e Longitude 46°58,30'W (Figura 1.10) e foi perfurado a 2589 metros de profundidade. O testemunho coletado foi perfurado a 632 metros abaixo do assoalho oceânico (mbsf, na sigla em inglês), dos quais 385,62 metros foram recuperados (61% de recuperação). A seção foi dividida em unidades litológicas de 1 a 6, de cima para baixo (Ludwig *et al.*, 1983), que foram distinguidas principalmente com base na cor e composição dos sedimentos.

O intervalo estudado encontra-se dentro da Unidade 5 e, segundo os relatórios iniciais do projeto DSDP 511 (Leg 71, Deroo *et al.*, 1983; Wise, 1983; Ludwig *et al.*, 1983), a unidade é formada por 80 metros de argilas zeolíticas de composição variada e argilas ricas em nanofósseis, abrangendo do Albiano inferior ao Turoniano, dominados por zonas avermelhadas. Esta unidade é marcada por pouca a intensa biotubação, com cavidades frequentemente preenchidas por pirritas.

A Figura 1.11, mostra o intervalo estudo (testemunhos 49 a 56), onde o limite entre as unidades 5 e 6, situa-se na base do núcleo 56 a 495,80 mbsf (Deroo *et al.*, 1983; Ludwig *et al.*, 1983).

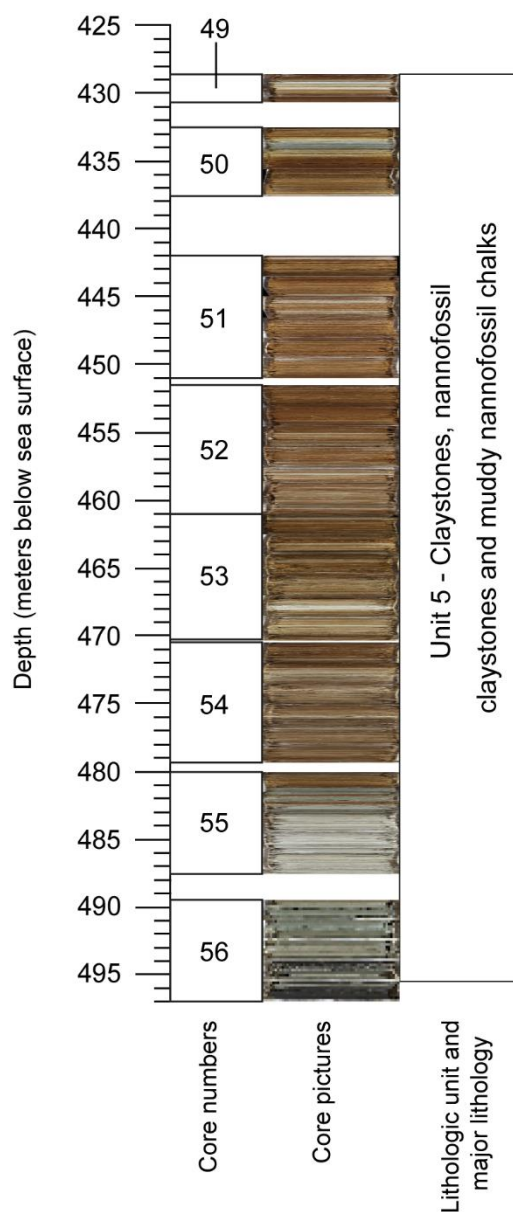


Figura 1.11. Coluna litológica do DSDP Site 511. Números e imagens dos testemunhos, unidades litológicas e litologia principal após Deroo *et al.* (1983) e Ludwig *et al.* (1983).

1.4 MATERIAIS E MÉTODOS

Os dados para o desenvolvimento desta tese provêm do testemunho Poggio le Guaine (PLG), que é parte integrante do projeto Petrobras 2405 da FUSP (Fundação de Apoio à Universidade de São Paulo). E do *Deep Sea Drilling Project* (DSDP), expedição 71, realizada pelo Glomar Challenger. Os dados do DSDP Site 511 foram gentilmente cedidos pelo Dr. Leonardo Tedeschi, para que realizássemos as análises cicloestratigráficas.

Os resultados obtidos nos artigos científicos são integrantes do Projeto: Processamento e interpretação de dados magnetostratigráficos do Cretáceo das bacias brasileiras, que conta com o apoio financeiro da Petróleo Brasileiro S.A.-Petrobras.

Previamente à metodologia descrita abaixo, uma extensa revisão bibliográfica de conceitos e informações acerca dos tópicos abordados consolidou o embasamento teórico que permitiu o desenvolvimento desta Tese. Nos parágrafos seguintes, será realizada uma breve descrição das técnicas utilizadas, com um caráter introdutório a fim de não tornar o texto repetitivo.

Especificidades na metodologia de cada área de estudo (PLG e DSDP *Site* 511) podem ser encontradas nos itens Materias e Métodos nos respectivos artigos científicos (páginas 97–102, para o testemunho PLG; e 141–145, para o DSDP *Site* 511).

1.4.1 Descrição do conjunto de dados utilizados

O intervalo estudado do testemunho PLG forneceu um total de 1227 amostras, com resolução média de amostragem de ~3 cm. Estas amostras foram preparadas em cubos de ~8 cm³ para as análises paleomagnéticas.

As medidas magnéticas para essas amostras foram realizadas no Laboratório de Paleomagnetismo e Geomagnetismo da Universidade de São Paulo (USPMag) com um Kappabridge MKF-1A e um magnetômetro criogênico *2G-Enterprises*, onde foram obtidos dados de susceptibilidade magnética (MS, na sigla em inglês) e magnetização remanente anisterética (ARM, na sigla em inglês).

As análises de isótopos de carbono ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$) e oxigênio ($\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$) foram realizadas na Universidade de Oxford (UO, Reino Unido) e no Centro de Investigação da Petrobras (CENPES, Brasil), em 355 amostras com uma resolução média de ~10 cm, no intervalo de 60,14 a 95,99 m.

Um conjunto de 720 amostras de rochas a granel, foi utilizado para investigar a bioestratigrafia de nanofósseis calcários. Para cada amostra foram processados pelo menos 30 g de rocha, utilizando diferentes metodologias de acordo com a litologia e a dureza do sedimento. As assembleias de nanofósseis calcários foram investigadas semiquantitativamente utilizando um microscópio de luz polarizada. O sedimento foi processado para obter lâminas de esfregaço homogêneas seguindo a técnica de

preparação padrão. Foram analisadas um total de 45 lâminas de esfregaço para estimar a abundância de espécies de nanofósseis.

Para o DSDP *Site* 511, o intervalo estudado (487,6–428,8 mbsf), forneceu 142 amostras de isótopos de carbono e oxigênio ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$) que foram analisadas na Universidade Estadual do Rio de Janeiro (UERJ). As medidas de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ forneceram um conjunto de dados com espaçamento desigual e com resolução média de amostragem de ~ 0,41m, com o objetivo de melhorar a resolução amostral para a análise cicloestratigráfica, foram adicionados dados de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ disponíveis no trabalho de Dummann *et al.* (2020) para o mesmo intervalo estratigráfico, o que proporcionou uma resolução de amostragem de ~ 0,27 m.

Um total de 48 amostras foram utilizadas para investigar a bioestratigrafia de nanofósseis calcários (*cores* 56-53), entre 497,0 e 461,0 mbsf.

As análises de carbono orgânico total (TOC) e carbono inorgânico total (TIC) foram realizadas em 148 amostras no intervalo 487,6–428,8 mbsf, na Universidade de Oxford (UO).

1.4.2 *Proxies* paleoclimáticos

Um registro sedimentar é o produto de muitos processos ambientais, biológicos, tectônicos, entre outros. O desafio de extrair aspectos da história do paleoclima a partir de sucessões estratigráficas conduziu ao surgimento de muitas ferramentas inovadoras, como por exemplo, a cicloestratigrafia. A constatação de que os ciclos climáticos de Milankovitch, forçados orbitalmente e registrados em sucessões sedimentares, fornecem um geocronômetro das rochas utilizado para calibrar a escala do tempo geológico e estimar as taxas de sedimentação, levou ao desenvolvimento de múltiplos indicadores indiretos das assinaturas induzidas pelo clima nos sedimentos (Li *et al.*, 2019). Estes indicadores têm sido amplamente utilizados em depósitos Fanerozóicos e Pré-Cambrianos em todo o mundo (Li *et al.*, 2019).

A ciência da identificação de sinais astronômicos fossilizados evoluiu do espetacular conjunto global de registros de $\delta^{18}\text{O}$ em carbonatos marinhos (e.g., Hays *et al.*, 1976; Berger, 1977; Imbrie *et al.*, 1984), para a amostragem de variações estratigráficas na litologia, carbonato, ferro, carbono orgânico, argilas, isótopos, magnetismo das rochas, cor, paleontologia, vestígios de fósseis e numerosos outros parâmetros sedimentares desenvolvidos como indicadores paleoclimáticos (Hinnov, 2013).

Proxies para estudos paleoclimáticos que variam de uma escala anual a centenária, nos últimos milhões de anos, são preservados em testemunhos de gelo, anéis de árvores, espeleotemas, paleosolos, microfósseis de animais e plantas, corais e em depósitos marinhos e lacustres laminados (Crowley & North, 1991; Culver & Rawson, 2000; Cecil *et al.*, 2006; Bodri & Cermak, 2007; Hughes *et al.*, 2010; Stocker *et al.*, 2014; Bradley, 2015). Os sedimentos marinhos e lacustres estão disponíveis em 70% da superfície da Terra e são geralmente mais contínuos, com menos hiatos deposicionais significativos do que nos depósitos terrestres. Estes sedimentos são os principais repositórios de registos climáticos na escala de milhões de anos (Frakes *et al.*, 1992; Zachos *et al.*, 2001a; Olsen *et al.*, 2010).

As primeiras evidências substanciais de alterações climáticas relacionadas a forçantes astronômicas surgiram de registros de isótopos do fundo oceânico (Hinnov, 2013). Onde foi descoberto que os sedimentos marinhos biogênicos mostravam uma história da variação de isótopos de oxigênio, que foi atribuída a variação das temperaturas na superfície do mar sincronizadas com as glaciações do Pleistoceno (Emiliani, 1955, 1966). Com o advento das perfurações em águas profundas, surgiram provas de um sinal astronômico nos isótopos de oxigênio marinho com o reconhecimento de períodos múltiplos de 41 ka, 23 ka, e 19 ka, associados à obliquidade e precessão da Terra (Hays *et al.*, 1976; Berger, 1977). Isto culminou com o desenvolvimento de uma "cronologia orbital" definida para os últimos 780 ka (Imbrie *et al.*, 1984).

Razões específicas de isótopos estáveis são particularmente úteis para análises cicloestratigráficas, pois são independentes das fácies e possuem um significado global (Weedon, 2003). Por conseguinte, análises cicloestratigráficas de conjuntos de dados de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ são frequentemente utilizadas em estudos paleoclimáticos para detectar padrões relacionados a forçantes orbitais (Ma *et al.*, 2009).

Dados de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ são amplamente utilizados para refinar a calibração de idade astronômica para o Cenozóico (e.g., Pälike *et al.*, 2004; Pälike, 2006a; Zachos, *et al.*, 2001b). A avaliação de séries temporais de isótopos para esse período, no domínio da frequência, através de análises espectrais revela potências espectrais concentradas em todas as bandas das frequências de Milankovitch (excentricidade 95 ka, 125 ka e 406 ka; obliquidade, 41 ka; bem como precessão 19 ka e 23 ka) (Zachos *et al.*, 2001b).

Modelos de idade baseados principalmente nos sinais de obliquidade e excentricidade, são elaborados de forma que os valores de isótopos correspondam a

máximos de excentricidade, e são orientados por padrões de modulação de amplitude da obliquidade (Shackleton *et al.*, 1999; Zachos *et al.*, 2001c; Pälike, 2006a).

Os parâmetros de magnetismo de rocha, que podem ser obtidos ao longo de sequências sedimentares, são bastante utilizados como indicadores paleoclimáticos em estudos cicloestratigráficos (e.g., Hinnov *et al.*, 2016). Numa configuração ideal de ambiente para se realizar estudos cicloestratigráficos, espera-se que os ciclos de Milankovitch se sobreponham aos processos sedimentares. Porém, é geralmente um desafio resolver e decifrar estes sinais a partir de processos autocíclicos e outros processos, em um registro sedimentar preservado (Mudelsee, 2010; Hinnov *et al.*, 2016; Hajek & Straub, 2017; Li *et al.*, 2019). Um requisito essencial, é obter um registro digital contínuo das mudanças deposicionais através de uma espessura temporal adequada da sequência sedimentar, que possa ser analisada a partir de estudos estatísticos e/ou outras ferramentas (Meyers, 2015; Li *et al.*, 2018a).

Existe um conjunto de características sedimentares que são potenciais proxies para responder aos sinais de Milankovitch, desde razões de argila e carbonato até à coloração de sedimentos não intemperizados (e.g., Olsen & Kent, 1996; Balsam *et al.*, 1999; Schnyder *et al.*, 2006; Batenburg *et al.*, 2012; Boulila *et al.*, 2014; Cantalejo & Pickering, 2015; Zhang *et al.*, 2015; De Vleeschouwer *et al.*, 2017; Li *et al.*, 2017). Para obter um registro digital detalhado destes *proxies*, é necessário um subconjunto de medições visuais, químicas e físicas quantificadas. Sendo as análises laboratoriais, de amostras para isótopos estáveis, proporções de taxas biológicas, mineralogia e parâmetros magnéticos das rochas, por exemplo, são os métodos mais precisos. Como é necessário analisar um volume de amostras significativo, deve-se optar por parâmetros que são fáceis de medir e interpretar. Medidas físicas, que podem ser realizadas com uma taxa amostral de milímetros a centímetros, com o uso de ferramentas de registro em poços e afloramentos, e as observações visuais em afloramentos expostos ou testemunhos, são mais econômicas e rápidas.

Estes indicadores físicos, tais como propriedades ópticas (por exemplo, escala de cinza), susceptibilidade magnética, raios gama e fluorescência de raios X (XRF), se estiverem ligados a processos ambientais claros, podem fornecer medições quantitativas e precisas que são eficazes na detecção dos sinais de Milankovitch (Kemp & Coe, 2007; Huang *et al.*, 2010; Franceschi *et al.*, 2011; Wu *et al.*, 2013; Zeeden *et al.*, 2013; Martinez *et al.*, 2016; Zou *et al.*, 2016; De Vleeschouwer *et al.*, 2017; Li *et al.*, 2018b).

Porém, que a mera existência de um conjunto de registros digitais, nem sempre é adequada para decifrar uma influência dos ciclos de Milankovitch no intervalo selecionado do registro sedimentar. Pode haver complicações pela sensibilidade do instrumento, espaçamento das amostras, variação na taxa de sedimentação, mudança local de fontes de sedimentos, correntes de fundo ou outras perturbações na sedimentação, como diagênese e outros fatores; e estes podem obscurecer ou impedir uma determinação fiável das contribuições dos sinais de Milankovitch (Weedon, 2003; Hinnov, 2013; Mudelsee *et al.*, 2014; Hajek & Straub, 2017). Portanto, é válido ressaltar, que a interpretação desses proxies requer uma consideração dos processos que estão efetivamente mudando o registro sedimentar (Kodama & Hinnov, 2014).

Em ambientes marinhos abertos, as variações paleoclimáticas induzidas pelos ciclos de Milankovitch incluem a produtividade relativa dos organismos pelágicos carbonatados e siliciosos, o influxo de poeira soprada pelo vento, a flutuação de carbonato fino a partir de plataformas adjacentes, o transporte descendente a partir de margens clásticas, as alterações na profundidade de compensação do carbonato que afetam a dissolução, os níveis de oxigênio no fundo e o grau de bioturbação, assim como as correntes de circulação em águas profundas (Hinnov, 2000; Strasser *et al.*, 2007; Hilgen *et al.*, 2015).

Na cicloestratigrafia a partir de parâmetros magnéticos de rocha, o principal objetivo é medir um parâmetro magnético, que terá registrado um processo impulsionado pelo clima, onde os dois proxies mais utilizados atualmente são: a susceptibilidade magnética (MS) e a magnetização remanente anisterética (ARM).

A MS é uma propriedade física dos materiais que descreve sua capacidade de responder a um campo magnético aplicado. É uma medida indireta das concentrações e da composição de minerais ferromagnéticos, diamagnéticos e paramagnéticos numa amostra (e.g., Kodama & Hinnov, 2014). Representa o grau de magnetização de um material quando submetido a um campo magnético externo, e é medida a partir da razão entre um campo magnético aplicado e o campo induzido temporário resultante na amostra. Geralmente é expressa em unidade de volume (χ em m^3/kg) ou em unidades adimensionais (κ , em SI). Sua magnitude depende das características do material, como sua composição, estrutura cristalina e propriedades magnéticas.

Em sedimentos ou rochas sedimentares marinhas, a MS constitui um importante indicador paleoclimático, é geralmente correlacionada com aporte de material terrígeno (e.g., Bloemendal & DeMenocal, 1989). Variações de alta frequência na MS

em rochas sedimentares são normalmente associadas a forçantes climáticas orbitais (e.g., Boulila *et al.*, 2014), enquanto as de baixa frequência são normalmente interpretadas como assinaturas de ciclos transgressivos-regressivos (Ellwood *et al.*, 2000).

Em sucessões mistas carbonáticas-siliciclásticas, a MS tende a mostrar maior ou menor proporção de argila devido a sua maior susceptibilidade em relação ao carbonato de cálcio (Li *et al.*, 2019). Esta característica, juntamente com o fato de ser um dado de fácil e rápida aquisição, e baixo custo, torna a MS um *proxy* amplamente utilizado em estudos cicloestratigráficos (Li *et al.*, 2019).

Uma outra característica importante do teor carbonato de cálcio em sucessões mistas e, por consequência, também da MS, é o fato deste *proxy* provavelmente representar uma resposta regional mais direta à forçante orbital, e assim não ter uma defasagem em relação à excentricidade tão expressiva quanto dados de isótopos, por exemplo, os quais mostram respectivamente maiores defasagens devido ao longo tempo de resposta da criosfera e do ciclo do carbono (e.g., Pälike *et al.*, 2006b; Liebrand *et al.*, 2016). Portanto, o registro das flutuações da MS têm sido um importante indicador para a interpretação dos ciclos astronômicos (Bloemendal & DeMenocal, 1989; Huang *et al.*, 2011; Ellwood *et al.*, 2013; Wu *et al.*, 2013; Kodama & Hinnov, 2014; Li *et al.*, 2017).

Porém, apesar do sucesso em estudos cicloestratigráficos, a interpretação do sinal de MS na cicloestratigrafia não é simples. A MS, conforme citado anteriormente, mede as variações da concentração não só dos minerais ferromagnéticos, isto é, magnetita, hematita e sulfetos de ferro, mas também de silicatos paramagnéticos ricos em ferro e quartzo, e carbonatos diamagnéticos de uma rocha. Sempre que possível, é preferível selecionar uma população específica de grãos magnéticos para a análises cicloestratigráficas, a fim de compreender melhor como os ciclos climáticos foram registrados. Por esta razão, medidas das variações de concentração de minerais ferromagnéticos específicas, são comumente utilizadas para estudos cicloestratigráficos. A ARM, que é a remanência de uma magnetização aplicada em laboratório, é um outro parâmetro magnético de rocha amplamente utilizado para na cicloestratigrafia (Latta *et al.* 2006; Kodama *et al.* 2010). A vantagem da utilização da ARM, reside no fato deste parâmetro refletir apenas as variações de concentração dos minerais ferromagnéticos numa amostra.

Em particular, a ARM tem sido utilizada para medir a concentração de minerais ferromagnéticos de grão fino (< 20 μm) e de baixa coercividade, cujas origens incluem

poeira atmosférica que se deslocou para ambientes hemipelágicos e pelágicos, por exemplo (Latta *et al.*, 2006; Hinnov *et al.*, 2013). Uma desvantagem da ARM, é que as medidas não podem ser adquiridas diretamente no campo, necessitando que centenas a milhares de amostras sejam medidas em laboratório.

As análises cicloestratigráficas, com parâmetros magnéticos e isotópicos de rocha, apresentadas nesta tese incluem conjuntos de dados de MS, ARM, $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ objetivando fornecer uma melhor avaliação e comparação do conteúdo espectral e intervalo de tempo de deposição.

1.4.3 Análise de sinais cicloestratigráficos

A ciclicidade em registros sedimentares é evidenciada por repetições regulares de diferentes litologias ou por diferentes espessuras de estratos de uma única litologia. Padrões repetitivos podem ser causados por diversas variáveis, em escalas temporais distintas, quer seja por processos episódicos ou causados por eventos oscilatórios. As variáveis oscilatórias são as responsáveis pelos ciclos sedimentares descritos e estudados pela Cicloestratigrafia (Schwarzacher, 1993).

Os ciclos orbitais têm diferentes formas de influenciar o controle da sedimentação, e sua identificação pode ser realizada por meio de diferentes “indicadores”, tais como: variáveis físicas, químicas, paleontológicas ou sedimentológicas (Sinnesael *et al.*, 2019).

Do ponto de vista matemático, a variável que registra a ciclicidade deve ser observada ao longo do tempo, representada por repetições em períodos de tempos iguais e não precisa estar restrita à variação ou repetição de uma litologia (Weedon, 2003). Ou seja, variáveis medidas em dados estratigráficos podem gerar uma série temporal cicloestratigráfica de sinal contínuo ou discreto. E as técnicas quantitativas utilizadas para o estudo de tais variáveis são descritas como métodos de análise de séries temporais.

Séries temporais podem ser abordadas de diversas formas, e um dos primeiros procedimentos a ser tomado antes da realização de qualquer análise, é a de se escolher o domínio do estudo: quando estudamos uma série no domínio do espaço, estamos falando sobre comprimento de onda; quando estudamos uma série no domínio do tempo, falamos em diferentes períodos. No entanto, quer se utilize uma escala de tempo ou de espaço (espessura), as oscilações de comprimento de onda constante são descritas pelos matemáticos como periódicas, e as de comprimento de

onda quase constante como quase-periódicas. As seções cicloestratigráficas periódicas ou quase periódicas exibem a repetição de observação específica (como um determinado tipo de rocha) em intervalos estratigráficos essencialmente constantes.

Podemos definir a análise espectral como o processo que decompõe uma série temporal nas frequências que a compõem, e sua representação gráfica é o espectro de potências. A análise espectral consiste na detecção de frequências dominantes em séries temporais. Como artifício, entretanto, é perfeitamente válido considerarmos dados magnéticos, como MS e ARM, e de isótopos estáveis ($\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$) como séries, só que em vez de tempo na escala vertical, teremos espessuras.

Entretanto, independente da variável utilizada, três condições devem ser seguidas para produzir uma série temporal cicloestratigráfica confiável (Weedon, 2003).

A primeira condição é que a variável deve estar controlada principalmente pelos mesmos fatores ambientais ao longo de todo o intervalo estudado, ou seja, evitando intervalos compostos por diferentes fácies. Porém, tal condição pode não se aplicar em certos casos, tais como razões de isótopos estáveis, assembleia de microfósseis e susceptibilidade magnética, por exemplo. Pois, estas propriedades independem da fácies da rocha (Weedon, 2003). A segunda condição, é utilizar como dado uma propriedade que apresente apenas uma relação com algum aspecto ambiental da deposição, e seja a mínima ambígua possível (e.g., estar também relacionada a processos diagenéticos). Por fim, a última condição está relacionada a taxa de sedimentação que, em séries de sinal contínuo, seja preferencialmente o mais uniforme possível. Fazendo com que diferentes espessuras estratigráficas representem intervalos de tempo proporcionais, ao longo da sucessão estudada. Em séries de sinal discreto, essa relação é mais complexa. Portanto, aconselha-se integrar aos dados outras formas independentes de controle cronoestratigráfico, a fim de obter uma melhor relação entre espessura estratigráfica e o intervalo de tempo associado (Weedon, 2003).

Séries temporais observacionais são, naturalmente, compostas por muitas oscilações de diferentes comprimentos de onda. De acordo com o teorema de Fourier, qualquer série temporal, independentemente da sua forma, desde que tenha algumas oscilações e não tenha valores infinitos, pode ser refeita adicionando ondas regulares de seno e cosseno com os comprimentos de onda e amplitudes corretos. A análise de séries temporais utilizando senos e cossenos é frequentemente designada por análise de Fourier.

O princípio do método de análise temporal mais utilizado na cicloestratigrafia é a Transformada Rápida de Fourier (FFT). Como ferramenta matemática, a FFT possibilita a desconstrução de uma função complexa em um somatório de funções cosenoidais-senoidais. A partir de informações estratigráficas de espessura e características físicas, químicas, visuais ou composicionais, a FFT calcula a potência espectral das diferentes frequências dos elementos da série temporal (Cunha & Azambuja Filho, 2005; Perlmutter & Azambuja Filho, 2005). As análises espectrais empregadas no processamento dos dados utilizam os princípios da FFT, o qual estão elucidadas na metodologia dos artigos (páginas 101–102 e Material Suplementar, para o PLG; e 144–145, para o DSDP *Site* 511).

1.4.3.1 Calibração astronômica

Sabe-se, que devido a diversos fatores externos ao fenômeno que causou uma ciclicidade, é improvável que encontremos na natureza um registro sedimentar cíclico no qual o “indicador” estudado varie regularmente, comportando-se como uma onda senoidal. No entanto, é possível diminuir o “ruído” e, conseqüentemente melhorar o sinal da ciclicidade identificada, com o auxílio de ferramentas matemáticas para séries temporais. Uma vez que o “sinal” obtido é confiável, pode-se utilizar o mesmo como um metrônomo para calibrar o registro sedimentar pela solução astronômica definida para o período, processo conhecido por astrocronologia (Hinnov, 2018; Meyers, 2019).

A calibração astronômica consiste na observação das taxas de proporcionalidade entre as frequências de um espectro de potências no domínio do espaço, que podem ser associadas a picos espectrais nas frequências de Milankovitch, transferindo-os, assim, para o domínio do tempo. Os parâmetros orbitais variam dentro de uma razão de proporcionalidade no domínio da frequência e esta razão também é válida quando os dados estão no domínio do tempo (Kruiver *et al.*, 2000; Franco, 2007). Como visto nos tópicos anteriores, as durações dos ciclos de excentricidade longa (405 ka) e excentricidade curta (~100 ka), mantiveram-se estáveis por longos períodos. Estes ciclos são utilizados como metrônimos para este procedimento, tornando-o possível para Cenozóico e Mesozóico, e mesmo para o tempo geológico (Franco, 2007; Wu *et al.*, 2012; Wu *et al.*, 2013).

O método de calibração astronômica para atribuir uma determinada escala de tempo aos ciclos astronômicos registrados e reconhecidos numa sucessão sedimentar, possibilita à construção de uma Escala de Temporal Astronômica (ATS,

na sigla em inglês), provisória para determinada sucessão sedimentar (Hinnov & Hilgen, 2012), que, em condições ideais, pode ser diretamente comparada com uma solução astronômica para a atribuição de idades absolutas (Huang, 2018).

O estudo cicloestratigráfico e a astrocronologia apresentadas nessa Tese, foram elaboradas a partir de dados de MS e $\delta^{13}\text{C}$, e a metodologia empregada para a análise de séries temporais seguiu de maneira geral os passos descritos nas referências que abordam a análise cicloestratigráfica de maneira específica para a utilização desse tipo de dados (Hinnov, 2013; Kodama & Hinnov, 2014).

A estratégia adotada para a calibração astronômica foi calibrar as séries (MS e $\delta^{13}\text{C}$) pelo ciclo orbital de excentricidade longa (405 ka). Considerou-se os dados já existentes de magnetoestratigrafia (Savian *et al.*, 2016) e de bioestratigrafia para o PLG (Coccioni *et al.*, 2012, 2014; Coccioni, 2020; e deste estudo) e os dados de bioestratigrafia para o DSDP Site 511 (Bralower, 1992; Huber & Leckie 2011; GTS 2020; Fauth *et al.*, 2022; e deste estudo) a fim de estabelecer uma estrutura cronoestratigráfica confiável que permite a posterior calibração orbital. Os pontos de ancoragem utilizados para ambas as séries estudadas (MS e $\delta^{13}\text{C}$) foram os mínimos no sinal da excentricidade longa e os mínimos no sinal da excentricidade longa da solução astronômica. Essa metodologia de calibração pelos mínimos nos sinais foi adotada a fim de não introduzir erros sistemáticos (Zeeden *et al.*, 2015), e a escolha pela calibração a partir da solução astronômica da excentricidade longa, é devido a sua expressiva estabilidade ao longo do tempo geológico (Kent *et al.*, 2018), que tende a resolver os ciclos de maior frequência (Hinnov, 2018).

1.4.3.2 Estimativas das taxas médias de sedimentação

Os testes astrocronológicos quantitativos apresentam desafios estatísticos significativos (Meyers *et al.*, 2008), especialmente na busca por sinais temporais quase periódicos em dados estratigráficos para os quais o tempo é muitas vezes mal definido.

Os desafios adicionais decorrem (i) do registro irregular e instável de sinais ambientais nos sistemas deposicionais (alterações da taxa de sedimentação, *hiatos* deposicionais); (ii) do problema de decifrar as respostas (não lineares) relacionadas ao sistema insolação-clima, que estão embutidas na forma de ruído, incluindo a fidelidade variável dos indicadores climáticos; e (iii) da degradação das soluções astronômicas teóricas com a idade.

No que diz respeito à última questão, para além de 50 Ma, as amplitudes e fases dos ciclos astronômicos primários são desconhecidas. No entanto, os períodos esperados fornecem algumas restrições (Berger *et al.*, 1992; Laskar *et al.*, 2004, 2011a, 2011b; Waltham, 2015), e prevê-se que o ciclo de excentricidade longa de 405 ka seja notavelmente estável ao longo do Fanerozóico (Laskar *et al.*, 2004, 2011a, 2011b). Dada a vasta gama de problemas de análise de dados acima referidos e o poder estatístico geralmente baixo de muitos dos métodos de teste astrocronológicos normalmente utilizados (Meyers, 2012), é extremamente difícil confirmar quantitativamente os sinais astronômicos quando estes estão presentes em dados paleoclimáticos.

Com o intuito de testar a origem astronômica dos ciclos estratigráficos, estimar taxas de sedimentação, bem como para verificar o melhor ajuste das calibrações astronômicas, realizam-se análises de otimização da escala temporal.

O TimeOpt (otimização da escala de tempo; Meyers, 2015), é uma abordagem de teste astronômico para dados no domínio estratigráfico (profundidade) não calibrados, que avalia uma gama de escalas temporais plausíveis para a deposição sedimentar. Este método inverso procura identificar a taxa de sedimentação que otimiza simultaneamente a modulação da amplitude da banda de precessão relacionada com a excentricidade e a concentração da potência espectral nas frequências de precessão (portadora) e excentricidade (moduladora), para uma dada série de dados (proxy climático). A análise é efetuada em três etapas, que avaliam independentemente a modulação da amplitude (ou envelope de amplitude) e a potência espectral, combinando depois estes resultados. A significância estatística do resultado de melhor ajuste é determinada através da simulação de Monte Carlo (Meyers, 2015).

O COCO (coeficiente de correlação; Li *et al.*, 2018a), é um teste que estima o coeficiente de correlação entre os espectros de potência de uma série de dados no domínio estratigráfico e uma solução astronômica no domínio do tempo, convertendo os dados de profundidade para o tempo, para uma faixa de taxas de sedimentação "teste". A taxa de sedimentação mais provável corresponde àquela que resulta no coeficiente de correlação mais elevado. A hipótese de ausência de uma forçante astronômica (hipótese nula, H_0) é realizada utilizando uma abordagem de simulação de Monte Carlo. O nível de significância da H_0 indica a probabilidade de um valor específico do coeficiente de correlação ocorrer por acaso.

A fim de avaliar as mudanças na taxa de sedimentação das séries proxies ao longo das sucessões estratigráficas estudadas, utilizou-se as técnicas de análises evolutivas (eTimeOpt; Meyers, 2019, e eCOCO; Li *et al.*, 2018a). Estas técnicas utilizam uma abordagem baseada em janelas deslizantes, que fornecem uma avaliação de um intervalo quantitativo de possíveis valores para as taxas de sedimentação.

O processamento dos dados, análises cicloestratigráficas e calibração astronômica efetuadas neste estudo foram feitos de acordo com o fluxograma apresentado abaixo (Figura 1.12).

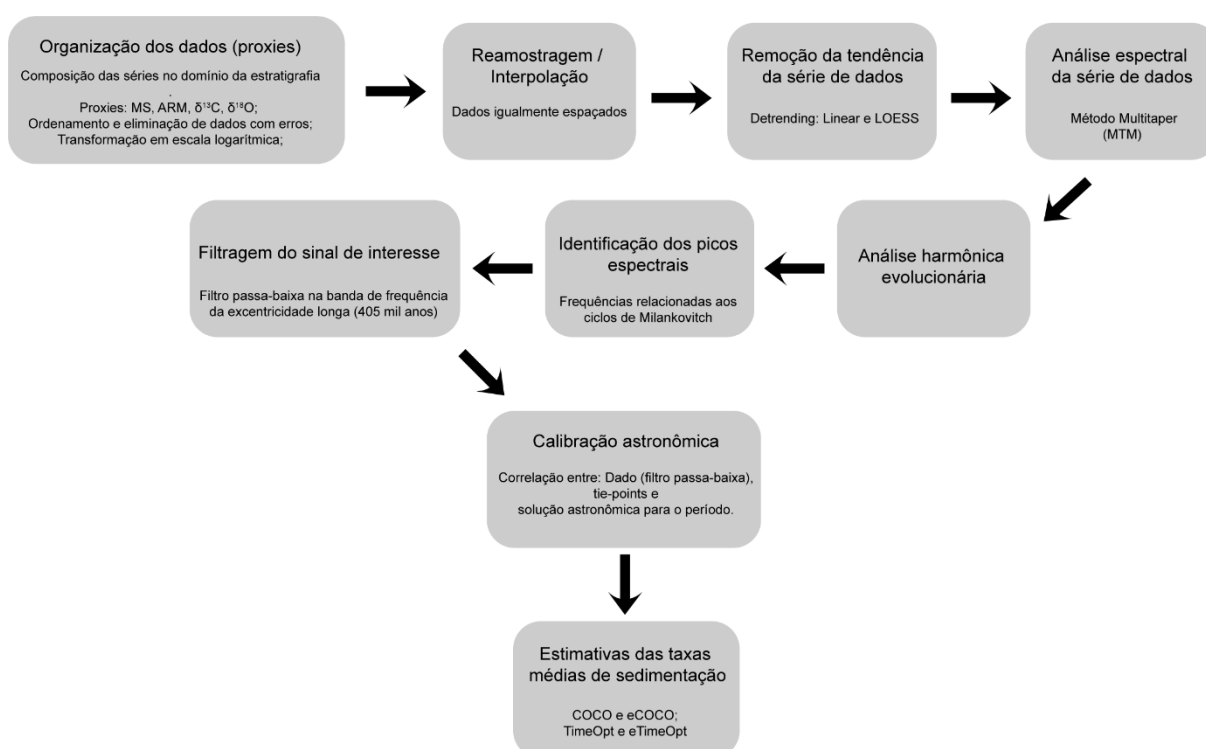


Figura 1.12. Fluxograma com os passos seguidos nos nossos estudos para desenvolver as análises cicloestratigráficas e calibrações astronômicas. Este fluxograma é baseado no fluxograma típico de processamento e análise de dados apresentado por Kodama & Hinnov (2014), adaptado para investigações de fenômenos geológicos.

1.5 REFERÊNCIAS

- Adie, R.J. 1952. The position of the Falkland Islands in a reconstruction of Gondwanaland. *Geological Magazine*, 89(6): 401–410.
- Arthur, M.A. & Schlanger, S.O. 1979. Cretaceous "oceanic anoxic events" as causal factors in development of reef-reservoired giant oil fields. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 63: 870–885.
- Arthur, M. A. & Premoli Silva I. 1982. Development of widespread organic carbon-rich strata in the Mediterranean Tethys. *In*: Schlanger, S.O. & Cita, M.B. (Eds.). *Nature and origin of Cretaceous carbon-rich facies*. London: Academic Press, p. 7–54.
- Arthur, M.A., Jenkyns, H.C., Brumsack, H.J. & Schlanger, S.O. 1990. Stratigraphy, geochemistry and paleoceanography of organ-ic-carbon rich Cretaceous sequences. *In*: Ginsburg, R.N. & Beaudoin, B. (Eds.). *Cretaceous resources, events and rhythms*. Dordrecht, Netherlands: Kluwer Academic Press, p. 75–119. https://doi.org/10.1007/978-94-015-6861-6_6
- Balsam, W.L., Deaton, B.C. & Damuth, J.E. 1999. Evaluating optical lightness as a proxy for carbonate content in marine sediment cores. *Marine Geology*, 161(2-4): 141–153.
- Barron, E.J. 1983. A warm, equable Cretaceous: The nature of the problem. *Earth Science Reviews*. 19: 305–338. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(83\)90001-6](https://doi.org/10.1016/0012-8252(83)90001-6)
- Batenburg, S.J., Sprovieri, M., Gale, A.S., Hilgen, F.J., Hüsing, S., Laskar, J., Liebrand, D., Lirer, F., Orue-Etxebarria, X., Pelosi, N. & Smit, J. 2012. Cyclostratigraphy and astronomical tuning of the Late Maastrichtian at Zumaia (Basque country, Northern Spain). *Earth Planetary Science Letters*, 359–360: 264–278.
- Baudin, F., Fiet, N., Coccioni, R. & Galeotti, S. 1998. Organic matter characterisation of the Sellia Level (Umbria-Marche Basin, central Italy). *Cretaceous Research*, 19: 701–714.
- Berger, A. 1977. Support for the astronomical theory of climatic change. *Nature*, 269: 44–45. <https://doi.org/10.1038/269044a0>
- Berger, A., 2012. A brief history of the astronomical theories of paleoclimates. *In*: *Climate Change*, Springer, p. 107–129.
- Berger, A. & Loutre, M.-F. 1991. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Science Reviews*, 10(4): 297–317.

- Berger, A., Loutre, M. & Dehant, V. 1989. Influence of the changing lunar orbit on the astronomical frequencies of pre-Quaternary insolation patterns. *Paleoceanography*, 4(5): 555–564.
- Berger, A., Loutre, M.-F. & Laskar, J. 1992. Stability of the astronomical frequencies over the Earth's history for paleoclimate studies. *Science*, 255(5044): 560–566. <https://doi.org/10.1126/science.255.5044.560>
- Berger, A. & Loutre, M. 1994. Astronomical forcing through geologic time. In: de Boer, P.L. & Smith, D.G. (Eds.). *Orbital Forcing and Cyclic Sequences: IAS Special Publication*, 19: 15–24. <https://doi.org/10.1002/9781444304039.ch2>
- Berger, A. & Loutre, M.-F. 2004. Astronomical theory of climate change". In: *Journal de Physique IV (Proceedings)*, 121: 1–35. EDP sciences.
- Berger, A., Loutre, M.-F. & Yin, Q. 2010. Total irradiation during any time interval of the year using elliptic integrals". *Quaternary Science Reviews*, 29(17-18): 1968–1982. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.05.007>
- Berner, R. 2003. The long-term carbon cycle, fossil fuels and atmospheric composition. *Nature*, 426: 323–326. <https://doi.org/10.1038/nature02131>
- Black, D.E. 1999. Eight Centuries of North Atlantic Ocean Atmosphere Variability. *Science*, 286: 1709–1713. <https://doi.org/10.1126/science.286.5445.1709>
- Bloemendal, J. & DeMenocal, P. 1989. Evidence for a change in the periodicity of tropical climate cycles at 2.4 Myr from whole-core magnetic susceptibility measurements. *Nature*, 342: 897–900. <https://doi.org/10.1038/342897a0>
- Bodin, S., Meissner, P., Janssen, N.M., Steuber, T. & Mutterlose, J. 2015. Large igneous provinces and organic carbon burial: controls on global temperature and continental weathering during the Early Cretaceous. *Global and Planetary Change*, 133: 238–253. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.09.001>
- Bodri, L. & Cermak, V. 2011. Borehole climatology: a new method how to reconstruct climate. Elsevier.
- 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. <https://doi.org/10.5194/cp-11-383-2015>
- Bottini, C. & Erba, E. 2018. Mid-Cretaceous paleoenvironmental changes in the western Tethys. *Climate of the Past*, 14: 1147–1163. <https://doi.org/10.5194/cp-14-1147-2018>
- Boulila, S., Galbrun, B., Huret, E., Hinnov, L.A., Rouget, I., Gardin, S. & Bartolini, A. 2014. Astronomical calibration of the Toarcian Stage: implications for sequence

- stratigraphy and duration of the early Toarcian OAE. *Earth Planetary Science Letters*, 386: 98–111. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.10.047>hal -00910756f
- Bowman, A.R. & Bralower, T.J. 2005. Paleooceanographic significance of high-resolution carbon isotope records across the Cenomanian-Turonian boundary in the Western Interior and New Jersey coastal plain, USA. *Marine Geology*, 217: 305–321.
- Bradley, R.S. 2015. *Paleoclimatology: Reconstructing climates of the Quaternary* (3rd ed.). Elsevier, Academic Press.
- Bralower, T.J. 1992. Aptian-Albian Calcareous Nannofossil Biostratigraphy of ODP Site 763 and the Correlation Between High- and Low-Latitude Zonations. In: Duncan, R. A., Rea, D. K., Kidd, R. B., von Rad, U., Weissel, J. K. (Eds.), *Synthesis of Results from Scientific Drilling in the Indian Ocean*. American Geophysical Union, Washington DC, p. 245-252.
- Bralower, T.J., Sliter, W.V., Arthur, M.A., Leckie, R.M., Allard, D. & Schlanger, S.O. 1993. Dysoxic/anoxic episodes in the Aptian-Albian (Early Cretaceous). In: Pringle, M.S., Sager, W.W., Sliter, W.V. & Stein, S. (Eds.). *The Mesozoic Pacific: Geology, Tectonics, and Volcanism*. Geophysical Monograph Series, 77, American Geophysical Union, Washington, DC, p. 5–37. <https://doi.org/doi:10.1029/gm077p0005>
- Bralower, T.J., Arthur, M.A., Leckie, R.M., Sliter, W.V., Allard, D.J. & Schlanger, S.O. 1994. Timing and paleooceanography of oceanic dysoxia/anoxia in the Late Barremian to Early Aptian (Early Cretaceous). *Palaios*, 9(4): 335–369. <https://doi.org/10.2307/3515055>
- Bralower, T.J., CoBabe, E., Clement, B., Sliter, W.V., Osburn, C.L. & Longoria, J. 1999. The record of global change in mid-Cretaceous (Barremian-Albian) sections from the Sierra Madre, northeastern Mexico. *Journal of Foraminiferal Research*, 29(4): 418–437.
- Bréhéret, J.G. 1994. The mid-Cretaceous organic-rich sediments from the Vocontian zone of the French South-East Basin. In: Mascle, A. (Ed.). *Hydrocarbon and petroleum geology of France*. Berlin: Springer Verlag, p. 295–320.
- Cantalejo, B. & Pickering, K.T. 2015. Orbital forcing as principal driver for fine-grained deep-marine siliciclastic sedimentation, Middle-Eocene Ainsa Basin, Spanish Pyrenees. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 421: 24–47. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.01.008>

- Cecil, L.D., Green, J.R. & Thompson, L.G. 2006. Earth Paleoenvironments: Records Preserved in Mid-and Low-Latitude Glaciers. Springer.
- Charbonnier, G., Boulila, S., Spangenberg, J.E., Vermeulen, J. & Galbrun, B. 2023. Astrochronology of the Aptian stage and evidence for the chaotic motion of Mercury. *Earth and Planetary Science Letters*, 610: 118–104. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2023.118104>.
- Clarke, L.J. & Jenkyns, H.C. 1999. New oxygen isotope evidence for long-term Cretaceous climatic change in the southern hemisphere. *Geology*, 27: 699–702. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1999\)027<0699:NOIEFL>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1999)027<0699:NOIEFL>2.3.CO;2)
- Clark, P.U., Alley, R.B. & Pollard, D. 1999. Northern Hemisphere ice-sheet influences on global climate change. *Science*, 286(5442): 1104–1111. <https://doi.org/10.1126/science.286.5442.11044>
- 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 1996. Berichte-Reports. 76.
- Coccioni, R. & S. Galeotti. 1993. Orbitally induced cycles in benthonic foraminiferal morphogroups and trophic structure distribution patterns from the late Albian “Amadeus Segment” (central Italy). *Journal of Micropalaeontology*, 12: 227–239. <https://doi.org/10.1144/jm.12.2.227>
- Coccioni, R., Nesci, O., Tramontana, M., Wezel, F.C. & Moretti, E. 1987. Descrizione di un livello-guida "radiolaritico-bituminoso-ittiolitico" alla base delle Marne a Fucoidi nell'Appennino umbro-marchigiano. *Bolletino della Società Geologia Italiana*, 106: 183–192.
- Coccioni, R., Franchi, R., Nesci, O., Wezel, F.C., Battistini, F. & Pallecchi, P. 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), p. 563–584.
- 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 (Eds.). 3° Convegno Internazionale “Fossili, Evoluzione, Ambiente”*, Pergola, 21-28 ottobre 1990, 41. Ostra Vetere (AN), Italy: 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*, 13:517–537. [https://doi.org/10.1016/0195-6671\(92\)90015-I](https://doi.org/10.1016/0195-6671(92)90015-I)
- Coccioni, R., Luciani, V. & Marsili, A. 2006. Cretaceous oceanic anoxic events and radially elongated chambered planktonic foraminifera: Paleocological and paleoceanographic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 235: 66–92. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2005.09.024>
- Coccioni, R., Jovane, L., Bancalà, G., Bucci, C., Fauth, G., Frontalini, F., Janikian, L., Savian, J., Almeida, R.P., 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. <https://doi.org/10.5194/sd-13-42-2012>
- Coccioni, R., Sabatino, N., Frontalini, F., Gardin, S., Sideri, M. & Sprovieri, M. 2014. The neglected history of Oceanic Anoxic Event 1b: insights and new data from the Poggio le Guaine section (Umbria–Marche Basin). *Stratigraphy*, 11(3–4): 245–282.
- Crampton, J.S., Meyers, S.R., Cooper, R.A., Sadler, P.M., Foote, M. & Harte, D. 2018. Pacing of Paleozoic macroevolutionary rates by Milankovitch grand cycles. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 115: 5686–5691. <https://doi.org/10.1073/pnas.1714342115>
- Cresta, S., Monechi, S. & Parisi, G. 1989. Stratigrafia del Mesozoico al Cenozoico nell'area Umbro-Marchigiana. *Memorie Descrittive della Carta Geologica D'Italia*, 34:185.
- Crowley, T.J. & North, G.R. 1991. Paleoclimatology. Oxford monographs on geology and geophysics, 18.
- Culver, S.J. & Rawson, P.F. 2000. Biotic Response to Global Change: The Last 145 Million Years. Cambridge University Press.
- Cunha, A.A.S. & Azambuja Filho, N.C. 2005. Análise da periodicidade dos folhelhos negros do poço DSDP-530 (Bacia de Angola): um estudo comparativo entre a análise espectral utilizando harmônicos e wavelet. *Revista Brasileira de Geociências, edição temática especial: ciclicidade na sedimentação, São Paulo*, 35: 25–32.
- De Vleeschouwer, D., Dunlea, A.G., Auer, G., Anderson, C.H., Brumsack, H., de Loach, A., Gurnis, M., Huh, Y., Ishiwa, T. & Jang, K. 2017. Quantifying K, U, and Th contents of marine sediments using shipboard natural gamma radiation

- spectra measured on DV JOIDES Resolution. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 18(3): 1053–1064.
- Deroo, G., Herbin, J.P. & Roucache, J. 1983. Organic geochemistry of Upper Jurassic–Cretaceous sediments from Site 511, Leg 71, western South Atlantic. *In*: Ludwig, W.J., Krasheninnikov, V.A., Basov, I.A., Bayer, U., Bloemendal, J., Bornhold, B., Ciesielski, P.F., Goldstein, E.H., Robert, C., Salloway, J., Usher, J.L., von der Dick, H., Weaver, F.M. & Wise, S.W. (Eds.). *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 71, Part 2*, US Government Printing Office, Washington, p. 1001–1013.
- Du Toit, A.L. 1927. A geological comparison of South America with South Africa, *Carnegie Institute of Washington*, Washington, 381: 158 p.
- Dumann, W., Steinig, S., Hofmann, P., Flögel, S., Osborne, A.H., Frank, M., Herrle, J.E., Bretschneider, L., Sheward, R.M. & Wagner, T. 2020. The impact of Early Cretaceous gateway evolution on ocean circulation and organic carbon burial in the emerging South Atlantic and Southern Ocean basins. *Earth and Planetary Science Letters*, 530: 115890. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.115890>
- Eagles, G. 2007. New angles on South Atlantic opening. *Geophysical Journal International*, 168(1): 353–361. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03206.x>
- Ellwood, B.B., Crick, R.E., Hassani, A. El, Benoist, S.L. & Young, R.H. 2000. Magnetosusceptibility event and cyclostratigraphy method applied to marine rocks: Detrital input versus carbonate productivity. *Geology*, 28: 1135. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2000\)28<1135:MEACMA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28<1135:MEACMA>2.0.CO;2)
- Ellwood, B.B., Wang, W.-H., Tomkin, J.H., Ratcliffe, K.T., Hassani, A.E. & Wright, A.M. 2013. Testing high resolution magnetic susceptibility and gamma radiation methods in the Cenomanian–Turonian (Upper Cretaceous) GSSP and near-by coeval section. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 378: 75–90.
- Emiliani, C. 1955. Pleistocene Temperatures. *The Journal of Geology*, 63: 538–578. <https://doi.org/10.1086/626295>
- Emiliani, C. 1966. Isotopic Paleotemperatures. *Science*, 154: 851–857. <https://doi.org/10.1126/science.154.3751.851>
- Erba, E. 1988. Aptian-Albian calcareous nannofossil biostratigraphy of the Scisti a Fucoidi cored at Piobbico (central Italy). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 94:249–284.

- Erba, E. 1992. Calcareous nannofossil distribution in pelagic rhythmic sediments (Aptian-Albian Piobbico core, central Italy). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 97:455–484. <https://doi.org/10.13130/2039-4942/8959>
- Erba, E. 1994. Nannofossils and superplumes: the early Aptian “nannoconid crisis”. *Paleoceanography*, 9(3): 483–501.
- Erba, E. 2004. Calcareous nannofossils and Mesozoic oceanic anoxic events. *Marine Micropaleontology*, 52: 85–106. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2004.04.007>
- Erba, E., Channell, J.E.T., Claps, M., Jones, C., Larson, R., Opdyke, B., Premoli-Silva, I., Riva, A., Salvini, G. & Torricelli, S. 1999. Integrated stratigraphy of the Cismon Apticore (southern Alps, Italy): a “reference section” for the Barremian–Aptian interval at low latitudes. *Journal of Foraminiferal Research*, 29: 371–391.
- Erba, E., Bartolini, A. & Larson, R.L. 2004. Valanginian Weissert oceanic anoxic event. *Geology*, 32: 149–152. <https://doi.org/10.1130/G20008.1>
- Erba, E., Duncan, R.A., Bottini, C., Tiraboschi, D., Weissert, H., Jenkyns, H.C. & Malinverno, A. 2015. Environmental consequences of Ontong Java Plateau and Kerguelen Plateau volcanism. In: Neal, C.R., Sager, W.W., Sano, T. & Erba, E. (Eds.). The Origin, Evolution, and Environmental Impact of Oceanic Large Igneous Provinces. Geological Society of America Special Paper 511. *The Geological Society of America, Boulder, USA*, p. 271–303. [https://doi.org/10.1130/2015.2511\(15\)](https://doi.org/10.1130/2015.2511(15))
- Erbacher, J. & Thurow, J. 1997. Influence of oceanic anoxic events on the evolution of mid Cretaceous radiolaria in the North Atlantic and western Tethys. *Marine Micropaleontology*, 30: 139–158.
- Erbacher, J., Gerth, W., Schmiedl, G. & Hemleben, C. 1998. Benthic foraminiferal assemblages of Late Aptian–Early Albian black shale intervals in the Vocontian Basin, SE France. *Cretaceous Research*, 19: 805–826.
- Erbacher, J., Hemleben, C., Huber, B.T. & Markey, M. 1999. Correlating environmental changes during early Albian oceanic anoxic event 1B using benthic foraminiferal paleoecology. *Marine Micropaleontology*, 38: 7–28.
- Erbacher, J., Friedrich, O., Wilson, P.A., Lehmann, J. & Weiss, W. 2011. Short-term warming events during the boreal Albian (mid-Cretaceous). *Geology*, 39, 223–226. <https://doi.org/10.1130/G31606.1>
- Eriksson, K.A. & Simpson, E.L. 2000. Quantifying the oldest tidal record: The 3.2 Ga Moodies Group, Barberton Greenstone Belt, South Africa. *Geology*, 28: 831. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2000\)28<831:QTOTRT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28<831:QTOTRT>2.0.CO;2)

- Fang, Q., Wu, H., Hinnov, L. A., Jing, X., Wang, X. & Jiang, Q. 2015. Geologic evidence for chaotic behavior of the planets and its constraints on the third-order eustatic sequences at the end of the Late Paleozoic Ice Age. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 440: 848–859. <http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.10.014>
- Fauth, G., Krahl, G., Kochhann, K.G.D., Bom, M.H., Fauth, S.B., Bruno, M.D.R., Guerra, R.M., Ceolin, D., Santos, A.S., Villegas-Martin, J., Strohschoen Jr, O., Savian, J.F., Leandro, C.G., Mello, R.G. & Lima, F.H.O. 2022. Astronomical calibration of the latest Aptian to middle Albian in the South Atlantic Ocean (Sergipe-Alagoas Basin, Brazil). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 602: 111175. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2022.111175>
- Feng, F. & Bailer-Jones, C.A. 2015. Obliquity and precession as pacemakers of Pleistocene deglaciations. *Quaternary Science Reviews*, 122: 166–179. <https://doi.org/10.48550/arXiv.1505.02183>
- Ferguson, K. M., Gregory, R.T. & Constantine, A. 1999. Lower Cretaceous (Aptian-Albian) secular changes in the oxygen and carbon isotope record from high paleolatitude, fluvial sediments, southeast Australia: Comparisons to the marine record. In: Barrera, E. & Johnson, C.C. (Eds.). *Evolution of the Cretaceous Ocean-Climate System. Geological Society of America Special Paper*, 332: 59–72.
- Ferraro, S. Coccioni, R., Sabatino, N., Del Core, M. & Sprovieri, M. 2020. Morphometric response of late Aptian planktonic foraminiferal communities to environmental changes: A case study of *Paraticinella rohri* at Poggio le Guaine (central Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 538: 109384. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2019.109384>
- Fischer, A.G., Silva, I.P. & Boer, P.L. 1990. Cyclostratigraphy. In: Ginsburg, R.N. & Beaudoin, B. (Eds.). *Cretaceous Resources, Events and Rhythms*. Springer Netherlands, Dordrecht, p. 139–172. https://doi.org/10.1007/978-94-015-68616_8
- Fleming, K., Johnston, P., Zwart, D., Yokoyama, Y., Lambeck, K. & Chappell, J. 1998. Refining the eustatic sea-level curve since the Last Glacial Maximum using far- and intermediate-field sites. *Earth and Planetary Science Letters*, 163(1-4): 327–342. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(98\)00198-8](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(98)00198-8)
- Föllmi, K.B. 2012. Early cretaceous life, climate and anoxia. *Cretaceous Research*, 35: 230–257. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2011.12.005>

- Friedrich, O., Norris, R.D. & Erbacher, J. 2012. Evolution of middle to Late Cretaceous oceans—a 55 my record of Earth's temperature and carbon cycle. *Geology*, 40(2): 107–110. <https://doi.org/10.1130/G32701.1>
- Frakes, L. A. 1999. Estimating the global thermal state from Cretaceous sea surface and continental temperature data. *In: Barrera, E. & Johnson, C.C. (Eds.). Evolution of the Cretaceous Ocean-Climate System. Geological Society of America Special Paper*, 332: 49– 57. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2332-9.49>
- Frakes, L.A. & Francis, J.E. 1988. A guide to Phanerozoic cold polar climates from high-latitude ice-rafting in the Cretaceous. *Nature*, 333: 547– 549.
- Frakes, L., Francis, J. & Syktus, J. 1992. *Climate Modes of the Phanerozoic: The History of the Earth's Climate over the Past 600 Million Years*. Cambridge University Press.
- 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 Planetary Science Letters*, 305: 359–370.
- Franco, D.R. 2007. *Magnetoestratigrafia e Análise Espectral de Ritmos Permocarboníferos da Bacia do Paraná: Influências dos Ciclos Orbitais no Regime Depositional*. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 192 p.
- Giorgioni, M., Weissert, H., Bernasconi, S.M., Hochuli, P.A., Coccioni, R., & Keller, C.E. 2012. Orbital control on carbon cycle and oceanography in the mid-Cretaceous greenhouse. *Paleoceanography*, 27: PA1204. <https://doi:10.1029/2011PA002163>.
- Gilbert, G.K. 1895. Sedimentary Measurement of Cretaceous Time. *The Journal of Geology*, 3: 121–127.
- Gold, T. 1966. Long-term stability of the Earth-Moon system. *In: B.G. Marsden, B.G. & Cameron, A.G.W. (Eds.). The Earth-Moon System*. Plenum Press, New York, p. 93-97.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D. & Ogg, G.M. 2012. *The Geologic Time Scale 2012*. Elsevier.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M. & Ogg, G. 2020. *The Geologic Time Scale 2020*. Elsevier.
- Hajek, E.A. & Straub, K.M. 2017. Autogenic sedimentation in clastic stratigraphy. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 45 (1): 681–709. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-063016-015935>

- Hays, J.D., Imbrie, J. & Shackleton, N.J. 1976. Variations in the earth's orbit: Pacemaker of the ice ages. *Science*, 194: 1121–1132. <https://doi.org/10.1126/science.194.4270.1121>
- Herbert, T.D. & Fischer, A.G. 1986. Milankovitch climate origin of mid-Cretaceous black shale rhythms in central Italy. *Nature*, 321: 739–743.
- Herrle, J.O. & Mutterlose, J. 2003. Calcareous nannofossils from the Aptian–Lower Albian of southeast France: palaeoecological and biostratigraphic implications. *Cretaceous Research*, 24: 1–22.
- Hesselbo, S.P., Gröcke, D., Jenkyns, H.C., Bjerrum, C.J., Farrimond, P., Bell, H.S.M. & Green, O.R. 2000. Massive dissociation of gas hydrate during a Jurassic oceanic anoxic event. *Nature*, 406: 392–395. <https://doi.org/10.1038/35019044>
- Hilgen, F.J., Krijgsman, W., Langereis, C.G., Lourens, L.J., Santarelli, A. & Zachariasse, W.J. 1995. Extending the astronomical (polarity) time scale into the Miocene. *Earth Planetary Science Letters*, 136: 495–510. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(95\)00207-S](https://doi.org/10.1016/0012-821X(95)00207-S)
- Hilgen, F.J., Schwarzacher, W. & Strasser, A. 2004. Concept and definitions in cyclostratigraphy (second report of the cyclostratigraphy working group). In: D'Argenio, B., Fischer, A.G., Premoli Silva, I., Weissert, H. & Ferreri, V. *Cyclostratigraphy: Approaches and Case Histories*. SEPM (Society for Sedimentary Geology), p. 303–305. <https://doi.org/10.2110/pec.04.81.0303>
- Hilgen, F.J., Hinnov, L.A., Abdul Aziz, H., Abels, H.A., Batenburg, S., Bosmans, J.H.C., de Boer, B., Hüsing, S.K., Kuiper, K.F., Lourens, L.J., Rivera, T., Tuenter, E., Van de Wal, R.S.W., Wotzlaw, J.-F. & Zeeden, C. 2015. Stratigraphic continuity and fragmentary sedimentation: the success of cyclostratigraphy as part of integrated stratigraphy. *Geological Society, London, Special Publications*, 404(1): 157–197. <https://doi.org/10.1144/SP404.12>
- Hinnov, L.A. 2000. New perspectives on orbitally forced stratigraphy. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 28(1): 419–475.
- Hinnov, L.A. 2013. Cyclostratigraphy and its revolutionizing applications in the earth and planetary sciences. *Geological Society of America Bulletin*, 125: 1703–1734. <https://doi.org/10.1130/B30934.1>
- Hinnov, L.A. 2018. Astronomical metronome of geological consequence. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 115: 6104–6106. <https://doi.org/10.1073/pnas.1807020115>

- Hinnov, L.A. & Hilgen, F.J. 2012. Cyclostratigraphy and Astrochronology. In: Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D. & Ogg, G.M. (Eds.). *The Geologic Time Scale*. Elsevier, p. 63–83. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-59425-9.00004-4>
- Hinnov, L.A., Kodama, K.P., Anastasio, D.J., Elrick, M. & Latta, D.K. 2013. Global Milankovitch cycles recorded in rock magnetism of the shallow marine lower Cretaceous Cupido Formation, northeastern Mexico. *Geological Society of London, Special Publications*, 373(1): 325–340. <https://doi.org/10.1144/SP373.20>
- Hinnov, L.A., Wu, H. & Fang, Q. 2016. Reply to the comment on “Geologic evidence for chaotic behavior of the planets and its constraints on the third-order eustatic sequences at the end of the Late Paleozoic Ice Age” by Qiang Fang, Huaichun Wu, Linda A. Hinnov, Xiuchun Jing, Xunlian Wang, Qingchun Jiang [*Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 400(2015): 848–859]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 461: 475–480. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.07.030>
- Hochuli, P.A., Menegatti, A.P., Weissert, H., Riva, A., Erba, E. & Premoli Silva, I. 1999. Episodes of high productivity and cooling in the early Aptian Alpine Tethys. *Geology*, 27: 657–660. [https://doi.org/10.1130/00917613\(1999\)027<0657:EOHPAC>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/00917613(1999)027<0657:EOHPAC>2.3.CO;2)
- Huang, C. 2018. Astronomical Time Scale for the Mesozoic. In: Montenari, M. (Ed.). *Stratigraphy & Timescales*. Academic Press, p. 81–150. <https://doi.org/10.1016/bs.sats.2018.08.005>
- Huang, C., Hinnov, L., Fischer, A.G., Grippo, A. & Herbert, T. 2010. Astronomical tuning of the Aptian Stage from Italian reference sections. *Geology*, 38: 899–902. <https://doi.org/10.1130/G31177.1>
- Huang, C., Tong, J., Hinnov, L. & Chen, Z.Q. 2011. Did the great dying of life take 700 k.y.? Evidence from global astronomical correlation of the Permian-Triassic boundary interval. *Geology*, 39(8): 779–782.
- Huber, B.T. & Leckie, M.R. 2011. Planktic foraminiferal species turnover across deep-sea Aptian/Albian Boundary sections. *Journal of Foraminiferal Research*, 41: 53–95. <https://doi.org/10.2113/gsjfr.41.1.53>
- Huber, B.T., Norris, R.D. & MacLeod, K.G. 2002. Deep sea paleotemperature record of extreme warmth during the Cretaceous. *Geology*, 30, 123–126.

- Hughes, M.K., Swetnam, T.W. & Diaz, H.F. 2010. Dendroclimatology: Progress and Prospects. Springer.
- Imbrie, J., Hays, J.D., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.C., Morely, J.J., Pisias, N.G., Prell, W.L. & Shackleton, N.G. 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record. In: Berger, A.L., Imbrie, J., Hays, J.D., Kukla, G., and Saltzman, B., eds., *Milankovitch and Climate, Part 1*: Dordrecht, Netherlands, Reidel Publishing, p. 269–305.
- Imbrie, J., Boyle, E.A., Clemens, S.C., Duffy, A., Howard, W.R., Kukla, G., Kutzbach, J., Martinson, D. G., McIntyre, A., Mix, A. C., Molino, B., Morley, J.J., Peterson, L.C., Pisias, N.G., Prell, W.L., Raytoo, M.E., Shackleton, N.J. & Toggweiler, J. R. 1992. On the structure and origin of major glaciation cycles 1. Linear responses to Milankovitch forcing". *Paleoceanography*, 7(6): 701–738. <https://doi.org/10.1029/92PA02253>
- Jenkyns, H.C. 1980. Cretaceous anoxic events: from continents to oceans. *Journal of the Geological Society*, 137: 171–188. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.137.2.0171>
- Jenkyns, H.C. 1985. The Early Toarcian and Cenomanian-Turonian anoxic events in Europe: comparisons and contrasts. *Geologische Rundschau*, 74(3): 505–518. <https://doi.org/10.1007/BF01821208>
- Jenkyns, H.C. 1988. The Early Toarcian (Jurassic) Anoxic Event: stratigraphic, sedimentary and geochemical evidence. *American Journal of Science*, 288: 101–15. <https://doi.org/10.2475/ajs.288.2.101>
- Jenkyns H.C. 2003. Evidence for rapid climate change in the Mesozoic-Palaeogene greenhouse world. *Philosophical Transactions of the Royal Society A Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 361(1810): 1885–1916. <https://doi.org/10.1098/rsta.2003.1240>
- Jenkyns, H.C. 2010. Geochemistry of oceanic anoxic events. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11(3): Q03004. <https://doi.org/10.1029/2009GC002788>
- 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. <https://doi.org/10.1017/S0016756800010451>
- Karner, G.D. & Gambôa, L.A.P. 2007. Timing and origin of the South Atlantic pre-sag basins and their capping evaporites. In: Schreiber, R., Lugli, S. & Babel, M. (Eds.).

Evaporites Through Space and Time. *Geological Society, London, Special Publications*, p. 15–35.

- Kemp, D.B & Coe, A.L. 2007. A nonmarine record of eccentricity forcing through the Upper Triassic of Southwest England and its correlation with the Newark Basin astronomically calibrated geomagnetic polarity time scale from North America. *Geology*, 35(11): 991–994.
- Kennedy, J.W., Gale, A.S., Bown, P.R., Caron, M., Davey, R.J., Gröcke, D.R. & Wray, D.S. 2000. Integrated stratigraphy across the Aptian-Albian boundary in the Marnes Bleues, at the Col de Pre-Guittard, Arnayon (Drome), and at Tartonne (Alpes-de-Haute-Provence), France: A candidate global boundary stratotype section and boundary point for the base. *Cretaceous Research*, 21: 591–720, <https://doi.org/10.1006/cres.2000.0223>
- Kennedy, J.W., Gale, A.S., Huber, B.T., Petrizzo, M.R., Bown, P.R., Barchetta, A. & Jenkyns, H.C. 2014. Integrated stratigraphy across the Aptian/Albian boundary at Col de Pré-Guittard (southeast France): A candidate global boundary stratotype section. *Cretaceous Research*, 51: 248–259, <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2014.06.005>
- Kent, D.V., Olsen, P.E., Rasmussen, C., Lepre, C., Mundil, R., Irmis, R.B., Gehrels, G.E., Giesler, D., Geissman, J.W. & Parker, W.G. 2018. Empirical evidence for stability of the 405-kiloyear Jupiter–Venus eccentricity cycle over hundreds of millions of years. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 115: 6153–6158. <https://doi.org/10.1073/pnas.1800891115>
- Kodama, K.P. & Hinnov, L.A. 2014. *Rock Magnetic Cyclostratigraphy*. Oxford, John Wiley & Sons, Ltd. <https://doi.org/10.1002/9781118561294>
- Kostadinov, T.S. & Gilb, R. 2014. Earth Orbit v2. 1: a 3-D visualization and analysis model of Earth's orbit, Milankovitch cycles and insolation. *Geoscientific Model Development*, 7(3): 1051–1068. <https://doi.org/10.5194/gmd-7-1051-2014>
- Kodama, K.P., Anastasio, D.J., Newton, M.L., Pares, J.M. & Hinnov, L.A. 2010. High-resolution rock magnetic cyclostratigraphy in an Eocene flysch, Spanish Pyrenees. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11: Q0AA07. <https://doi.org/10.1029/2010GC003069>
- Kruiver, P.P., Dekkers, M.J. & Langereis, C.G. 2000. Secular Variation In Permian Red Beds From Dôme De Barrot, SE France. *Earth and Planetary Science Letters*, 179(1): 205–217.

- Kuiper, K.F., Deino, A., Hilgen, F.J., Krijgsman, W., Renne, P.R. & Wijbrans, J.R. 2008. Synchronizing rock clocks of Earth history. *Science*, 320: 500–504. <https://doi.org/10.1126/science.1154339>
- Kuroda, J. & Ohkouchi, N. 2006. Implications of spatiotemporal distribution of black shales deposited during the Cretaceous Oceanic Anoxic Event-2. *Paleontological Research*, 10: 345–358.
- Kuroda, J., Ihoriya, N., Hori, R.S., Ogawa, N.O., Ikehara, M., Tanimizu, M. & Ohkouchi, N. 2015. Geochemistry of Aptian bedded chert succession from the deep Pacific basin: new insights into Cretaceous Oceanic Anoxic Event-1a. *Geological Society of America Special Papers*, 511: 305–328. [https://doi.org/10.1130/2015.2511\(16\)](https://doi.org/10.1130/2015.2511(16))
- Lamm, F., Lima, F.H.O., Alves, C.F. & Carvalho, I.S. 2023. Calcareous nannofossils from the Poggio le Guaine core (Umbria-Marche Basin, central Italy): Biostratigraphy and discussions on the bioevents of the Aptian–Albian interval, *Cretaceous Research*, 145: 105474. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2023.105474>
- Larson, R.L. 1991a. Geological consequences of superplumes. *Geology*, 19: 963–966. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1991\)019<0963:GCOS>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1991)019<0963:GCOS>2.3.CO;2)
- Larson, R.L. 1991b. Latest pulse of Earth: evidence for a mid-Cretaceous superplume. *Geology*, 19: 547–550. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1991\)019<0547:LPOEEF>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1991)019<0547:LPOEEF>2.3.CO;2)
- Larson, R.L. & Erba, E. 1999. Onset of the mid-Cretaceous greenhouse in the Barremian- Aptian: Igneous events and biological sedimentary, and geochemical responses. *Paleoceanography*, 14: 663–678.
- Laskar, J. 1984. Progress in general planetary theory. *Celestial mechanics*, 34(1-4): 219–221.
- Laskar, J. 1988. Secular evolution of the solar system over 10 million years. *Astronomy and Astrophysics*, 198(1-2): 341–362.
- Laskar, J. 1989. A numerical experiment on the chaotic behaviour of the solar system. *Nature*, 338(6212): 237–238. <https://doi.org/10.1038/338237a0>
- Laskar, J. 1999. The limits of Earth orbital calculations for geological timescale use. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 357(1757): 1735–1759.
- Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A.C.M. & Levrard, B. 2004. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth.

- Astronomy & Astrophysics*, 428: 261–285. <https://doi.org/10.1051/0004-6361:20041335>
- Laskar, J., Fienga, A., Gastineau, M. & Manche, H. 2011a. La2010: a new orbital solution for the long-term motion of the Earth. *Astronomy & Astrophysics*, 532: A89. <https://doi.org/10.1051/0004-6361/201116836>
- Laskar, J., Gastineau, M., Delisle, J.-B., Farrés, A. & Fienga, A. 2011b. Strong chaos induced by close encounters with Ceres and Vesta. *Astronomy & Astrophysics*, 532: L4. <https://doi.org/10.1051/0004-6361/201117504>
- Laskar, J. 2020. Astrochronology. In: Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D. & Ogg, G.M. (Eds.). *The Geologic Time Scale 2020*. Elsevier, p. 139–158.
- Latta, D.K., Anastasio, D.J., Hinnov, L.A., Elrick, M. & Kodama, K.P. 2006. Magnetic record of Milankovitch rhythms in lithologically noncyclic marine carbonates. *Geology*, 34(1): 29–32.
- Lawver, L. A. & Scotese, C.R. 1987. A Revised Reconstruction of Gondwanaland. Geophysical Monograph Series, 40: 17–23. <https://doi.org/doi:10.1029/gm040p0017>
- 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. *Nature Communications*, 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. *Paleoceanography*, 17(3): 13-11–13-29. <https://doi.org/10.1029/2001PA000623>
- Li, Y.-X., Bralower, T.J., Montañez, I.P., Osleger, D.A., Arthur, M.A., Bice, D.M., Herbert, T.D., Erba, E. & Premoli Silva, I. 2008. Toward an orbital chronology for the early Aptian Oceanic Anoxic Event (OAE1a, ~120 Ma). *Earth and Planetary Science Letters*, 271: 88–100. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.03.055>
- Li, M., Zhang, Y., Huang, C., Ogg, J., Hinnov, L., Wang, Y., Zou, Z. & Li, L. 2017. Astronomical tuning and magnetostratigraphy of the Upper Triassic Xujiahe Formation of South China and Newark Supergroup of North America: implications for the Late Triassic time scale. *Earth Planetary Science Letters*, 475: 207–223.
- Li, M., Kump, L., Hinnov, L.A. & Mann, M.E. 2018a. Tracking variable sedimentation rates and astronomical forcing in Phanerozoic paleoclimate proxy series with

- evolutionary correlation coefficients and hypothesis testing. *Earth Planetary Science Letters*, 501: 165–179.
- Li, M., Huang, C., Hinnov, L., Chen, W., Ogg, J. & Tian, W., 2018b. Astrochronology of the Anisian stage (Middle Triassic) at the Guandao reference section, South China. *Earth Planetary Science Letters*. 482, 591–606.
- Li, M., Huang, C., Ogg, J., Zhang, Y., Hinnov, L., Wu, H., Chen, Z.-Q. & Zou, Z. 2019. Paleoclimate proxies for cyclostratigraphy: Comparative analysis using a Lower Triassic marine section in South China. *Earth-Science Reviews*, 189: 125–146. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.01.011>
- Liebrand, D., Beddow, H.M., Lourens, L.J., Pälike, H., Raffi, I., Bohaty, S.M., Hilgen, F.J., Saes, M.J.M., Wilson, P.A., van Dijk, A.E., Hodell, D.A., Kroon, D., Huck, C.E. & Batenburg, S.J. 2016. Cyclostratigraphy and eccentricity tuning of the early Oligocene through early Miocene (30.1–17.1 Ma): Cibicides mundulus stable oxygen and carbon isotope records from Walvis Ridge Site 1264. *Earth and Planetary Science Letters*, 450: 392–405. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.06.007>
- Lisiecki, L.E. & Raymo, M.E. 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, 20: PA1003. <https://doi.org/10.1029/2004PA001071>
- Little, C.T.S. & Benton, M.J. 1995. Early Jurassic mass extinction: A global long-term event. *Geology*, 23, 495–498. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1995\)023<0495:EJMEAG>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0495:EJMEAG>2.3.CO;2)
- Lourens, L.J., Wehausen, R. & Brumsack, H.J. 2001. Geological constraints on tidal dissipation and dynamical ellipticity of the Earth over the past three million years. *Nature*, 409: 1029–1033. <https://doi.org/10.1038/35059062>
- Lourens, L.J. & Tuenter, E. 2009. The Role of Variations of the Earth's Orbital Characteristics in Climate Change. *In: Letcher, T.M. (Ed.). Climate Change.* Elsevier, p. 103–123.
- Loutre, M. 2003. Ice ages (Milankovitch theory). *Encyclopedia of Atmospheric Sciences.* Elsevier, p. 995–1003.
- Ludwig, W.J., Krasheninnikov, V.A., Basov, I.A, Bayen, U. & Blomendal, J. 1983. Shipboard Scientific Party, Site 511. *In: Ludwig, W.J. & Krasheninnikov, V.A. (Eds.). Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.* US Government Printing Office, Washington, DC. 71, p. 1073-1091

- Ma, C., Meyers, S.R. & Sageman, B.B. 2017. Theory of chaotic orbital variations confirmed by Cretaceous geological evidence. *Nature*, 542: 468–470. <https://doi.org/10.1038/nature21402>
- Marshall, J.E. 1994. The Falkland Islands: a key element in Gondwana paleogeography. *Tectonics*, 13(2): 499–514. <https://doi.org/10.1029/93TC03468>
- Martin, A.K., Goodlad, S.W., Hartnady, C.J.H. & Plessis, A.D. 1982. Cretaceous palaeopositions of the Falkland Plateau relative to southern Africa using Mesozoic seafloor spreading anomalies. *Geophysical Journal International*, 71(3): 567–579.
- Martinez, M., Kotov, S., De Vleeschouwer, D., Pas, D. & Pälike, H. 2016. Testing the impact of stratigraphic uncertainty on spectral analyses of sedimentary series. *Climate of the Past*, 12: 1765–1783. <https://doi.org/10.5194/cp-12-1765-2016>
- 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. *Scientific Reports*, 10(1): 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. & Kuroda, J. 2022. Mid-cretaceous marine Os isotope evidence for heterogeneous cause of oceanic anoxic events. *Nature Communications*, 13: 239. <https://doi.org/10.1038/s41467-021-27817-0>
- McAnena, A., Flögel, S., Hofmann, P., Herrle, J.O., Griesand, A., Pross, J., Talbot, H.M., Rethemeyer, J. & Wagner, T. 2013. Atlantic cooling associated with a marine biotic crisis during the mid-Cretaceous period. *Nature Geoscience*, 6(7): 558–561. <https://doi.org/10.1038/ngeo1850>
- McKerrow, W.S., Scotese, C.R. & Brasier, M.D. 1992. Early Cambrian continental reconstructions. *Journal of the Geological Society*, 149(4): 599–606.
- Méhay, S., Keller, C.E., Bernasconi, S.M., Weissert, H., Erba, E., Bottini, C. & Peter A. Hochuli. 2009. A volcanic CO₂ pulse triggered the Cretaceous Oceanic Anoxic Event 1a and a biocalcification crisis. *Geology*, 37(9): 819–822. <https://doi.org/10.1130/G30100A.1>
- Menegatti, A.P., Weissert, H., Brown, R.S., Tyson, R.V., Farrimond, P., Strasser, A. & Caron, M. 1998. High-resolution $\delta^{13}\text{C}$ stratigraphy through the Early Aptian “Livello selli” of the Alpine tethys. *Paleoceanography*, 13(5): 530-545.

- Menichetti, M. 2016. Early Cretaceous tectonic event in the Adria: Insight from UmbriaMarche pelagic basin (Italy). *Geological Society of America Special Papers*, 524: 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. *Memorie dalla Società Geologica Italiana*, 35: 371–388.
- Meyers, S.R. 2012. Seeing red in cyclic stratigraphy: spectral noise estimation for astrochronology. *Paleoceanography*, 27: PA3228. <https://doi.org/10.1029/2012PA002307>
- Meyers, S.R. 2015. The evaluation of eccentricity-related amplitude modulation and bundling in paleoclimate data: an inverse approach for astrochronologic testing and time scale optimization. *Paleoceanography*, 30(12): 1625–1640. <https://doi.org/10.1002/2015PA002850>
- Meyers, S.R. 2019. Cyclostratigraphy and the problem of astrochronologic testing. *Earth-Science Reviews*, 190: 190–223. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.11.015>
- Meyers, S. R., & Malinverno, A. 2018. Proterozoic Milankovitch cycles and the history of the solar system. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 115(25): 6363–6368. <https://doi.org/10.1073/pnas.1717689115>
- Meyers, S.R., Sageman, B.B. & Pagani, M. 2008. Resolving Milankovitch: consideration of signal and noise. *American Journal of Science*, 308: 770–786. <https://doi.org/10.2475/06.2008.02>
- Meyers, S.R., Sageman, B.B. & Arthur, M.A. 2012. Obliquity forcing of organic matter accumulation during Oceanic Anoxic Event 2. *Paleoceanography*, 27: PA3212. <https://doi.org/10.1029/2012PA002286>.
- Mitchell, C.E., Taylor, G.K., Cox, K.G. & Shaw, J. 1986. Are the Falkland Islands a rotated microplate?. *Nature*, 319(6049): 131–134.
- Millán, M.I., Weissert, H.J. & Lopez-Horgue, M.A. 2014. Expression of the late Aptian cold snaps and the OAE1b in a highly subsiding carbonate platform (Aralar, northern Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 411: 167–179. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2014.06.024>
- Mörner, N.A. 2012. Planetary beat, solar wind and terrestrial climate. *Solar wind: emission, technologies and impacts*, p. 47–66.
- Mudelsee, M. 2010. *Climate Time Series Analysis: Classical Statistical and Bootstrap Methods*, 1st ed. Springer, 474 p.

- Mudelsee, M., Bickert, T., Lear, C.H. & Lohmann, G. 2014. Cenozoic climate changes: a review based on time series analysis of marine benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Reviews of Geophysics*, 52(3): 333–374. <https://doi.org/10.1002/2013RG000440>
- Mutterlose, J., Bornemann, A. & Herrle, J. 2009. The Aptian-Albian cold snap: evidence for “mid” Cretaceous icehouse interludes. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 252: 217–225.
- Neff, U., Burns, S.J., Mangini, A., Mudelsee, M., Fleitmann, D. & Matter, A. 2001. Strong coherence between solar variability and the monsoon in Oman between 9 and 6 kyr ago. *Nature*, 411: 290–293. <https://doi.org/10.1038/35077048>
- O'Brien, C.L., Robinson, S.A., Pancost, R.D., Sinninghe Damsté, J.S., Schouten, S., Lunt, D.J., Alsenz, H., Bornemann, A., Bottini, C., Brassell, S.C., Farnsworth, A., Forster, A., Huber, B.T., Inglis, G.N., Jenkyns, H.C., Linnert, C., Littler, K., Markwick, P., McAnena, A., Mutterlose, J., Naafs, B.D.A., Püttmann, W., Sluijs, A., van Helmond, N.A.G.M., Vellekoop, J., Wagner, T. & Wrobel, N.E. 2017. Cretaceous sea-surface temperature evolution: Constraints for TEX₈₆ and planktonic foraminiferal Oxygen isotopes. *Earth-Science Reviews*, 172: 224–247. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.07.012.2018>
- Ogg, J.G., Ogg, G.M. & Gradstein, F. M. 2016. A concise geologic time scale 2016, Elsevier, 234 p.
- Ohkouchi, N., Kuroda, J. & Taira, A. 2015. The origin of Cretaceous black shales: a change in the surface ocean ecosystem and its triggers. *Proceedings of the Japan Academy, Series B Physical and Biological Sciences*, 91(7): 273–91. <https://doi.org/10.2183/pjab.91.273>
- Olsen, P.E. & Kent, D.V. 1996. Milankovitch climate forcing in the tropics of Pangaea during the Late Triassic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 122(1-4): 1–26. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(95\)00171-9](https://doi.org/10.1016/0031-0182(95)00171-9)
- Olsen, P.E., Kent, D.V., Geissman, J., Bachmann, G., Blakey, R., Gehrels, G., Irmis, R., Kuerschner, W., Molina-Garza, R. & Mundil, R. 2010. The Colorado Plateau Coring Project (CPCP): 100 million years of earth system history. *Earth Science Frontiers*, 17: 55–63.
- Pálffy, J., Mortensen, J.K., Carter, E.S., Smith, P.L., Friedman, R.M. & Tipper, H.W. 2000. Timing the end-Triassic mass extinction: first on land, then in the sea? *Geology*, 28(1): 39–42.
- Paillard, D. 2001. Glacial cycles: toward a new paradigm. *Reviews of Geophysics*, 39(3): 325–346. <https://doi.org/10.1029/2000RG000091>

- Pälike, H. & Shackleton, N.J. 2000. Constraints on astronomical parameters from the geological record for the last 25 Myr. *Earth Planetary Science Letters*, 182: 1–14. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00229-6](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00229-6)
- Pälike, H., Laskar, J. & Shackleton, N.J. 2004. Geologic constraints on the chaotic diffusion of the solar system. *Geology*, 32(11): 929–932. <https://doi.org/10.1130/G20750.1>
- Pälike, H. 2005. Orbital variation (including Milankovitchcycles). In: Selley, R.C., Cocks, L.R.M. & Plimer, I.R. (Eds.). *Encyclopedia of Geology*. Elsevier, Oxford, U. K., 1: pp.410–421. doi:10.1016/B0-12-369396-9/00123-4.
- Pälike, H., Frazier, J. & Zachos, J.C. 2006a. Extended orbitally forced palaeoclimatic records from the equatorial Atlantic Ceara Rise. *Quaternary Science Reviews*, 25(23-24): 3138–3149. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.02.011>
- Pälike, H., Norris, R.D., Herrle, J.O., Wilson, P.A., Coxall, H.K., Lear, C.H., Shackleton, N.J., Tripathi, A.K. & Wade, B.S. 2006b. The Heartbeat of the Oligocene Climate System. *Science*, 314: 1894–1898. <https://doi.org/10.1126/science.1133822>
- 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*, 200: 103461. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2021.103461>
- Perlmutter, M.A. & Azambuja Filho, N.C. 2005. Cicloestratigrafia: Teoria e Técnicas. *Revista Brasileira de Geociências*, 35: 1-11.
- Petrizzo, M.R., Huber, B.T., Gale, A.S., Barchetta, A. & Jenkyns, H.C. 2012. Abrupt planktic foraminiferal turnover across the Niveau Kilian at Col de Pré-Guittard (Vocontian Basin, Southeast France): new criteria for defining the Aptian/Albian boundary. *Newsletters on Stratigraphy*, 45(1): 55–74. <https://doi.org/10.1127/0078-0421/2012/0013>
- Price, G.D. 1999. The evidence and implications of polar ice during the Mesozoic. *Earth-Science Reviews*, 48: 183–210.
- Price, G.D. & Gröcke, D.R. 2002. Strontium-isotope stratigraphy and oxygen and carbon-isotope variation during the Middle Jurassic–Early Cretaceous of the Falkland Plateau, South Atlantic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 183(3–4): 209–222. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(01\)00486-2](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(01)00486-2)

- Proistosescu, C., Huybers, P. & Maloof, A.C. 2012. To tune or not to tune: Detecting orbital variability in Oligo-Miocene climate records. *Earth and Planetary Science Letters*, 325-326: 100–107. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.01.022>
- Pucéat, E., Lécuyer, C., Sheppard, S.M., Dromart, G., Reboulet, S. & Grandjean, P. 2003. Thermal evolution of Cretaceous Tethyan marine waters inferred from oxygen isotope composition of fish tooth enamels. *Paleoceanography*, 18: 1029. <https://doi.org/10.1029/2002PA000823>.
- Puetz, S.J., Prokoph, A. & Borchardt, G. 2016. Evaluating alternatives to the Milankovitch theory. *Journal of Statistical Planning and Inference*, 170: 158–165. <https://doi.org/10.1016/j.jspi.2015.10.006>
- Rampino, M.R. 2015. Disc dark matter in the Galaxy and potential cycles of extraterrestrial impacts, mass extinctions and geological events. *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, 448: 1816–1820. <https://doi.org/10.1093/mnras/stu2708>
- Richards, P.C., Gatliff, R.W., Quinn, M.F., Fannin, N.G.T. & Williamson, J.P. 1996. The geological evolution of the Falkland Islands continental shelf. *Geological Society, London, Special Publications*, 108(1): 105–128.
- Rivera, T.A., Storey, M., Zeeden, C., Hilgen, F.J. & Kuiper, K. 2011. A refined astronomically calibrated $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ age for fish Canyon sanidine. *Earth Planetary Science Letters*, 311: 420–426. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.09.017>
- Robinson, S.A., Heimhofer, U., Hesselbo, S.P. & Petrizzo, M.R., 2017. Mesozoic climates and oceans – a tribute to Hugh Jenkyns and Helmut Weissert. *Sedimentology*, 64: 1–15. <https://doi.org/10.1111/sed.12349>
- Sabatino, N., Coccioni, R., Salvagio Manta, D., 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. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.03.009>
- Sabatino, N., Ferraro, S., Coccioni, R., Bonsignore, M., Del Core, M., Tancredi, V. & Sprovieri, M. 2018. Mercury anomalies in upper Aptian-lower Albian sediments from the Tethys realm. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 495: 163–170. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2018.01.008>
- Satolli, S., Besse, J. & 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*, 276: 115–128.
- 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. *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: 57–78. [https://doi.org/10.1130/2016.2524\(05\)](https://doi.org/10.1130/2016.2524(05))
- Schaaf, M. & Thurow, J. 1997. Tracing short cycles in long records: the study of inter-annual to inter-centennial climate change from long sediment records, examples from the Santa Barbara Basin. *Journal of the Geological Society*, 154: 613–622. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.154.4.0613>
- Schimmelmann, A., Lange, C.B., Schieber, J., Francus, P., Ojala, A.E.K. & Zolitschka, B. 2016. Varves in marine sediments: *A review*. *Earth-Science Reviews*, 159: 215–246. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.04.009>
- Schlanger, S.O. & Jenkyns, H.C. 1976. Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences. *Geologie en Mijnbouw*, 55: 179–184.
- Schlanger, S.O., Arthur, M.A., Jenkyns, H.C. & Scholle, P.A. 1987. The Cenomanian Turonian Oceanic Anoxic Event I. Stratigraphy and distribution of organic-carbon rich beds and the marine $\delta^{13}\text{C}$ excursion. *Geological Society Special Publication*, 26: 371–399.
- Scholle, P.A. & Arthur, M.A. 1980. Carbon isotope fluctuations in Cretaceous pelagic limestones: potential stratigraphic and petroleum exploration tool. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 64(1): 67–87. <https://doi.org/10.1306/2F91892D-16CE-11D7-8645000102C1865D>
- Schnyder, J., Ruffell, A., Deconinck, J.-F. & Baudin, F. 2006. Conjunctive use of spectral gamma-ray logs and clay mineralogy in defining late Jurassic–early Cretaceous palaeoclimate change (Dorset, U.K.). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 229(4): 303–320. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2005.06.027>
- Schulz, M. & Mudelsee, M. 2002. REDFIT: estimating red-noise spectra directly from unevenly spaced paleoclimatic time series. *Computers & Geosciences*, 28 (3), 421–426. [https://doi.org/10.1016/S0098-3004\(01\)00044-9](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(01)00044-9)

- Schwarzacher, W. 1993. Cyclostratigraphy and the Milankovitch theory. Elsevier.
- Setoyama, E., & Kanungo, S. 2020. Mesozoic Biochronostratigraphy and Paleoenvironment of the South Atlantic: A revised framework based on 20 DSDP and ODP deep-water sites. *Journal of South American Earth Sciences*, 102511. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102511>
- Shackleton, N.J. 2000. The 100,000-year ice-age cycle identified and found to lag temperature, carbon dioxide, and orbital eccentricity. *Science*, 289: 1897–1902. <https://doi.org/10.1126/science.289.5486.1897>
- Shackleton, N.J., Crowhurst, S.J., Weedon, G.P. & Laskar, J. 1999. Astronomical calibration of Oligocene–Miocene time. *Philosophical Transactions of Royal Society of London Series A*. 357(1757): 1907–1929.
- Sinnesael, M., De Vleeschouwer, D., Zeeden, C., Batenburg, S.J., Da Silva, A.-C., de Winter, N.J., Dinarès-Turell, J., Drury, A.J., Gambacorta, G., Hilgen, F.J., Hinnov, L.A., Hudson, A.J.L., Kemp, D.B., Lantink, M.L., Laurin, J., Li, M., Liebrand, D., Ma, C., Meyers, S.R., Monkenbusch, J., Montanari, A., Nohl, T., Pälike, H., Pas, D., Ruhl, M., Thibault, N., Vahlenkamp, M., Valero, L., Wouters, S., Wu, H. & Claeys, P. 2019. The Cyclostratigraphy Intercomparison Project (CIP): consistency, merits and pitfalls. *Earth-Science Reviews*, 199: 102965. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102965>
- Smith, N.D., Phillips, A.C. & Powell, R.D. 1990. Tidal drawdown: A mechanism for producing cyclic sediment laminations in glaciomarine deltas. *Geology*, 18: 10. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1990\)018<0010:TDAMFP>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1990)018<0010:TDAMFP>2.3.CO;2)
- Spiegel, D.S., Raymond, S.N., Dressing, C.D., Scharf, C.A. & Mitchell, J.L. 2010. Generalized Milankovitch cycles and long-term climatic habitability. *The Astrophysical Journal*, 721(2): 1308–1318. <https://doi.org/10.1088/0004-637X/721/2/1308>
- Stanca, R.M., McCarthy, D.J., Paton, D.A., Hodgson, D.M. & Mortimer, E.J. 2022. The tectono-stratigraphic architecture of the Falkland Plateau basin; implications for the evolution of the Falkland Islands Microplate. *Gondwana Research*, 105: 320–342. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2021.09.014>
- Stocker, T.F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S.K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V. & Midgley, P.M. 2014. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*. Cambridge University Press.

- Strasser, A., Hilgen, F.J. & Heckel, P.H. 2007. Cyclostratigraphy – concepts, definitions, and applications. *Newsletters Stratigraphy*, 42(2): 75–114. <https://doi.org/10.1127/0078-0421/2006/0042-0075>
- Takashima, R., Nishi, H., Yamanaka, T., Tomosugi, T., Fernando, A.G., Tanabe, K., Moriya, K., Kawabe, F. & Hayashi, K. 2011. Prevailing oxic environments in the Pacific Ocean during the mid-Cretaceous Oceanic Anoxic Event 2. *Nature Communications*, 2(1): 234. <https://doi.org/10.1038/ncomms1233>
- Tarduno, J.A., Sliter, W.V., Kroenke, L., Leckie, M., Mayer, H., Mahoney, J.J., Musgrave, R., Storey, M. & Winterer, E.L. 1991. Rapid formation of Ontong Java Plateau by Aptian mantle plume volcanism. *Science*, 254: 399–403. <https://doi.org/10.1126/science.254.5030.399>
- Taylor, G.K. & Shaw, J. 1989. The Falkland Islands: new palaeomagnetic data and their origin as a displaced terrane from southern Africa. *Deep structure and past kinematics of accreted terranes*, 50: 59–72. <https://doi.org/10.1029/GM050p0059>
- Tedeschi, L.R., Jenkyns, H.C., Robinson, S., Dickson, A., Bottini, C., Erba, E., Trindade, R.I., Carmo, J.A. & Creaser, R. 2016. New stratigraphy of DSDP Site 511: Aptian-Albian OAEs and changes in water circulation in the South Atlantic. SEPM Conference on Oceanic Anoxic Events, Austin-TX, USA, October 31–November 7
- Tedeschi, L.R., Santos, M.R.F.M., Lana, C.C., Jenkyns, H.C., Robinson, S.A. & Tognoli, F.M.W. 2018. Aptian carbon-isotope record from the Sergipe-Alagoas Basin: new insights into oceanic anoxic event 1a and the timing of seawater entry into the South Atlantic. *Newsletters on Stratigraphy*, 53: 333–364. <https://doi.org/10.1127/nos/2019/0529>
- Tiraboschi, D., Erba, E. & Jenkyns, H.C. 2009. Origin of rhythmic Albian black shales (Piobbico core, central Italy): Calcareous nannofossil quantitative and statistical analyses and paleoceanographic reconstructions. *Paleoceanography*, 24: PA2222. <https://doi.org/10.1029/2008PA001670>
- Tornaghi, M.E., Premoli Silva, I. & Ripepe, M. 1989. Lithostratigraphy and planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Aptian–Albian “Scisti a Fucoidi” in the Piobbico Core, Marche, Italy: Background for cyclostratigraphy. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 95: 223–264.
- Trabucho Alexandre, J., Tuenter, E., Henstra, G.A., van der Zwan, K.J., van de Wal, R.S. W., Dijkstra, H.A. & de Boer, P.L. 2010. The mid-cretaceous North Atlantic

- nutriente trap: Black shales and OAEs. *Paleoceanography*, 25(4): PA4201. <http://dx.doi.org/10.1029/2010PA001925>
- Tsikos, H., Jenkyns, H.C., Walsworth-Bell, B., Petrizzo, M.R., Forster, A., Kolonic, S., Erba, E., Premoli Silva, I., Bass, M., Wagner, T. & Sinninghe Damsté, J.S. 2004. Carbon-isotope stratigraphy recorded by the Cenomanian–Turonian oceanic anoxic event: Correlation and implications based on three key localities. *Journal of the Geological Society*, 161: 711–719. <http://doi.org/10.1144/0016-764903-077>
- Turchyn, A.V., Schrag, D.P., Coccioni, R. & Montanari, A. 2009. Stable isotope analysis of the Cretaceous sulfur cycle. *Earth Planetary Science Letters*, 285(1-2): 115–123. <http://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.06.002>
- 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 Aptian oceanic anoxic event-1a: evidence for the release of methane into the atmosphere. *Paleoceanography*, 22: PA1210. <http://dx.doi.org/10.1029/2006PA001341>.
- van Dam, J.A., Abdul Aziz, H., Ángeles Álvarez Sierra, M., Hilgen, F.J., van den Hoek Ostende, L.W., Lourens, L.J., Mein, P., van der Meulen, A.J. & Pelaez-Campomanes, P. 2006. Long-period astronomical forcing of mammal turnover. *Nature*, 443: 687–691. <https://doi.org/10.1016/j.crpv.2016.03.006>
- Waltham, D. 2015. Milankovitch Period Uncertainties and Their Impact On Cyclostratigraphy. *Journal of Sedimentary Research*, 85: 990–998. <https://doi.org/10.2110/jsr.2015.66>
- Weedon, G.P. 2003. Time-Series Analysis and Cyclostratigraphy. Cambridge, Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511535482>
- Weissert, H. 1989. C-isotope stratigraphy, a monitor of palaeoenvironmental change: a case study from the early Cretaceous. *Surveys in Geophysics*, 10: 1–61. <https://doi.org/10.1007/BF01901664>
- Weissert, H. 2000. Deciphering methane's fingerprint. *Nature*, 406: 356–357. <https://doi.org/10.1038/35019230>
- Weissert, H. & Lini, A. 1991. Ice age interludes during the time of Cretaceous greenhouse climate. *Controversies in Modern Geology*. Academic Press, London, 173: 191.

- Weissert, H. & Erba, E. 2004. Volcanism, CO₂ and palaeoclimate: a Late Jurassic–Early Cretaceous carbon and oxygen isotope record. *Journal of the Geological Society*, 161(4): 695–702. <https://doi.org/10.1144/0016-764903-087>
- Weissert, H., Lini, A., Föllmi, K.B. & Kuhn, O. 1998. Correlation of Early Cretaceous carbon isotope stratigraphy and platform drowning events: a possible link?. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 137(3-4): 189–203.
- Wise Jr., S.W. 1983. Mesozoic and Cenozoic Calcareous Nannofossils Recovered by Deep Sea Drilling Project Leg 71 in the Falkland Plateau Region, Southwest Atlantic Ocean. *In*: Ludwig, W.J., Krasheninnikov, et al., (Eds.). *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project covering Leg 71 of the cruises of the drilling vessel Glomar Challenger, Valparaiso, Chile to Santos, Brazil, January-February, 1980*. Texas A & M University, Ocean Drilling Program, College Station, U.S.A., pp. 481–550.
- Wu, H., Zhang, S., Feng, Q., Jiang, G., Li, H. & Yang, T. 2012. Milankovitch and sub-Milankovitch Cycles of the Early Triassic Daye Formation, South China and Their Geochronological and Paleoclimatic Implications. *Gondwana Research*, 22(2): 748-759.
- Wu, H., Zhang, S., Hinnov, L.A., Jiang, G., Feng, Q., Li, H. & Yang, T. 2013. Time-calibrated Milankovitch cycles for the late Permian. *Nature Communications*, 4: 2452. <https://doi.org/10.1038/ncomms3452>
- Zachos, J.C., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E. & Billups, K. 2001a. Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. *Science*, 292: 686–693. <https://doi.org/10.1126/science.1059412>
- Zachos, J.C., Shackleton, N.J., Revenaugh, J.S., Pälike, H. & Flower, B.P. 2001b. Climate Response to Orbital Forcing Across the Oligocene-Miocene Boundary. *Science*, 292(5515): 274–278. <https://doi.org/10.1126/science.1058288>
- Zachos, J.C., Shackleton, N.J., Revenaugh, J.S., Pälike, H. & Flower, B.P. 2001b. Climate response to orbital forcing across the Oligocene–Miocene boundary. *Science*, 292 (5515), 274–278.
- Zhang, Y., Li, M., Ogg, J.G., Montgomery, P., Huang, C., Chen, Z.-Q., Shi, Z., Enos, P. & Lehrmann, D.J. 2015. Cycle-calibrated magnetostratigraphy of middle Carnian from South China: implications for Late Triassic time scale and termination of the Yangtze Platform. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 436: 135–166. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.05.033>

- Zeeden, C., Hilgen, F., Westerhold, T., Lourens, L., Röhl, U. & Bickert, T. 2013. Revised Miocene splice, astronomical tuning and calcareous plankton biochronology of ODP Site 926 between 5 and 14.4 Ma. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 369: 430–451.
- Zeeden, C., Rivera, T.A. & Storey, M. 2014a. An astronomical age for the Bishop Tuff and concordance with radioisotopic dates. *Geophysical Research Letters*, <https://doi.org/10.1002/2014GL059899>.
- Zeeden, C., Hilgen, F.J., Hüsing, S.K. & Lourens, L.J. 2014b. The Miocene astronomical time scale 9–12 Ma: New constraints on tidal dissipation and their implications for paleo-climatic investigations. *Paleoceanography*, 29: 296–307.
- Zeeden, C., Meyers, S.R., Lourens, L.J. & Hilgen, F.J. 2015. Testing astronomically tuned age models. *Paleoceanography*, 30: 369–383. <https://doi.org/10.1002/2014PA002762>
- Zou, Z., Huang, C., Li, M. & Zhang, Y. 2016. Climate response to astronomical forcing during the Oligocene-Miocene transition in the equatorial Atlantic (ODP Site 926). *Science China Earth Sciences*, 59(8): 1665–1673. <https://doi.org/10.1007/s11430-016-5311-y>

CAPÍTULO 2 – ARTIGO I

2.1 ASTRONOMICAL TUNING OF THE APTIAN STAGE AND ITS IMPLICATIONS FOR AGE RECALIBRATIONS AND PALEOCLIMATIC EVENTS

Carolina G. LEANDRO^{1*}, Jairo F. SAVIAN², Marcus Vinicius L. KOCHHANN³, Daniel R. FRANCO⁴, Rodolfo COCCIONI⁵, Fabrizio FRONTALINI⁶, Silvia GARDIN⁷, Luigi JOVANE⁸, Milene FIGUEIREDO⁹, Leonardo R. TEDESCHI⁹, Liliâne JANIKIAN¹⁰, Renato P. ALMEIDA¹¹ & Ricardo Ivan F. TRINDADE¹²

¹ Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves 9500, 91501-970 Porto Alegre, RS, Brazil.

² Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves 9500, 91501-970 Porto Alegre, RS, Brazil.

³ Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Rua do Lago 562, 05508-080, São Paulo, SP, Brazil

⁴ Cordenação de Geofísica, Observatório Nacional, R. General José Cristino, 77, 20921-400 Rio de Janeiro, RJ, Brazil.

⁵ Università degli Studi di Urbino Carlo Bo, 61029 Urbino, Italy.

⁶ Dipartimento di Scienze Pure e Applicate, Università degli Studi di Urbino “Carlo Bo”, Campus Scientifico, Località Crocicchia, 61029 Urbino, Italy

⁷ CR2P – Centre de Recherche en Paléontologie – Paris, UMR 7207, Sorbonne Université – MNHN – CNRS, 4, Place Jussieu, 75005, Paris, France.

⁸ Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, Praça do Oceanográfico 191, 05508-120, São Paulo, SP, Brazil.

⁹ Centro de Pesquisas e Desenvolvimento Leopoldo Américo Miguez de Mello, Petrobras Petróleo Brasileiro S.A, Avenida Horácio Macedo 950, 21941-915 Rio de Janeiro, Brazil

¹⁰ Departamento de Ciências do Mar, Instituto do Mar, Universidade Federal de São Paulo, Rua Carvalho de Mendonça, 144, 11070-102 Santos-SP, Brazil

¹¹ Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Rua do Lago 562, 05508-090 São Paulo, Brazil

¹² Departamento de Geofísica, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, Rua do Matão 1226, 05508-090 São Paulo, SP, Brazil.

*corresponding author: Carolina Gonçalves Leandro (carolina.leandro@ufrgs.br)

2.1.1 Abstract

The Aptian was characterized by dramatic tectonic, oceanographic, climatic and biotic changes and its record is punctuated by Oceanic Anoxic Events (OAEs). The timing and duration of these events are still contentious, particularly the age of the Barremian–Aptian boundary. This study presents a cyclostratigraphic evaluation of a high-resolution multiproxy dataset ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, MS and ARM) from the Poggio le Guaine core. The identification of Milankovitch-band imprints allowed us to construct a 405-kyr astronomically-tuned age model that provides new constraints for the Aptian climato-chronostratigraphic framework. Based on the astronomical tuning, we propose: (i) a timespan of ~7.2 Myr for the Aptian; (ii) a timespan of ~420 kyr for the magnetic polarity Chron M0r and an age of ~120.2 Ma for the Barremian–Aptian boundary; and (iii) new age constraints on the onset and duration of Aptian OAEs and the ‘cold snap’. The new framework significantly impacts the Early Cretaceous geological timescale.

2.1.2 Introduction

The Aptian is the third-longest stage in the Cretaceous (121.4–113.2 Ma) (Gale et al., 2020). It is a critical time interval for widespread changes in plate dynamics, the carbon cycle and the ocean-climate system (e.g., Larson, 1991a). It was characterized by globally significant episodes of marine carbon burial, known as Oceanic Anoxic Events (OAEs) (Jenkyns, 2010), as well as significant evaporite deposition in the South Atlantic and changes in sulfur, calcium, strontium and osmium in the oceans (Bondin et al., 2015; Tedeschi et al., 2017). It has been suggested that a dramatic increase in the global mean temperature occurred during the Aptian, in which OAE 1a (~120 Ma) represents one of the most prominent events (Percival et al., 2021). However, a period of temperature decrease has also been reported in the Late Aptian – the so-called ‘cold snap’ (McAnena et al., 2013; Bottini et al., 2015). Changes in the oceanic biota occurred throughout the Aptian, including significant turnovers in the late Aptian and across the Aptian–Albian boundary (Erba et al., 1999; Huber & Leckie, 2011; Coccioni et al., 2014). The Aptian stage is also marked by the onset of rapid seafloor spreading in the Atlantic Ocean caused by increasing oceanic crust production and plate margin volcanism (Larson, 1991a). It is also of great interest from a geodynamic or paleomagnetic perspective due to its association with the onset of the Cretaceous Normal Superchron (CNS; ~83–121 Ma) (Opdyke & Channell, 1996). During the CNS, Large Igneous Province (LIP) activity peaked with the development of the Ontong Java

Plateau (OJP), which is considered to be the driving force for widespread oceanographic changes at the onset of magnetic polarity Chron M0r (Larson, 1991a, 1991b; Malinverno et al., 2012; Percival et al., 2021). These changes may have been responsible for the deposition of a thick, laminated, organic-rich black shale interpreted as the sedimentary expression of OAE 1a, known as the Selli Level, in Umbria-Marche, central Italy (Coccioni et al., 1987; Chambers et al., 2004; Percival et al., 2021).

Organic-rich horizons correlated to the Selli Level have been recognized in marine deposits worldwide, indicating that OAE 1a was a global event (e.g., Jenkyns, 2010; Gale et al., 2020; Percival et al., 2021). Re-Os radiometric ages obtained from the black shales of the Cismon core place this event at 120 ± 3.4 Ma (Chambers et al., 2004). Several radiometric ages have been obtained for the OJP and associated basalt flows (e.g., Bottini et al., 2012; Olierrok et al., 2019). These cluster around the age of the Selli Level (~126–119 Ma), which, together with changes in the metal content, osmium and lead isotopes of ocean sediments (Tejada et al., 2009; Olierrok et al., 2019; Percival et al., 2021), reinforces a possible causal link with the OJP. In addition to the Selli, others distinctive organic-rich black-shale and calcareous mudstone marker beds occur within the Aptian interval, recognized mainly in the Tethyan realm. From bottom to top, they are: (1) the Wezel Level horizon (Matsumoto et al., 2020); (2) the Fallot Level (~ 117.8 Ma; Friedrich et al., 2003; Huang et al., 2010); (3) the 113/Jacob Level (~ 113–115 Ma; Huang et al., 2010; Sabatino et al., 2018); and (4) the Kilian Level (~ 112–113 Ma), the last one marking the Aptian–Albian boundary (Huang et al., 2010; Malinverno et al., 2010; Coccioni et al., 2014; Bottini et al., 2015). Although the definition of black-shale levels corresponding to the OAE 1b differs, depending on the study, the Jacob and Kilian Levels are commonly accepted as records of organic-rich expressions of the first two sub-events of OAE 1b (Arthur et al., 1990).

The timings and durations of the Aptian Stage and its main events, such as the OAEs, are still debated (Erba et al., 2015). The top of the Aptian is well defined at 113.1 ± 0.3 Ma on the basis of the U-Pb dating on zircons from an ash layer at Vöhrum, northern Germany (Selby et al., 2009; Gale et al., 2020). The base of the Aptian is placed at 126 ± 0.3 Ma (Ogg & Hinnov, 2012) in the Geologic Time Scale 2012 (GTS 2012). It coincides with the base of Chron M0r, and is supported by planktonic foraminiferal, calcareous nannofossil and cyclostratigraphic data (Huang et al., 2010). In contrast, ^{40}Ar – ^{39}Ar ages (121.2 ± 0.5 Ma) from M0r lavas in China (He et al., 2008), and U-Pb ages (~121–122 Ma) in Barremian ash layers from Svalbard, imply that the Barremian–Aptian boundary must be younger than 123 Ma (Midtkandal et al., 2016).

In addition, a new magnetostratigraphy of core DH1 from Svalbard (Norway) and the U-Pb dating of a bentonite bed at 123.1 ± 0.3 Ma in the uppermost part of the magnetozones M1r, also suggest a younger Barremian–Aptian boundary. The M1r magnetozones is ~ 1.9 Myr older than the onset of Chron M0r (Zhang et al., 2021). This interpolation-based constraint places the beginning of Chron M0r at 121.2 ± 0.4 Ma, therefore ~ 5 Myr younger than its age in the GTS 2012 (Gale et al., 2020; Zhang et al., 2021).

Floating timescales derived from cyclostratigraphic studies have been used to reach divergent conclusions. An age of ~ 121 Ma is suggested for the Barremian–Aptian boundary for the Italian Cismon APTICORE, an incomplete section of the Aptian that shows an unconformity in the late Aptian (Malinverno et al., 2010). Conversely, a grayscale cyclostratigraphic study for the Piobbico core calibrates the Aptian at 13.42 Myr, providing age of 125.45 Ma for the Barremian–Aptian boundary (Huang et al., 2010). Therefore, floating timescale from other complete Aptian records might improve this ambiguous scenario.

Here, we present a cyclostratigraphic analysis of the Poggio le Guaine (PLG) core (Coccioni et al., 2012) (Figure 2.1), comprising a complete Aptian record from the Umbria-Marche Basin (UMB), Italy. The sedimentary succession covers the M0r and C34n (CNS) magnetozones throughout the late Barremian to early Albian (Savani et al., 2016). Our main objectives are: (i) to propose a cyclostratigraphic framework for the PLG section using high-resolution magnetic susceptibility (MS), anhysteretic remanent magnetisation (ARM), and oxygen ($\delta^{18}\text{O}$), and carbon ($\delta^{13}\text{C}$) stable isotopes data to provide better constraints for the Aptian climato-chronostratigraphic framework; and (ii) to discuss the impact of the proposed framework on the main events of the Aptian and the Cretaceous timescale.

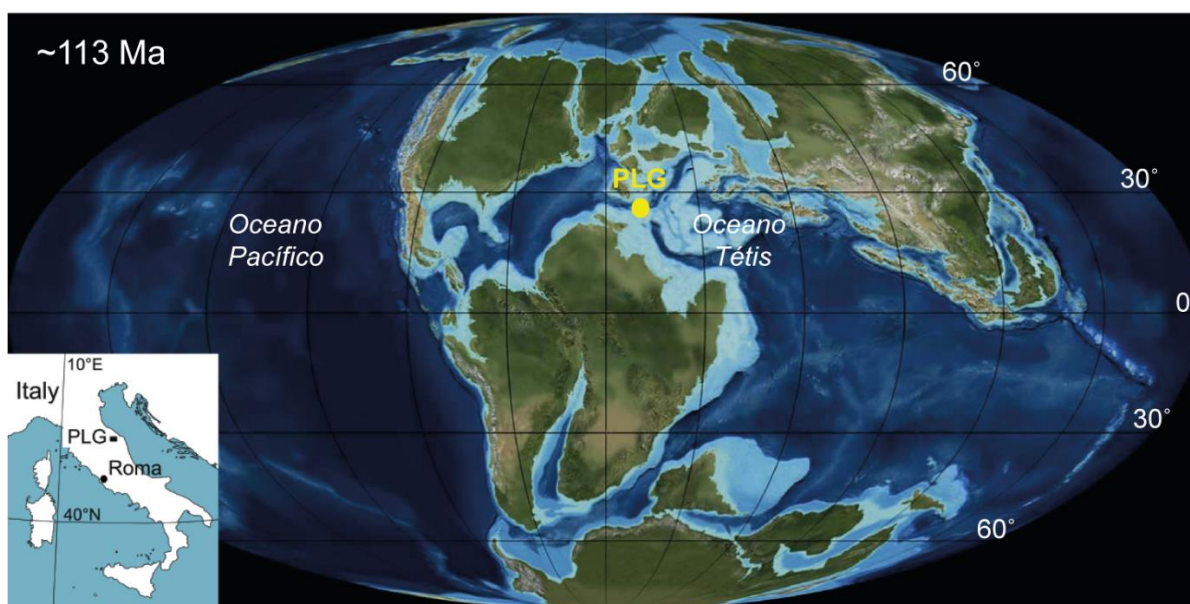


Figure 2.1. Paleogeographic reconstruction at 113 Ma. Location of the Poggio le Guaine (PLG) core in the Tethyan realm at 113 Ma (www.jan.ucc.nau.edu).

2.1.3 Methods

2.1.3.1 Geological setting and sampling strategy

The PLG drill hole cored the uppermost Barremian-lowermost Cenomanian succession of the Umbria-Marche Basin deposited in the southern margin of the central-western Tethys Ocean (Coccioni et al., 1987). These pelagic sediments formed following the lithification of the nannofossil-planktonic foraminiferal ooze deposited well above the calcite compensation depth at middle to lower bathyal depths (1000–1500 m) and at $\sim 20^\circ\text{N}$ paleolatitude (Coccioni et al., 1987, 2012; Savian et al., 2016; Coccioni, 2020) (Figure 2.1). This succession extends from the uppermost part of the Maiolica Formation (Tithonian to lower Aptian) through the entire Marne a Fucoidi Formation (lower Aptian to uppermost Albian) to the lower part of the Scaglia Bianca Formation (uppermost Albian to lowermost Cenomanian).

The uppermost Barremian–lowermost Albian succession investigated here is represented by thin-medium white to gray limestones interbedded with black shales of the Maiolica Formation and by the overlying distinctive varicolored interlude with more shale of the lower part of the Marne a Fucoidi Formation. The latter consists of thinly interbedded pale reddish to dark reddish, pale olive to dark reddish-brown and pale olive to grayish olive marlstones and calcareous marlstones together with dark gray to black carbon-rich shales, commonly with a low carbonate content, and yellowish-gray to light gray more or less argillaceous limestones (Figure 2.2).

Some distinctive organic-rich black-shale and calcareous mudstone marker beds occur within the Aptian interval, some of which have been correlated with varying degrees of success with black-shale horizons elsewhere and identified as the regional sedimentary expression of OAE 1a and OAE 1b (Coccioni et al., 1987, 2014; Coccioni, 2020). From bottom to top, they are: (1) the Selli Level, known as the organic-rich expression of OAE 1a, (2) the Wezel Level horizon (3) the Fallot Level, (4) the 113/Jacob Level, and (5) the Kilian Level (Figure 2.2). Considering the base of M0r as the base of the Aptian, the Barremian–Aptian boundary in the PLG core falls at 95.10 m (Savian et al., 2016). However, there is not yet a Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) for this boundary and its definition are still ongoing. The top of the Aptian is based on the LO of the planktonic foraminifera *M. renilaevis* by definition and it is represented in GSSP for the base of the Albian Stage at the Col de Pré-Guittard, in southeast France (Kennedy et al., 2017). In the PLG core, this biohorizon which defines the Aptian–Albian boundary is placed at 63.40 m (Figure 2.2).

Discrete ~8 cm³ cubic samples were then cut from the center of the split working halve for paleomagnetic analyzes. A total amount of 1227 cubic samples were collected along the studied portion of the PLG core (from 96.02 to 60.00 m; average sampling resolution of ~3 cm). A total of 355 paleomagnetic cubic samples were also used to measure the stable isotopes ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$) with a ~10-cm resolution.

2.1.3.2 Rock magnetism

Rock magnetic parameters have been largely used to identify orbital cycles in sedimentary strata (Kodama & Hinnov, 2014), being fast, low-cost and non-destructive, and allowing analysis of large sample populations. Low-field magnetic susceptibility (MS, χ in m³/kg) is an indirect measurement of the concentration of paramagnetic and ferromagnetic minerals in geological samples. It has been extensively used as a proxy for terrestrial detrital input in mixed carbonate-clay successions (Weedon, 2003). Nevertheless, variations in the MS are due to several other factors, such as magnetic mineral concentration, composition, grain size and shape (Kodama & Hinnov, 2014). The ARM has been considered in cyclostratigraphy investigations as an alternative proxy to MS (e.g., Kodama & Hinnov, 2014). Notably, the ARM obtained at 100 mT (hereafter referred to as ARM for simplification) is useful in providing information on the fine-grained (< 20 μm) low-coercivity ferromagnetic minerals (Kodama & Hinnov, 2014). Our rock magnetic cyclostratigraphy analyzes comprise both MS and ARM datasets to provide a better assessment and comparison

of the spectral content and depositional time range (e.g., Kodama & Hinnov, 2014; Fang et al., 2018). The MS measurements were carried out at the Laboratório de Paleomagnetismo of Universidade de São Paulo (USPMag). They were made on an MFK1-FA Multi-Function Kappabridge at an operating frequency of 976 Hz, in a field of 200 A/m. The acquisition of the ARM dataset was carried out by the following protocol: remanence measurements were all made in a SQUID magnetometer model 755 (2G-Enterprises), housed in a magnetically shielded room with internal field < 500 nT at USPMag. Samples underwent a stepwise alternating field (AF) demagnetization over 17 steps: 0–4 mT (step = 2 mT), 4–10 mT (step = 3 mT), 10–40 mT (step = 5 mT), 40–100 mT (step = 10 mT). After AF demagnetization, the sample was submitted to a stepwise ARM acquisition along the same AF demagnetization steps until 100 mT with a direct current bias field of 0.05 mT.

2.1.3.3 Stable $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ isotopes

It is well-known the specific stable isotope ratios are particularly useful for cyclostratigraphic analyses because they are independent of facies and have a global significance (Weedon, 2003). Geochemical parameters can be used to analyze the cycles because they are sensitive to climate and environment changes (Hinnov, 2000). Therefore, cyclostratigraphic analysis of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ datasets are often used for paleoclimatic studies to detect orbitally forced patterns (Ma et al., 2019). Carbon ($\delta^{13}\text{C}$) and oxygen ($\delta^{18}\text{O}$) isotope analyses of the carbonate fraction were performed at the University of Oxford, (UK) (UO) and Research Centre of Petrobras, Brazil (CENPES). 355 bulk rock samples every ~10 cm from the interval 60.14–95.99 m of PLG core were used in this study. A rotary drill was used in order to sample powder from the cubes used for magnetostratigraphic measurements. During sampling, veins likely containing diagenetic carbonate were avoided. A total of 6 triplicates and 28 duplicates of the same depth were used in order to evaluate the variability in isotopic determinations. The powders of 313 samples were analyzed using a VG Isogas Prism II mass spectrometer with an online VG Isocarb common acid-bath preparation system at UO. All these samples were cleaned using acetone $[(\text{CH}_3)_2\text{CO}]$ and dried at 60°C for at least 30 min. The powders of 33 samples were analyzed using a Kiel IV carbonate device coupled to Thermo Delta V Advantage mass spectrometer and nine samples were analyzed using a Gas Bench II carbonate device coupled to a Thermo Scientific Delta V mass spectrometer. Samples were reacted with purified phosphoric acid (H_3PO_4) at 70–90°C in all instruments. The calibration was undertaken using the

Oxford in-house Carrara marble standard (NOCZ) and NBS-19 (TS-Limestone). Data are reported relative to the Vienna Pee Dee Belemnite (VPDB) scale. The reproducibilities of replicated standards (1σ) were $<0.09\text{‰}$ for $\delta^{13}\text{C}$ and $<0.10\text{‰}$ for $\delta^{18}\text{O}$. The maximum difference between triplicate and duplicate samples from the same depth were 0.31‰ for $\delta^{13}\text{C}$ and 0.39‰ for $\delta^{18}\text{O}$. In this study, we compared these results with those provided by the rock magnetic proxies (MS and ARM) to verify a possible astronomical imprint in the PLG succession.

2.1.3.4 Planktonic Foraminifera

The sample-set consists of 720 bulk-rock samples. At least 30 g of rock were processed for each sample using different methodologies according to the lithology and hardness of the sediment. Samples from softer lithologies were soaked in hydrogen peroxide and desogen. Where required, samples were additionally treated the surfactant benzalkonium chloride. Samples from hard lithologies were mechanically disaggregated into small fragments (3–8 mm) and treated following the cold acetolysis technique by sieving through a $40\ \mu\text{m}$ mesh and drying at 50°C . The cold acetolysis method enabled the extraction of generally easily identifiable foraminifera even from indurated limestones. This technique offered the possibility of accurate taxonomic determination and detailed analyses of planktonic foraminiferal assemblages, allowing a more precise placement of primary and secondary bioevents and zonal boundaries. Planktonic foraminifera from the washed residues were studied under a stereomicroscope to characterize assemblages and identify biostratigraphic marker species. Taxonomic concepts for genera and species of Huber & Leckie (2011); Coccioni et al. (2014); Coccioni (2020) are characterized were followed.

2.1.3.5 Calcareous Nannofossils

Calcareous nannofossil assemblages were semi-quantitatively investigated using a Zeiss AxioCam Imaging polarizing light microscope at 1250X magnification. The sediment was processed to obtain homogeneous smear slides following standard preparation technique: a small chip of rock was powdered in a mortar with distillate water buffered with ammonium. Few drops of the solution were smeared on a cover glass, dried on a hot plate, and mounted on a glass slide with two drops of Norland optical adhesive. A total of 45 smear slides were analyzed; in each slide nannofossil species abundances were logged as follows: A = abundant, >1 specimen/field of view. C = Common, 1 specimen in 50/fields of view. F = Few, 1 specimen in 100/fields of

view. R = Rare, 1 specimen in 200/fields of view. 300 fields of view were scanned in each slide.

2.1.3.6 Cyclostratigraphy

Cyclostratigraphic analyses for MS, ARM, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ datasets were performed with the MATLAB[®]-based Acycle software version 2.4.1 (Li et al., 2019). All datasets were log-transformed to harmonize fluctuation (Kodama & Hinnov, 2014) before undergoing linear interpolation and uniformly resampling every 2 cm (for MS and ARM data) and 10 cm (for $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ data), which correspond to the mean spacing of the magnetic and geochemical series, respectively. The resulting datasets were then linearly detrended. Spectral analysis was carried out with the prolate multitaper spectral estimator against a robust red noise null model (Mann & Less, 1996) with mean, 90%, 95%, 99% and 99.9% confidence levels. Additionally, we performed evolutionary Fast Fourier Transform (eFFT) analyses (Kodama & Hinnov, 2014) to observe the transience/persistence related to the spectral frequencies along MS, ARM, $\delta^{13}\text{C}$, and $\delta^{18}\text{O}$ series, as well as to identify potential fluctuating (SARs) (Kodama & Hinnov, 2014). The short eccentricity has a mean period of ~100 kyr, with two modes of ~123 kyr and ~95 kyr (Tarduno et al., 1989). The mean periods of obliquity and precession diminish back through time due to tidal friction. Astronomical solution shows the obliquity and climatic precession cycles may have exhibited main periodicities of ~38.7 kyr, ~22.91 kyr and 18.45 kyr (Waltham, 2015) at the Aptian–Albian boundary ~113 Ma ago (Bottini et al., 2015). The ~405-kyr long-eccentricity is the expression of the g2-g5 orbital perihelia of Venus and Jupiter and, because of the large mass of the latter, it is highly stable over geological times. Hence, it has been considered in the literature as a suitable metronome in astrochronology investigations along the Phanerozoic (Kodama & Hinnov, 2014). A low-pass filter allowed us to isolate the interpreted long-eccentricity component sinusoidal curve from the datasets tuned according to the g2-g5 target curve from La2004 astronomical solution (Laskar et al., 2004), which does not differ considerably from the La2011 solution for Aptian–Albian times (Liu et al., 2020). Astronomical tunings based on the ~100 kyr short eccentricity could be unreliable for time intervals older than 50–60 Ma due to the chaotic evolution of the Solar System (Laskar et al., 2004; Fang et al., 2018) and hence it was not considered here for astronomical tuning.

In order to find the optimal sedimentation rate based on our astrochronological interpretation for the PLG core, we performed correlation coefficient (COCO) and its

evolutionary variant (eCOCO) analyses (Li et al., 2018) with 5000 Monte Carlo simulations on tested sedimentation rates ranging from 0.05 to 3.00 cm/kyr, after removing different long-term trends with a 'lowess' smoother (sliding windows of 4, 6 and 8 m) (supplementary material).

2.1.4 Results

2.1.4.1 Magnetic and stable isotope variations

MS and ARM vary between 1.1×10^{-9} m³/kg and 5.66×10^{-7} m³/kg and from 4.51×10^{-11} Am²/kg to 1.16×10^5 Am²/kg, respectively. The highest MS and ARM values occur in clay-, marl-, and limestone-rich lithofacies of the Marne a Fucoidi Formation. In contrast, the lowest values occur in the white lithofacies of the Maiolica Formation (comprising mainly limestone and marly limestone/calcareous marl). Significant low- and high-wavelength quasiperiodic contents can be observed for both the MS and ARM datasets (Figure 2.2A–B). Rock magnetic measurements reveal magnetite as the main magnetic carrier (Savian et al., 2016).

The $\delta^{13}\text{C}$ values vary significantly in the Aptian (1.47–4.82‰; Figure 2.2C). The 95.99 m (base)–91.19 m interval displays $\delta^{13}\text{C}$ values between 1.97 and 3.67‰. The 95.12 m (Barremian–Aptian boundary) to 91.19 m corresponding to the C1, C2 and Ap1, Ap2 segments (Bottini et al., 2015; Savian et al., 2016). The Selli Level (91.19–89.24 m) occurs at the base of the PLG core (C3 to C6 or Ap3 to Ap6) (Coccioni et al., 2012; Savian et al., 2016). The Selli Level (91.19–89.24 m) occurs at the base of the PLG core (C3 to C6 or Ap3 to Ap6) (Coccioni et al., 2012; Savian et al., 2016). The $\delta^{13}\text{C}$ -negative excursion in C3 (1.47‰) followed by a positive excursion (up to 4.44‰) unambiguously indicates OAE 1a. However, the PLG core is virtually carbonate-free in this interval, and the sparse $\delta^{13}\text{C}$ data do not allow us to define the two positive excursions (C4 to C6 and Ap4 to Ap6 segments) defined globally (Bottini et al., 2015; Savian et al., 2016). The C7/Ap7 segment (Bottini et al., 2015) corresponds to higher $\delta^{13}\text{C}$ values (3.65–4.82‰) at 89.24–86.12 m. The Wezel Level (88.20–88.00 m; Matsumoto et al., 2020) is marked by a slight $\delta^{13}\text{C}$ -negative excursion from 4.33‰ to 3.65‰ within the C7/Ap7 segment. The intervals from 89.24–88.20 m and 88.00–86.10 m in the C7/Ap7 segment are a pale grayish-olive color; the feature persists up to 82.10 m. From 86.12 to 78.18 m, $\delta^{13}\text{C}$ values decrease from > 4‰ to 2.85‰, characterising the C8/Ap8 (86.12–83.51 m) and C8/Ap9–Ap11 (83.36–78.18 m) segments (Bottini et al., 2015). Pale to dark reddish-brown limestones and clay marls are the predominant

lithology in the interval 82.10–63.02 m. The Fallot Level occurs in the 79.37–79.31 interval within C8/Ap9–Ap11 segments (Bottini et al., 2015). The C9/Ap12 segment in the interval 78.18–73.00 m shows a characteristic increase in $\delta^{13}\text{C}$ values from 2.81‰ to 4.10‰ and defines the onset of a broad positive carbon isotope excursion in the late Aptian, which continues in the C10/Ap13–Ap15 segment. $\delta^{13}\text{C}$ values are mostly over 3.5‰ in the interval 73.00–67.70 m. A slightly increasing $\delta^{13}\text{C}$ trend culminates in a prominent peak shift (3.28‰) at 67.70 m. The 113/Jacob Level (67.44–67.52 m) is marked by a positive peak at 4.16‰ subsequently decreasing to 3.26‰ within the C10/Ap15 segment (Bottini et al., 2015). The C11/Ap16–Ap18 segment (65.42–62.26 m) shows $\delta^{13}\text{C}$ values decreasing from \sim 4 to \sim 3.39 ‰, with rapid increasing $\delta^{13}\text{C}$ values and a positive shift to 4.26‰ at the top of the black-shale Kilian Level (62.64 m). The stratigraphically higher (63.02–60.14 m) section comprises pale olive to grayish-olive marls, clayey marl, marly clay, and clay. Here, $\delta^{13}\text{C}$ values vary slightly from 2.82 to 3.55‰ and correspond to the C11/A11 segments (Bottini et al., 2015). The $\delta^{13}\text{C}$ profile shows an ambiguous correlation to others Aptian records worldwide such as Santa Rosa Canyon in Mexico (Bralower et al., 1999) and DSDP Site 463 in the Pacific Realm (Price, 2003) (supplementary material; Figure 2.6). Although we cannot totally exclude diagenetic overprint on each $\delta^{13}\text{C}$ measurement, the correlation of $\delta^{13}\text{C}$ profile with sections worldwide and the presence of all C/Ap segments together with well-none magnetostratigraphy and biostratigraphy suggest an unambiguously reliability on the PLG $\delta^{13}\text{C}$ profile as close to palaeoenvironmental proxy rather than a general section with diagenetic overprint. It also testifies the completeness of PLG isotopic and lithological records. Moreover, the lack of covariance between $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ also suggests minimal diagenetic overprint on $\delta^{13}\text{C}$, as $\delta^{18}\text{O}$ are usually affected by diagenetic overprint in marine environment (Price, 2003).

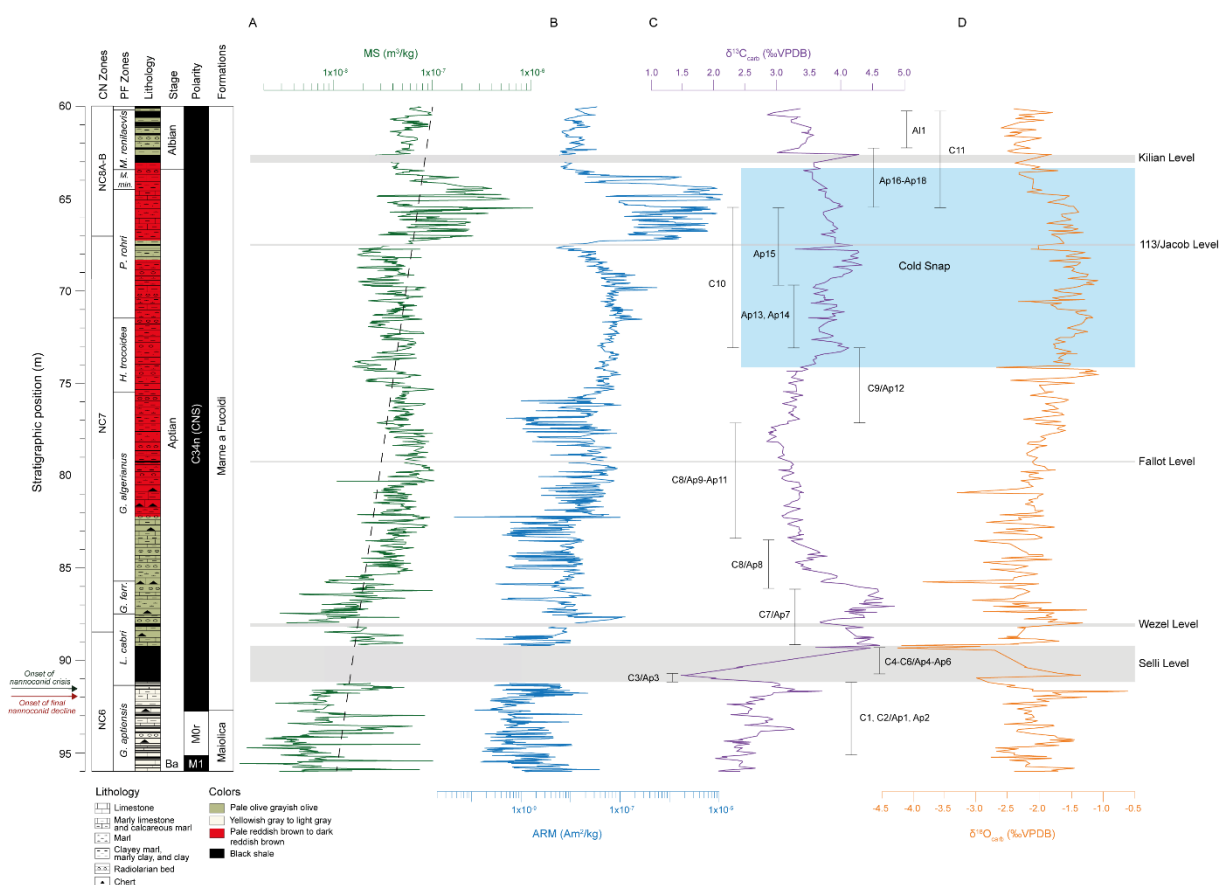


Figure 2.2. Integrated stratigraphy of the studied interval at PLG core. Stratigraphic framework of the PLG core with stratigraphic depths. Depths for the upper boundaries of the planktonic foraminiferal and calcareous nannofossil zones, and nannoconid decline and crisis biohorizons identified in the PLG core (Coccioni et al., 2012, 2014) and this work. Changes in A) magnetic susceptibility (MS) (dark green) with detrending linear (black-dotted line); B) anhysteretic remanent magnetization (ARM) (blue); C) $\delta^{13}\text{C}$ (purple). Codes for C/Ap-isotope segments (Bottini et al., 2015; Savian et al., 2016); D) $\delta^{18}\text{O}$ (orange). The gray bands highlight the Selli, Wezel, Fallot, 113/Jacob and Kilian Levels. The blue band in the stable isotope data represents the cold snap interval. Ba. Barremian, *M. Microhedbergella*, *min. miniglobularis*, *P. Paraticinella*, *H. Hedbergella*, *G. Globigerinelloides*, *ferr. ferreolensis*, *L. Leupoldina*.

The $\delta^{18}\text{O}$ values range from -4.22 to -0.60‰ (Figures 2.2D). At the core's base (light gray to yellowish-gray marl, clayey marl, marly clay and clay lithologies), $\delta^{18}\text{O}$ values range from -2.75 to -1.25‰ , with a prominent peak (-0.63‰) at 91.65 m. The onset of the Selli Level is marked by a slight decrease in $\delta^{18}\text{O}$ (-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. In the stratigraphic interval 88.00–79.37 m, $\delta^{18}\text{O}$ values oscillate between -3.10 and -1.30‰ , with two peaks at 85.75 m and 80.90 m (-3.88‰ and -3.30‰ , respectively). Above 79.30 m, the $\delta^{18}\text{O}$ values increase slightly, reaching a maximum of -1.10‰ at 74.32 m. The trend is interrupted by a negative shift to -2.70‰ at 74.10 m, followed by higher $\delta^{18}\text{O}$ values (-2.35 to 1.10‰) in the interval 74.10–63.35 m corresponds to lower surface water temperatures during the late Aptian cold snap (McAnena et al., 2013; Bottini et al., 2015). Above 63.35m, $\delta^{18}\text{O}$ values decrease from -1.78 to -2.54‰ and suggest a warming trend after the cold snap. The $\delta^{18}\text{O}$ values from bulk rock are usually associated to diagenetic overprint. In our PLG section, diagenetic overprint probably has taken place on all section in order to turn $\delta^{18}\text{O}$ profile noisy and $\delta^{18}\text{O}$ values relatively depleted than a pristine fossil record. Nevertheless, the relatively higher $\delta^{18}\text{O}$ values in the interval in the interval 74.10–63.35 m matches the same stratigraphic correlation observed in Piobiccio core (Italy) and DSDP Site 463 (Pacific Realm) (Bottini et al., 2015), based on bio- and carbon isotope stratigraphy, where nannofossil proxies together with relatively higher $\delta^{18}\text{O}$ values suggest relatively colder temperatures during C9 to C11 segment in the late Aptian. Moreover, it also shows good agreement to DSDP Site 545 (McAnena et al., 2013), based on the same bio- and carbon isotope stratigraphy, where cold snap has been identified based on TEX_{86} proxies, which are specific organic compounds. Therefore, the relatively higher $\delta^{18}\text{O}$ values in our section has been interpreted as a ‘cold snap’ record.

2.1.4.2 Aptian astronomically-tuned chronology

We identified spectral patterns suggesting astronomical forcing for all four datasets (MS, ARM, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$; Figure 2.3A–D). Spectral analyses (Figure 2.3, top) revealed statistically significant spectral peaks above the 95% confidence level. Comparing these spectral peak frequencies with eFFT results (Figure 2.3, bottom), we observed a pronounced low-wavelength stability pattern throughout the section. The wavelength ratios verified for specific spectral peaks at the MS (243:75:54:28:15:12 = 20.25:6.25:4.50:2.33:1.25:1), ARM (239:88:56:27:15:13 = 18.38:6.77:4.31:2.08:1.15:1), $\delta^{13}\text{C}$ (245:88:51:28 = 18.4:6.6:3.8:2.1) and $\delta^{18}\text{O}$ (284:90:51:26 = 23:7.3:4.1:2.1) spectra resemble the predicted Milankovitch spectral peak ratios for Albian–Aptian times (Waltham, 2015) (405:125:95:38.7:22.91:18.45 = 22.0:6.8:5.1:2.1:1.2:1). Due to their lower sampling resolution (~ 10 cm), the stable

isotope records do not show the precession signal, which is below the Nyquist frequency. We interpret the spectral peak bands for the magnetic data (MS and ARM) of 12–13 cm and 14–19 cm as the precession parameters P_2 (~18.5 kyr) and P_1 (~22.9 kyr). We interpret obliquity for the spectral bands of 23–29 cm (MS), 21–29 cm (ARM), 22–29 cm ($\delta^{13}\text{C}$) and 22–28 cm ($\delta^{18}\text{O}$), corresponding to ~38.7 kyr (MS and ARM), ~39 kyr ($\delta^{13}\text{C}$) and ~38 kyr ($\delta^{18}\text{O}$). It is worth to mention that recognizing this cyclicity pattern on $\delta^{18}\text{O}$ could be interpreted as either paleoenvironmental or diagenetic cycles. Although we cannot rule out the diagenetic overprint, it would be reasonable to observe that cycles from matches other $\delta^{18}\text{O}$ paleoenvironment proxies used in this study. Thus, it is more likely that $\delta^{18}\text{O}$ cycles represent some paleoenvironmental changes, whether it has suffered diagenetic overprint or not.

The 125-kyr and 95-kyr short eccentricity signals (marked 'e' in Figure 2.3; see also the yellow bundles in Figure 2.4C for MS data) could be the spectral bands of 45–58 cm and 68–104 cm (MS), 52–64 cm and 80–107 cm (ARM), 47–58 cm and 72–104 cm ($\delta^{13}\text{C}$), and 50–58 cm and 67–105 cm ($\delta^{18}\text{O}$). The short eccentricity cycle is also evident in the MS record through the ~4:1 bundling of short eccentricity to precession (yellow bundles in Figure 2.4C). The spectral content confined to the 191.3–321.2 cm (MS), 181.7–276.7 cm (ARM), 188.7–338.4 cm ($\delta^{13}\text{C}$) and 190.8–359.0 cm ($\delta^{18}\text{O}$) spectral bands could be related to the ~405-kyr eccentricity cycle (herein referred as 'E'). Cyclostratigraphic analysis for the MS dataset (Figure 2.3A, top and bottom) indicates a ~243 cm wavelength above the 99.9% confidence level (c.l.), which is applied for the astronomical tuning also indicated as red bundles in Figure 2.4C.

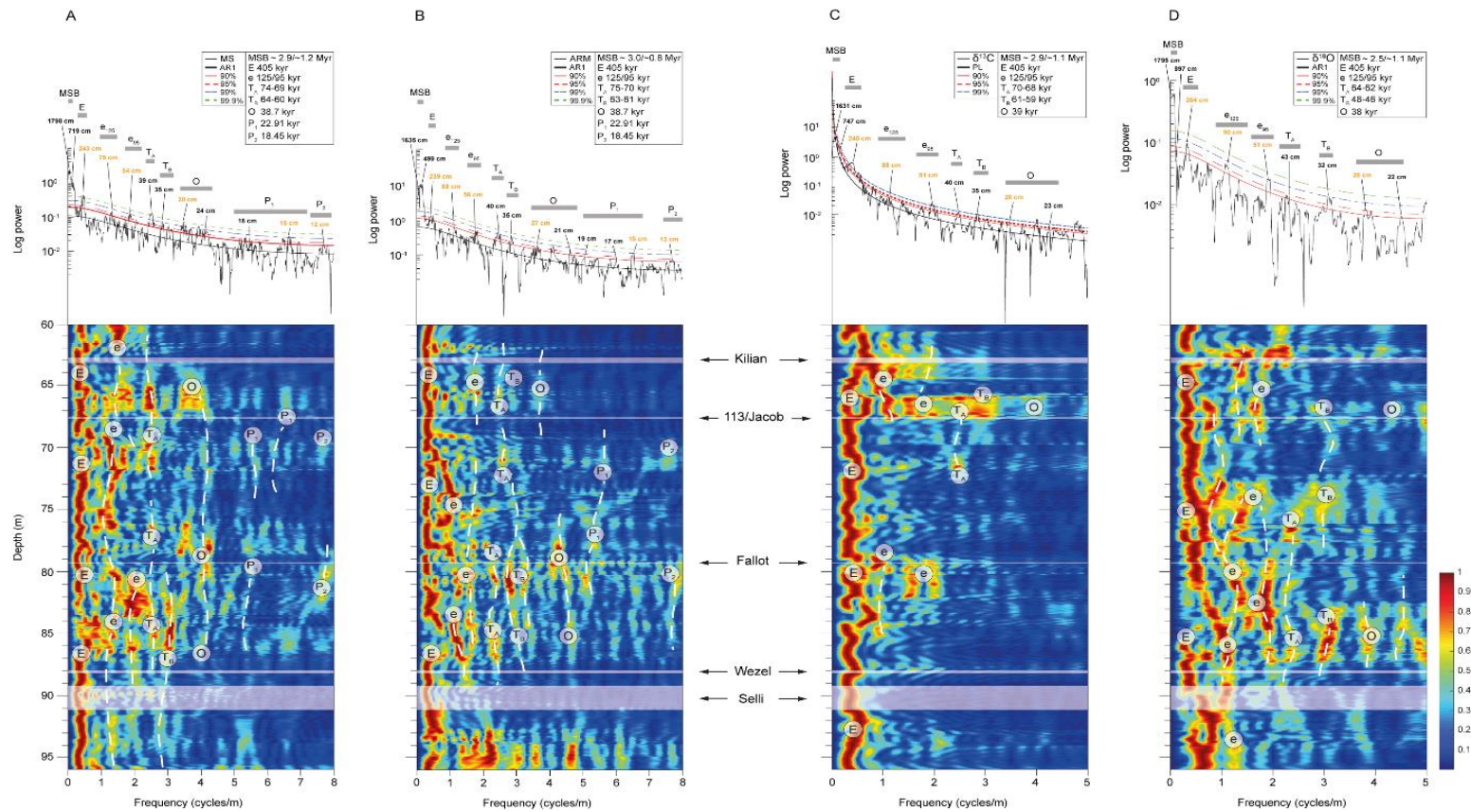


Figure 2.3. Spectral analysis of the cyclostratigraphic series. A) Magnetic susceptibility (MS); B) anhysteretic remanent magnetization (ARM); C) $\delta^{13}\text{C}$; D) $\delta^{18}\text{O}$. Top: 2π multitaper power spectra, with the AR(1) red noise spectral model and 90%, 95%, 99%, and 99,9% confidence levels (c.l.) for null hypothesis testing. Wavelengths of spectral peaks are labeled in cm. Bottom: evolutionary Fast Fourier Transform (eFFT) spectrograms with a 4m sliding window, with each calculated eFFT spectrum normalized to 1. MSB million-year scale band, E long eccentricity, e_{125} and e_{95} 125-kyr and 95-kyr short eccentricity, T_A and T_B are referred to periodicities of ~ 60 – 70 kyr, O obliquity, P_1 and P_2 precession.

Periodicities of ~60–70 kyr occur in both spectra (herein referred to as “T_A” and “T_B” spectral ranges). These are particularly evident from the eFFT for the MS dataset (Figure 2.3A) in the upper first (~82–87 m) and last (~65.5–67.0 m) thirds of the PLG core interval. Despite the detrending, low-frequency spectral peak ranges in the Myr-scale wavelength (at ~1798–640 cm (MS), ~1635–449 cm (ARM), ~1631–598 cm ($\delta^{13}\text{C}$) and ~1795–1380 cm ($\delta^{18}\text{O}$)) were also verified above a 99.9% confidence level (MS data are shown as black bundles in Figure 2.4C). These features could be linked to non-periodic long-term climatic variations or long-term orbital modulation cycles in sedimentary profiles worldwide. Therefore, they could indicate a significant control on the global climate (e.g., Wu et al., 2013; Ma et al., 2019).

Using a low-pass filter with a cut-off frequency of 0.4 cycles/m, we isolated the interpreted 405-kyr long-eccentricity component from the MS dataset. Since there are no available radiometric ages for the Marne a Fucoidi Formation, we assigned the stratigraphic position of the Aptian–Albian boundary to ~113.0 Ma (Selby et al., 2009; Gale et al., 2020). Therefore, we built the ~405-kyr tuned age model for the PLG core based on the long-eccentricity low-pass filter output from MS data (Figure 2.4C, in green) and the g2-g5 target curve from the La2004 astronomical solution (Laskar et al., 2004) for Aptian–Albian times (Figure 2.4D, in red). This procedure allowed us to build a floating astronomical time scale (ATS) based on 18 long-eccentricity cycles and an age model for the Aptian interval of the PLG core comprising ~7.2 Myr from the lowest occurrence (LO) of *Microhedbergella renilaevis* and the base of Chron M0r (Figure 2.4D). From the MS data age model, we can infer durations of ~920 kyr, ~130 kyr, ~150 kyr, ~2.4 Myr, ~30 kyr and ~90 kyr for the Selli, Wezel, Fallot, cold snap, 113/Jacob and Kilian Levels, respectively (Table 2.1). Our study also provides new planktonic foraminifera and calcareous nannofossil data for the PLG core (Figure 2.4, Table 2.2).

Evaluation of sediment accumulation rate (SAR) throughout the PLG by means of correlation coefficient (COCO) and evolutionary COCO tests (eCOCO) (Li et al., 2018) (supplementary material; Figures 2.7 and 2.9) confirm the previous low-resolution SAR derived from biostratigraphic datums as well as the higher resolution SAR derived from our astronomical tuning (~0.43 cm/kyr) (Figure 2.4A).

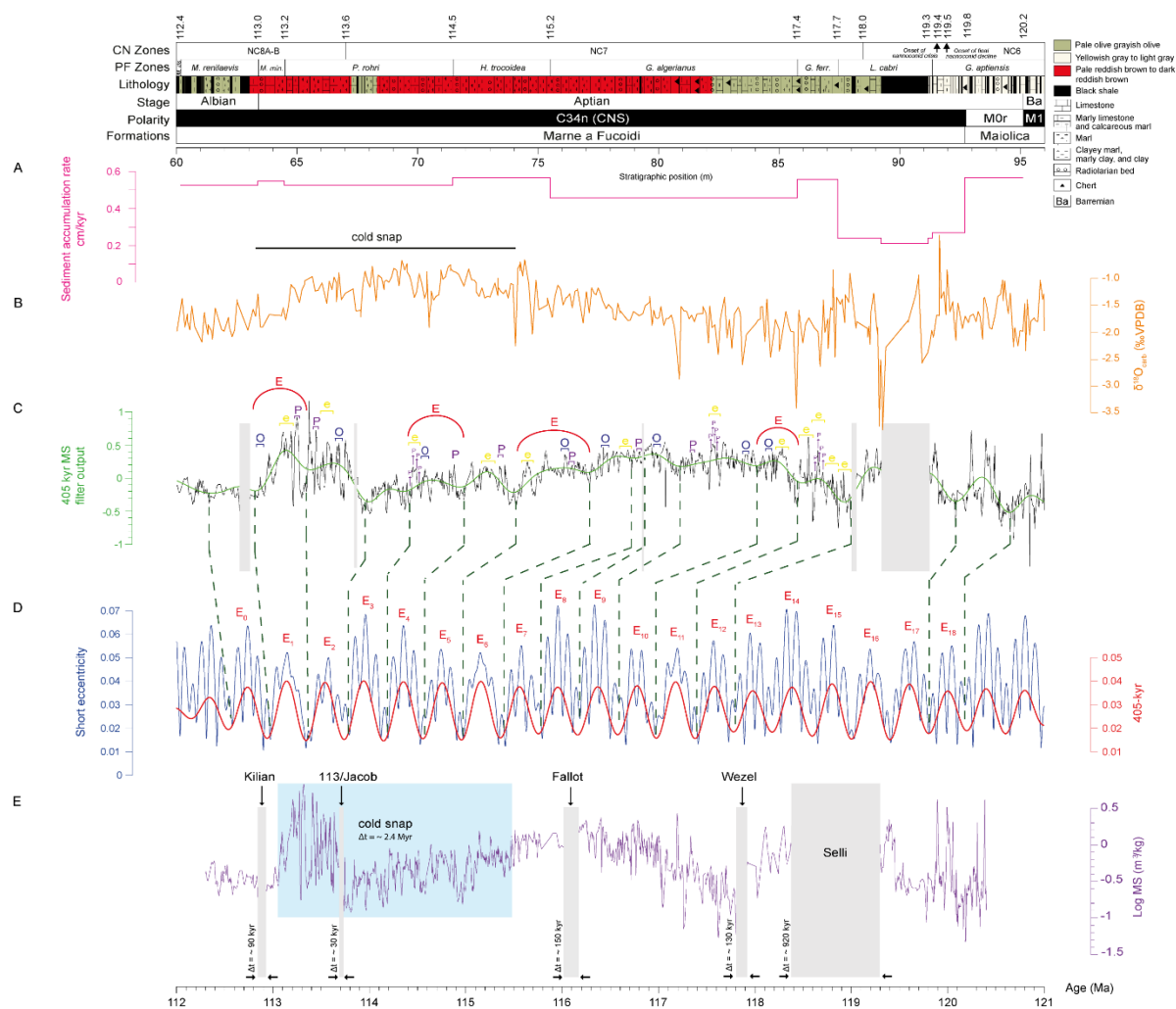


Figure 2.4. Astronomical calibration of the PLG. A) Sediment accumulation rate (SAR) curve based on 405-kyr tuning (pink); B) $\delta^{18}\text{O}$ (orange); C) logarithmic-scale magnetic susceptibility (MS) data with linear interpolation and detrending linear (black line) and 405 kyr filter output (green line); D) La2004 orbital solutions (Laskar et al., 2004) for the eccentricity cycles of ~ 100 kyr (blue line) and ~ 405 kyr (red line); E) data calibrated by long eccentricity (red bundles), e short eccentricity (yellow bundles), O obliquity (blue bundles), P precession (purple bundles). The gray bands highlight the Selli, Wezel, Fallot, 113/Jacob and Kilian Levels and the blue band represents the cold snap interval. Formations, lithology and planktonic foraminiferal zones (Coccioni et al., 2012, 2014; Coccioni, 2020) and this work, calcareous nannofossil zones (this work), polarity (Savian et al., 2016) and stage (this work) for the PLG core. *M. Microhedbergella*, *ris. rischi*, *min. miniglobularis*, *P. Paraticinella*, *H. Hedbergella*, *G. Globigerinelloides ferr. ferreolensis*, *L. Leupoldina*. E long eccentricity (red bundles), e short eccentricity (yellow bundles), O obliquity (blue bundles), P precession (purple bundles).

Table 2.1. Estimated timespan of Aptian events. Comparison of timespan for the Aptian-earliest Albian black shale levels (Huang et al., 2010; Malinverno et al., 2010) and this work.

Work	Timespan (kyr)				
	Selli	Wezel	Fallot	113/Jacob	Kilian
Malinverno et al. (2010)	1110 ± 0.11				
Huang et al. (2010)	1400		~360	~40	~120
This work	~920	~130	~150	~30	~90

Table 2.2. Estimated timespan of bioevents. Depths for the upper boundaries of the planktonic foraminiferal and calcareous nannofossil zones, and nannoconid decline and crisis biohorizons identified in the PLG core (Coccioni et al., 2012, 2014; Coccioni, 2020) and this work, and their ages and timespan estimated in this work.

Biostratigraphic zones	Depth (m)	Age (Ma) (*)	Timespan (Myr)
<i>M. renilaevis</i>	60.20	112.4	0.6
<i>M. miniglobularis</i>	63.40	113.0	0.2
<i>P. rohri</i>	64.50	113.2	1.3
NC7 (<i>R. angustus</i>)	67.00	113.6	4.4
<i>H. trocoidea</i>	71.47	114.5	0.7
<i>G. algerianus</i>	75.51	115.2	2.2
<i>G. ferreolensis</i>	85.76	117.4	0.3
<i>L. cabri</i>	87.44	118.0	0.6
NC6 (<i>C. litterarius</i>)	88.44	119.3	-
<i>G. aptiensis p.p.</i>	91.35	119.4	0.9
Onset of nannoconid crisis	91.54	119.5	-
Onset of final nannoconid decline	91.94	119.5	-

(*) top of the biostratigraphic zone

2.1.5 Discussion

The 405-kyr tuned age model for the PLG core is based on the g2-g5 target curve from the La2004 solution for the Aptian–Albian. It suggests that the 36 m section of the PLG core represents ~8.1 Myr of sedimentation (120.4–112.3 Ma in the interval 96–60

m). Multi-proxy spectral analysis showed similar power spectra (supplementary material; Figure 2.10). This remarkable pattern from different proxies provides a reliable cyclostratigraphic evaluation for the Aptian. All proxies exhibit strong signals of the 405-kyr eccentricity, the most important signal for tuning an ATS due to its stability far back in time (Grippo et al., 2004).

So far, the only estimate of mean sedimentation rate inferred for the entire Aptian (based on the PLG core) in literature is ~ 0.24 cm/kyr (Coccioni et al., 2012). In contrast, our sedimentation rate curve (Figure 2.4A) indicates a mean SAR of 0.43 cm/kyr for the most of Aptian. This result is consistent with the COCO/eCOCO results (two peaks of 0.52 cm/kyr and 0.58 cm/kyr associated to a null hypothesis significance level lower than 0.001 – supplementary material; Figures 2.7 and 2.9).

Furthermore, our constructed floating ATS provides a continuous “absolute time framework” for the Aptian interval (from 63.4–95.1 m), indicating a ~ 7.2 Myr duration for the PLG core based on 18 long eccentricity cycles (E_1 – E_{18} , Figure 2.4D).

Previous cyclostratigraphic studies of the Marne a Fucoidi Formation constrained the duration of the Aptian to 6.4 ± 0.2 Myr in the section from central Italy (Fiet, 2000). The same lithostratigraphic unit dominates the PLG core (92.70–60.00 m), consisting of a pelagic carbonate succession with a low sedimentation rate. A cyclostratigraphic analysis of shallow-water carbonate deposits in South Italy indicated an Aptian stage duration of about 7.2 Myr (D’Argenio et al., 2004). An alternative calibration of 6.8 ± 0.4 Myr was obtained based on astrochronology and constrained by direct absolute dating of ten glauconitic horizons in the Late Hauterivian–Early Albian section from the Vocontian basin (southeast France; Fiet et al., 2006). Therefore, at least three sections in Italy and France give similar timespans (6.4 ± 0.2 Myr to 7.2 Myr) to this study (~ 7.2 Myr). However, a significantly longer 12.9 Myr Aptian duration has been widely used in GTS geological time scales from 2004 to 2016 and international stratigraphic charts. This cyclostratigraphy study was based on supposedly 405-kyr cycles derived from a greyscale scan, an indirect proxy of the Aptian from the Piobbico core in central Italy (Huang et al., 2010) (Figure 2.5A), and estimated an age of 125.45 Ma for the base of Chron M0r, modified to 126.3 Ma given a shift in the age of the base in GTS 2012 (Ogg & Hinnov, 2012). We note that this astronomical calibration is tied to the Albian–Cenomanian boundary at 99.6 Ma and no further radiometric age ties.

The duration of the lower Aptian can also be estimated by addressing the inverse problem using the Formation microimager as a proxy for changes in the sedimentation rate for the Selli Level in the Cismon APTICORE. This method gives a duration of 1.11

± 0.11 Myr for OAE 1a (Malinverno et al., 2010) (Figure 2.5B). With the sampled age models tied to the base of Chron M0r at 121 Ma (Sabatino et al., 2018), the most likely interval for the Selli Level is 120.21–119.11 Ma, similar to the interval in this study (119.30–118.38 Ma).

Although this study does not present any new radiometric ages, we tied our section to the Aptian–Albian boundary at ~ 113.0 Ma, as defined by the GTS 2020 (Selby et al., 2009; Gale et al., 2020). The Barremian–Aptian boundary's age is among the most poorly constrained stratigraphic boundaries (Olierrok et al., 2019), despite several multiproxy efforts (e.g., Huang et al., 2010; Malinverno et al., 2012; Olierrok et al., 2019). Some suggest that the boundary be placed near the top of the *Globigerinelloides aptiensis* Zone at the Gorgo a Cerbara section (Coccioni, 2020). However, the top of the *G. aptiensis* planktonic foraminiferal Zone is ~ 3.75 m above the base of the M0r in the PLG core. Here, we assumed the Barremian–Aptian boundary was equivalent to the onset of M0r (e.g., Huang et al., 2010; Olierrok et al., 2019). Therefore, we used the base of Chron M0r at 95.10m in the PLG core to define the Barremian–Aptian boundary for the astronomical tuning. These tie points and our age model for the PLG core (~ 7.2 Myr) define an age of ~ 120.2 Ma for the base of M0r (Figure 2.5C). This age is compatible with radiometric ages recently proposed for the M0r: (i) a ^{45}Ar – ^{39}Ar radiometric age of 121.2 ± 0.5 Ma for lava flows at the Mashenmiao-Zhuanchengzi (MZ) section, NE China (He et al., 2008); (ii) a U-Pb zircon dating of Barremian tephra layers at 121–122 Ma (Midtkandal et al., 2016); (iii) the base of Chron M0r at 121.4 Ma from GTS 2020 (Gale et al., 2020); and (iv) an interpolated age of 121.2 ± 0.4 Ma for the M0r, from U-Pb radiometric ages for a bentonite bed in Norway (Zhang et al., 2021).

Multi-proxy orbital tuning for the PLG core gave an age of ~ 120.2 Ma for the Barremian–Aptian boundary, which is a better match with the time scale placing the base of the Aptian at 121.54 Ma (Malinverno et al., 2012) in comparison the age boundary (~ 125 Ma) (Huang et al., 2010; Cohen et al., 2013) in the 2012 geological time and international stratigraphic chart scales (Selby et al., 2009). From a robust selection of U-Pb and ^{40}Ar – ^{39}Ar geochronology, it was proposed that the Barremian–Aptian boundary (considering the base of the Chron M0r) should be placed between 123.8 and 121.8 Ma (Olierrok et al., 2019). In GTS 2020, the base of the Aptian is placed at 121.4 Ma (Gale et al., 2020). Our results show a difference of ~ 1 Ma with the GTS 2020 (Gale et al., 2020), compatible with recent U-Pb dates from a bentonite bed in Norway (Zhang et al., 2021). These results have direct implications for the time and

duration of the M-sequence (Late Jurassic–Early Cretaceous) and, consequently, to the Geomagnetic polarity time scale (GPTS) for the Mesozoic Era, as the Barremian–Aptian boundary is a crucial tie-point for the M-sequence magnetic anomalies.

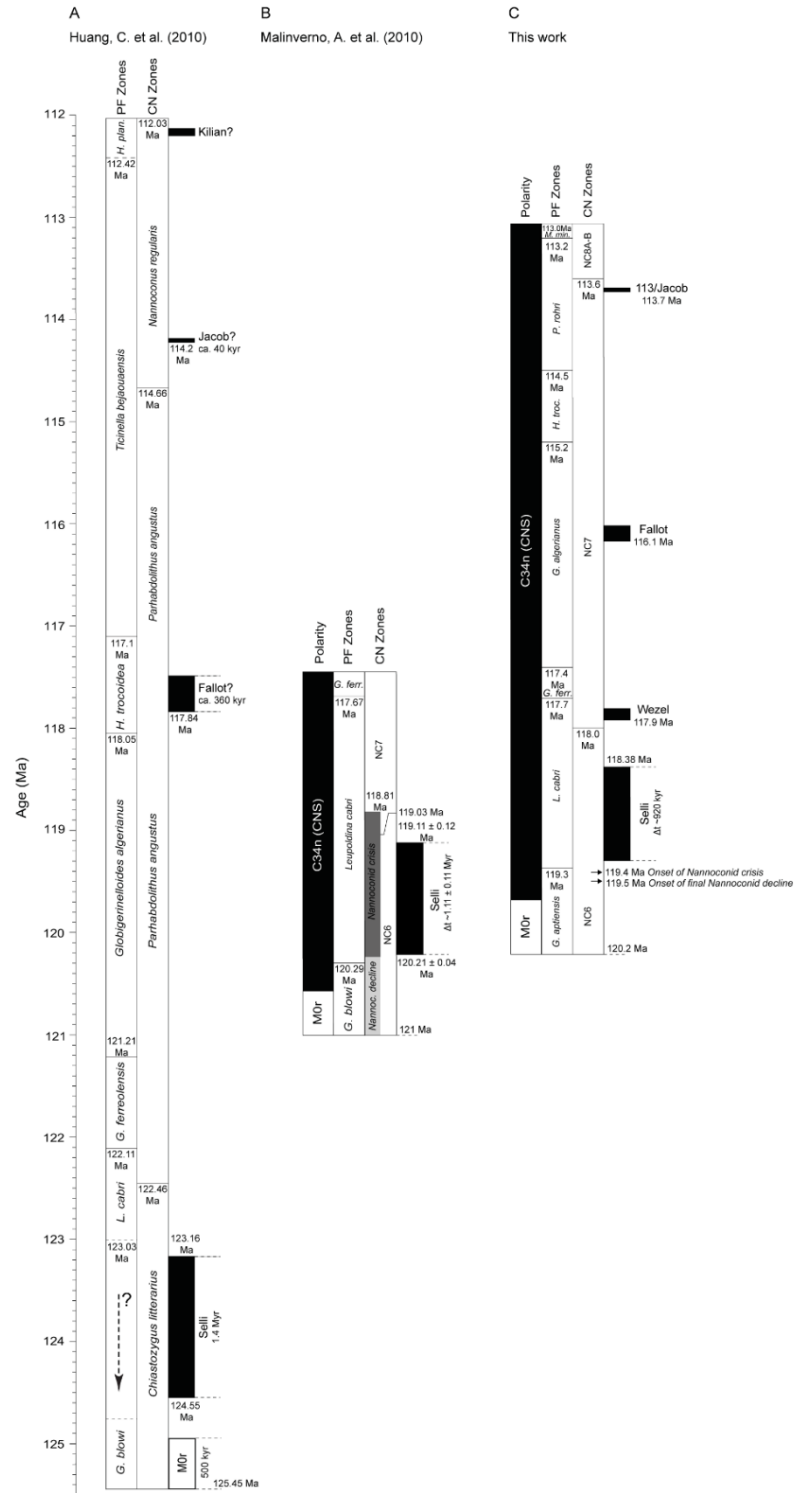


Figure 2.5. Comparison with Aptian timescales. Stratigraphic correlation of A) Huang et al. (2010); B) Malinverno et al. (2010); C) this work. The comparison tables indicate the magnetic polarity and planktonic foraminiferal and calcareous nannofossils zones.

Stratigraphic extent of Selli Level equivalent sediments deposited during OAE 1a, Wezel Level, Fallot Level, 113/Jacob Level, and the Aptian–Albian boundary. The black arrows recorded decline and crisis of nannoconids. All stratigraphic scales are in age. *H. Hedbergella*, *plan. planispira*, *G. Globigerinelloides* *L. Leupoldina*, *ferr. ferreolensis*, *Nannoc. Nannoconid*, *M. Microhedbergella*, *min. miniglobularis*, *P. Paraticinella*.

One limitation in understanding the relationship between OAEs and black-shale deposition during the Aptian–Albian is their uncertain timing and duration. The majority of paleoenvironmental and paleomagnetic studies focus on well-debated OAEs (e.g., OAE1a and OAE1b), while little is known about the interbedded black-shale levels between them.

Early Aptian sediments are marked by the black-shale horizons of OAE 1a (or Selli Level, UMB; Coccioni et al., 1987). In the PLG core, organic-rich shales and increased total organic carbon (TOC) define the OAE 1a Level, which is also marked by a sharp negative (C3) and broad positive (C4–C6) excursions in $\delta^{13}\text{C}$ (Savian et al., 2016; Percival et al., 2021). The Selli Level is 195 cm-thick (from 91.19 to 89.24 m) and occurs just above the Chron M0r (Figures 2.2 and 2.4) (Coccioni et al., 2012; Savian et al., 2016). It is identified in the lower-middle part of the *Leupoldina cabri* planktonic foraminiferal Zone. OAE 1a was defined in the PLG core based on Os and Hg isotopes (Matsumoto et al., 2020; Percival et al., 2021).

Age constraints for the Selli Level are mainly based on magneto-biostratigraphy estimates (Tarduno et al., 1989); its timespan is still far from certain. Our estimate of ~920 kyr, between the E_{14} and E_{16} long-eccentricity bundlings (Figure 2.4D; Table 2.1), closely matches an estimate based on an inflection point in the $\delta^{13}\text{C}$ curve at 1.11 ± 0.11 Myr (Malinverno et al., 2010). It differs from previous estimates, e.g., 1.4 Myr (Huang et al., 2010); 1.0–1.3 Myr (Li et al., 2008); 1.157 Myr (Moullade et al., 2015); and 1.36 Myr (Scott, 2014). Radiometric dating is also poorly constrained. Re-Os data from black shales in the Cismon cores give an age of 120 ± 3.4 Ma (Bottini et al., 2012), close to estimates for the base and top of the Selli Level (120.21 and 119.11 Ma, respectively) (Malinverno et al., 2010). Here we estimated the ages for the Selli Level at 119.30 Ma (base) and 118.38 Ma (top) (Table 2.3), which closely match previous estimates and radiometric constraints. However, cyclostratigraphic analysis of the

Piobbico core suggested ages of 124.55 Ma (base) and 123.16 Ma (top) (Huang et al., 2010).

Table 2.3. Estimated ages of the black-shale levels. Comparison of estimated ages of Aptian-earliest Albian black shale levels (Huang et al., 2010; Malinverno et al., 2010; Bottini et al., 2012, 2015; Sabatino et al., 2018) and this work.

Work	Black shale levels (estimated age in Ma)				
	Selli	Wezel	Fallot	113/Jacob	Kilian
Malinverno et al. 2010	~119.11 (U) ~120.21 (L)				
Huang et al. 2010	123.16(U) 124.55(L)		117.8	114.2	112.0
Bottini et al. 2012	120.4 ± 3.4				
Bottini et al. 2015					113.0
Sabatino et al. 2018				115.0	112.8
This work	118.8 ^{118.38} _{119.30}	117.9 ^{117.80} _{117.93}	116.1 ^{116.02} _{116.17}	113.7 ^{113.69} _{113.72}	112.9 ^{112.84} _{112.93}

a_L^U : estimated mean age (a); U(L): estimated age for the upper (lower) boundary of the black shale.

Previous studies suggested ocean anoxia as a significant cause of the OAE 1a carbon-rich sediments, deposited ~0.5 Myr after the end of the M0r (e.g., Larson & Erba, 1999). OJP basalt flows have been dated at 124–121 Ma by ³⁹Ar-⁴⁰Ar ages (Chambers et al., 2004), suggesting a causal link between OAE 1a and massive volcanism (Tejada et al., 2009). However, because mantle carbon has a $\delta^{13}\text{C}$ composition of approximately -6‰ (e.g., Gales et al., 2020), the negative $\delta^{13}\text{C}$ excursion in the C3 segment (46.7 ± 13.7 ka) (Malinverno et al., 2010) requires too much volcanic CO₂ from the OJP. An alternative source of isotopically depleted carbon is the intrusion of magmatic sills ($\delta^{13}\text{C} < -20 \text{‰}$) into organic-rich sediments. The High Arctic Large Igneous Province (HALIP) has recently been postulated as an alternative carbon source, producing CO₂ by metamorphism of organic matter (estimated at ~19,200 Gt of carbon). This source requires a lower emissions volume to cause the recorded negative $\delta^{13}\text{C}$ excursion. The rapid release of aureole greenhouse gases (methane) from HALIP may have contributed to the negative $\delta^{13}\text{C}$ excursion in OAE 1a from 120.2 ± 1.9 Ma to 124.7 ± 0.3 Ma (Polteau et al., 2016). However, the Hg-cycle perturbation by the HALIP in the onset of OAE 1a was smaller compared to the OJP (Percival et al., 2021). A third possible source is the release of methane hydrates, a suggested trigger of the negative $\delta^{13}\text{C}$ excursions from other OAEs, such as the

Toarcian OAE. Based on our age estimate, the causal link between the onset of OAE 1a (C3 segment) and ages from OJP and HALIP suggests that these magmatic events helped to trigger the oceanic anoxia recorded in the Selli Level (Polteau et al., 2016; Percival et al., 2021). As the isotopic record of the C3 segment in PLG core do not show well-constrained boundaries to the lack of carbonate fraction, we were not able to add further discussion about casual links between OAE 1a and possible sources of depleted CO₂.

The PLG core contains the Wezel Level, previously identified as the Noir Level (Coccioni et al., 2012). It is probably traceable across the Tethyan region. It is located just above the top of the Selli Level from 88.2 to 88 m (Figures 2.2 and 2.4). It has been identified in the upper part of the *L. cabri* planktonic foraminiferal Zone, near this common zonal marker, in the lowermost part of the NC7 calcareous nannofossil Zone. It occurs within the C7/Ap7 isotope zone with a relative negative carbon isotope excursion. Our results indicate a ~130 kyr duration (Table 2.1) and an average age of ~117.9 Ma (Table 2.3) for the Wezel Level.

We identify a sustained peak in stable isotopes in the PLG core between 67.52 and 67.44 m, interpreted as the so-called Fallot Level. This level is characterised by a series of black-shale layers formed under different forcing mechanisms, including enhanced burial of organic matter due to eutrophic conditions or low oxygenation at the seafloor (Huang et al., 2010). According to some authors in the Tethyan realm (e.g., Herrle et al., 2004; Huang et al., 2010), four prominent black shales (FA 2', 2'', 3 and 4) are recognizable.

The black shale FA3 is 8 cm-thick in the PLG core and occurs in the *Globigerinerelloides algerianus* planktonic foraminiferal and NC7 calcareous nannofossil Zones (Figures 2.2 and 2.4). The timespan for this Fallot Level black shale is ~150-kyr (Table 2.1), and its estimated age is ~116.1 Ma (Table 2.3). Notably, a timespan of ~360 kyr at ~117.8 Ma was estimated for a ~1 m-thick interval in the *Hedbergella trocoidea* planktonic foraminiferal and the NC7 calcareous nannofossil Zones in the Piobbico core (central Italy), and it has been attributed to the Fallot Level (Huang et al., 2010). However, black-shale layers are absent in the *Globigerinerelloides ferreolensis*, *G. algerianus* and *H. trocoidea* planktonic foraminiferal Zones in the Piobbico core. Therefore, the presence of the Fallot Level in the Piobbico core is uncertain.

The main Paquier black-shale Level in the Albian has been identified as the sole sedimentary expression of OAE 1b, but another three black-shale levels have been

associated with OAE 1b: the 113/Jacob Level in the Aptian, the Kilian Level at the Aptian–Albian boundary, and the Lenhardt Level in the Albian (Friedrich et al., 2005). The distinct black-shale horizons in the upper Aptian interval at PLG were interpreted as the 113/Jacob Level (e.g., Friedrich et al., 2005; Coccioni et al., 2012, 2014).

However, the Jacob Level has only been documented in the Vocontian Basin at paleo-water depths between 500 and 1500 m (Clarke & Jenkyns, 1999). This level is ~75 cm-thick and lies in the *Ticinella bejaouensis* (= *Paraticinella rohri*) planktonic foraminiferal and NC7B/NC7C calcareous nannofossil Zones in the Tarendol section (e.g., Clarke & Jenkyns, 1999). In the Col de Pré-Guittard section, GSSP for the base of the Albian, the Jacob Level is 1.50 m-thick and occurs in the *P. rohri* planktonic foraminiferal and in the NC7 calcareous nannofossil Zones (Petrizzo et al., 2012; Kennedy et al., 2017).

The 113 Level at PLG is an 8 cm-thick-black shale in the upper part of the *P. rohri* planktonic foraminiferal and NC7 calcareous nannofossil Zones (Coccioni et al., 2012, 2014). It is considered the sedimentary expression of the oldest subevent of OAE 1b and is thus equivalent to the Jacob Level. At DSDP Site 545, the lower of two negative carbon isotope excursions, labelled the HTE (high thermal event) (Tedeschi et al., 2017), could be a North Atlantic equivalent of the Jacob subevent (Coccioni et al., 2014). In the PLG core, the 113/Jacob Level occurs at a depth of 67.52 to 67.44 m (Figures 2.2 and 2.4). The tuning presented herein suggests that the 113/Jacob Level is located at the eccentricity bundle E₂ (Figure 2.4D). It has a duration of ~30 kyr (Table 2.1) and may represent one obliquity cycle. This result is compatible with the estimated ~40 kyr timespan for the Jacob Level in the Piobbico core (Huang et al., 2010). Our estimated age for this level is ~113.7 Ma (Table 2.3), similar to previous estimates of ~114.2 Ma (Huang et al., 2010) and ~115 Ma (Sabatino et al., 2018).

The Kilian Level is recognised in the Vocontian Basin as a poorly fossiliferous, dark grey shale whose base is conspicuously bioturbated (Herrle et al., 2003). At Col de Pré-Guittard GSSP, this level is ~80-cm thick and occurs in the NC8A-B calcareous nannofossil Zone, with the Aptian–Albian boundary placed close to its middle part at the LO of the planktonic foraminifera *M. renilaevis* (Petrizzo et al., 2012; Kennedy et al., 2017). At the southern margin of the central-western Tethyan Ocean (UMB), the Kilian Level corresponds to a prominent black shale with very fine laminations and without bioturbation, which is 33 cm thick in the Piobbico core (Erba, 1988) and 38 cm thick in the PLG section and core (Coccioni et al., 2012, 2014). In the PLG core, the Kilian Level occurs between 63.02 and 62.64 m and is represented by a poorly

laminated black shale (Coccioni et al., 2012) (Figures 2.2 and 2.4). In agreement with the findings at the PLG section (Coccioni et al., 2014), this level falls in the NC8A-B calcareous nannofossil Zone and the lowermost part of the *M. renilaevis* planktonic foraminiferal Zone. It is likely to be earliest Albian in age (Figures 2.2 and 2.4). According to our results, the Kilian Level, which occurs in the isotopic zone C11 or Ap16-Ap18 (Bottini et al., 2015), is located at the eccentricity bundle E_0 (Figure 2.4D) and has a duration of ~90 kyr (Table 2.1). Based on our floating ATS, the age for this level is ~112.9 Ma, in close agreement with previous studies (e.g., ~112 Ma; Huang et al., 2010; ~112.8 Ma; Sabatino et al., 2018; 113 Ma; He et al., 2008) (Table 2.3).

The cyclostratigraphic analysis of all four proxy datasets (supplementary material; Figure 2.10) indicates a clear imprint of 10^3 – 10^6 yr periodicities compatible with the Milankovitch spectral peak ratio for Albian–Aptian times (Waltham, 2015). We also identified a pervasive, ~ 3.0 - 0.8 Myr-band above a 99.9% confidence level which is detectable for all proxy datasets, similarly to those recognisable in sedimentary records worldwide for distinct geological intervals – the Cenozoic and Mesozoic (Bouilila et al., 2011), Early and Late Cretaceous (e.g., Ma et al., 2019; Liu et al., 2020), Carboniferous (early Moscovian; Fang et al., 2018), and Ordovician (Darriwilian; Zhong et al., 2018).

The late-Early Cretaceous was a warm period with super-greenhouse conditions, weak latitudinal temperature gradients and an absence of ice sheets (e.g., Herrle et al., 2004). However, in the last few decades, some authors (e.g., Arthur et al., 1990; Herrle et al., 2003; Kennedy et al., 2017) suggested that cooler interludes punctuated these conditions. Colder conditions for the Aptian–Albian were indicated by stable isotope records from Exmouth Plateau (NW Australia) (O'Brien et al., 2017). A re-evaluation of calcareous nannofossil data for Sites 511, 545 (DSDP), 693A and 766 (ODP) suggested that the late-Early Cretaceous greenhouse had a much more complex climatic history than previously postulated (e.g., Arthur *et al.*, 1990). The timespan of the late Aptian cooling was constrained using geochemical and micropaleontological data from DSDP Site 545 (McAnena et al., 2013). They suggested two cooling and warming cycles (named cycles I and II) associated with the late-Early Cretaceous 'cold snap'. Here, a noticeable drop in $\delta^{18}\text{O}$ (Figure 2.4B) precedes at least two icehouse-linked 1.2-Myr obliquity modulations. Our results give the duration of the cold snap as recorded in the PLG core as ~2.4-Myr.

Data from this study support the dominant 405 kyr eccentricity cycles that allow us to propose a high-resolution cyclostratigraphic evaluation. From an astronomical

tuning of the long eccentricity low-pass filter output by the g2-g5 target curve from the La2004 orbital solution, it was possible: (i) to propose a floating astronomical time scale (ATS) based on 18 long eccentricity cycles that enabled us to construct a ~7.2 Myr age model for the Aptian interval; (ii) to better constrain the timing and duration of events recorded by black shale intervals: ~118.8 Ma /~920 kyr, ~117.9 Ma/~130 kyr, ~116.1 Ma/~150 kyr, ~113.7 Ma/~30 kyr, and ~112.9 Ma/~90 kyr for the Selli, Wezel, Fallot, 113/Jacob and Kilian Levels, respectively (Figure 2.4E); and (iii) to infer the duration of the 'cold snap' based on our age model for the PLG core (~ 2.4 Myr) (Figur 2.4E). Our data provide a new chronostratigraphic framework for Aptian times and new constraints on its related biological, chemical and geomagnetic events.

2.1.6 Data availability

The MS, ARM, $\delta^{13}\text{C}$, and $\delta^{18}\text{O}$ datasets used in this study are available in the Zenodo repository <https://doi.org/10.5281/zenodo.6383426>.

2.1.7 Code availability

All mathematical treatments were performed with the freeware Acycle designed by Li et al. (2019) and made publicly available by these authors at <https://github.com/minsongli/acycle>.

2.1.8 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). C.G.L. is supported by the Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq – grant 141093/2018-8). J.F.S. is supported by the CNPq (grants 201508/2009- 5 and 427280/ 2018-4) and Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio Grande do Sul (FAPERGS – grant 16/2551-0000213-4). M.L.K. is supported by the CNPq (grant 132076/2019-5). DRF acknowledge funding from Brazilian agencies CAPES, CNPq (grants 313253/2017-0 and 141093/2018-8) and FAPERJ (grant E-26/203.302/2017). L.J. is grateful to São Paulo State Research Foundation (FAPESP) to academically support this work through

the CORE project (16/24946-9). L.Janikian is supported by the CNPq (grant 312453/2019-1). R.P.A is supported by the CNPq (grant 303990/2018-0). The authors are grateful to Professors Hugh C. Jenkyns and Stuart Robinson (University of Oxford, U.K.) for the valuable discussions that contributed to this study.

2.1.9 References

- Arthur, M.A., Jenkyns, H.C., Brumsack, H.J. & Schlanger, S.O. 1990. Stratigraphy, geochemistry and paleoceanography of organ-ic-carbon rich Cretaceous sequences. *In*: R. N. Ginsburg, & B. Beaudoin (Eds.), *Cretaceous resources, events and rhythms*, 75–119. Dordrecht, Netherlands: Kluwer Academic Press. https://doi.org/10.1007/978-94-015-6861-6_6
- Bondin, S., Meisner, P., Janssen, N.M.M., Steuber, T. & Mutterlose, J. 2015. Large igneous provinces and organic carbon burial: controls on global temperature and continental weathering during the Early Cretaceous. *Global and Planetary Change*, 133: 238–253. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.09.001>
- Bottini, C., Cohen, A.S., Erba, E., Jenkyns, H.C. & Coe, A.L. 2012. Osmium-isotope evidence for volcanism, weathering, and ocean mixing during the early Aptian OAE1a. *Geology*, 40: 583–586. <https://doi.org/10.1130/G33140.1>
- 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: 383–402. <https://doi.org/10.5194/cp-11-383-2015>
- Boulila, S., Galbrun, B., Miller, K.G., Pekar, S.F., Browning, J.V., Laskar, J. & Wright, J.D. 2011. On the origin of Cenozoic and Mesozoic “third-order” eustatic sequences. *Earth-Science Reviews*, 109: 94–112. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2011.09.003>
- Bralower, T.J., CoBabe, E., Clement, B., Sliter, W.V., Osburn, C.L. & Longoria, J. 1999. The record of global change in mid-Cretaceous (Barremian-Albian) sections from the Sierra Madre, Northeastern Mexico. *Journal of Foraminiferal Research*, 29: 418–437.
- Chambers, L.M., Pringle, M.S. & Fitton, J.G., 2004. Phreatomagmatic eruptions on the Ontong Java Plateau: an Aptian $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age for volcanoclastic rocks at ODP Site 1184. *In*: Fitton, G., Mahoney, J., Wallace, P., Saunders, A. (Eds.), *Origin and Evolution of the Ontong Java Plateau. Geological Society of London, Special Publication*, 229: 325–331.

- Clarke, L.J. & Jenkyns, H.C. 1999. New oxygen isotope evidence for long-term Cretaceous climatic change in the southern hemisphere. *Geology* 27: 699–702. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1999\)027<0699:NOIEFL>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1999)027<0699:NOIEFL>2.3.CO;2)
- Coccioni, R., Nesci, O., Tramontana, M., Wezel, F.C. & Moretti, E. 1987. Descrizione di un livello-guida "radiolaritico-bituminoso-ittiolitico" alla base delle Marne a Fucoidi nell'Appennino umbro-marchigiano. *Bolletino della Società Geologia Italiana*, 106: 183–192.
- Coccioni, R., Jovane, L., Bancalà, G., Bucci, C., Fauth, G., Frontalini, F. Janikian, L., Savian, J., Almeida, R.P., 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. <https://doi:10.5194/sd-13-42-2012>
- Coccioni, R., Sabatino, N., Frontalini, F., Gardin, S., Sideri, M. & Sprovieri, M. 2014. The neglected history of Oceanic Anoxic Event 1b: insights and new data from the Poggio le Guaine section (Umbria-Marche Basin). *Stratigraphy*, 11: 245–282.
- Coccioni, R. 2020. Revised upper Barremian–upper Aptian planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Gorgo a Cerbara section (central Italy). *Newsletters on Stratigraphy*, 53: 275–295. <https://doi.org/10.1127/nos/2019/0539>
- Cohen, K. M., Finney, S. C., Gibbard, P. L. & Fan, J.-X. 2013. The ICS international chronostratigraphic Chart. *Episodes*, 36: 199–204. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/2013/v36i3/002>
- D'Argenio, B., Fischer, A.G., Premoli Silva, I., Weissert, H. & Ferreri, V. 2004. Cyclostratigraphy: Approaches and Case Histories. *Special Publication—Society for Sedimentary Geology*, 81: 57–81. <https://doi.org/10.2110/pec.04.81.0005>
- Erba, E. 1988. Aptian–Albian calcareous nannofossil biostratigraphy of the Scisti a Fucoidi cored at Piobbico (central Italy). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 94, 249–284
- Erba, E., Channell, J.E.T., Claps, M., Jones, C., Larson, R., Opdyke, B., Premoli-Silva, I., Riva, A., Salvini, G. & Torricelli, S. 1999. Integrated stratigraphy of the Cismon Apticore (southern Alps, Italy): a “reference section” for the Barremian–Aptian interval at low latitudes. *Journal of Foraminiferal Research*, 29: 371–391.
- Erba, E., Duncan, R. A., Bottini, C., Tiraboschi, D., Weissert, H., Jenkyns, H. C. & Malinverno, A. 2015. Environmental consequences of Ontong-Java Plateau and Kerguelen Plateau volcanism. *In*: C. R. Neal, W. W. Sager, T. Sano, & E. Erba (Eds.), *The origin, evolution, and environmental impact of oceanic large igneous*

- provinces. *Geological Society of America Special Paper*, 511: 271–303.
[https://doi.org/10.1130/2015.2511\(15\)](https://doi.org/10.1130/2015.2511(15))
- Fang, Q., Wu, H.C., Wang, X.L., Yang, T.S., Li, H.Y. & Zhang, S.H. 2018. Astronomical cycles in the Serpukhovian-Moscovian (Carboniferous) marine sequence, South China and their implications for geochronology and icehouse dynamics. *Journal of Asian Earth Sciences*, 156: 302–315.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2018.02.001>
- Fiet, N., 2000. Calibrage temporel de l'Aptien et des sous-étages associés par une approche cyclostratigraphique appliquée à la série pélagique de Marches-Ombrie (Italie centrale). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 171: 103–113.
- Fiet, N., Quidelleur, X., Parize, O., Bulot, L. G. & Gillot, P. Y. 2006. Lower Cretaceous stage durations combining radiometric data and orbital chronology: Toward a more stable relative time scale? *Earth and Planetary Science Letters*, 246: 407–417. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.04>
- Friedrich, O., Reichelt, K., Herrle, J. O., Lehmann, J., Pross, J. & Hemleben, C. 2003. Formation of the Late Aptian Niveau Falot black shales in the Vocontian Basin (SE France): Evidence from foraminifera, palynomorphs, and stable isotopes. *Marine Micropaleontology*, 49: 65–85.
- Friedrich, O., Nishi, H., Pross, J., Schmiedl, G. & Hemleben, C. 2005. Millennial- to centennial-scale interruptions of the oceanic anoxic event 1b (Early Albian, mid-Cretaceous) inferred from benthic repopulation events. *Palaios*, 20: 64–77.
<https://doi.org/10.2110/palo.2003.p03-75>
- Gale, A. S., Mutterlose, J. & Batenburg, S. 2020. The Cretaceous period. In: Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D., Ogg, G.M. (Eds.). *The Geologic Time Scale 2020*, Elsevier, p. 1023–1086.
- Gales, E., Black, B. & Elkins-Tanton, L.T. 2020. Carbonatites as a record of the carbon isotope composition of large igneous province outgassing. *Earth Planetary Science Letters*, 535: 116076.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116076>
- Grippo, A., Fischer, A.G., Hinnov, L.A., Herbert, T.M. & Premoli Silva, I. 2004. Cyclostratigraphy and chronology of the Albian stage (Piobbico core, Italy). *SEPM Special Publication—Society for Sedimentary Geology*, 81: 57–81.

- He, H., Pan, Y., Tauxe, L., Qin, H. & Zhu, R. 2008. Toward age determination of the M0r (Barremian–Aptian boundary) of the Early Cretaceous. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 169: 41–48. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2008.07.014>
- Herrle, J.O., Pross, J., Friedrich, O., Kössler, P. & Hemleben, C. 2003. Forcing mechanisms for Mid-Cretaceous black shale formation; evidence from the upper Aptian and lower Albian of the Vocontian Basin (SE France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 190: 399–426. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(02\)00616-8](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(02)00616-8)
- 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 Planetary Science Letter*, 218: 149–161. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00646-0](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00646-0)
- Hinnov, L. 2000. New perspectives on orbitally forced stratigraphy. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, 28: 419–475.
- Huang, C., Hinnov, L., Fischer, A.G., Grippo, A. & Herbert, T. 2010. Astronomical tuning of the Aptian Stage from Italian reference sections. *Geology*, 38: 899–902. <https://doi.org/10.1130/G31177.1>
- Huber, B. T. & Leckie, R. M. 2011. Planktic foraminiferal species turnover across deep-sea Aptian/Albian boundary sections. *Journal of Foraminiferal Research*, 41: 53–95.
- Jenkyns, H.C., 2010. Geochemistry of Oceanic Anoxic Events. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 11: Q03004. <http://dx.doi.org/10.1029/2009GC002788>
- Kennedy, J.W., Gale, A.S., Huber, B.T., Petrizzo, M.R., Bown, P. & Jenkyns, H.C. 2017. The global boundary stratotype section and point (GSSP) for the base of the Albian stage, of the Cretaceous, the Col de Pré-Guittard section, Arnayon, Drôme, France. *Episodes* 40: 177–188. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/2017/v40i3/017021>
- Kodama, K.P. & Hinnov, L.A. 2014. *Rock Magnetic Cyclostratigraphy*. Oxford, John Wiley & Sons, Ltd. <https://doi.org/10.1002/9781118561294>
- Larson, R.L. 1991a. Geological consequences of superplumes. *Geology*, 19: 963–966. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1991\)019<0963:GCOS>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1991)019<0963:GCOS>2.3.CO;2)
- Larson, R.L. 1991b. Latest pulse of Earth: evidence for a mid-Cretaceous superplume. *Geology*, 19: 547–550. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1991\)019<0547:LPOEEF>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1991)019<0547:LPOEEF>2.3.CO;2)

- Larson, R.L. & Erba, E. 1999. Onset of the mid-Cretaceous greenhouse in the Barremian- Aptian: Igneous events and biological sedimentary, and geochemical responses. *Paleoceanography*, 14: 663–678.
- Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A.C.M. & Levrard, B. 2004. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astronomy & Astrophysics*, 428: 261–285. <https://doi.org/10.1051/0004-6361:20041335>
- Li, Y.X., Bralower, T.J., Montañez, I.P., Osleger, D.A., Arthur, M.A., Bice, D.M., Herbert, T.D., Erba, E. & Premoli Silva, I., 2008. Toward an orbital chronology for the early Aptian Oceanic Anoxic Event (OAE1a, 120 Ma). *Earth and Planetary Science Letters*. 271: 88–100. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.03.055>
- Li, M., Hinnov, L. & Kump, L. 2019b. Acycle: Time-series analysis software for paleoclimate research and education. *Computers & Geosciences*, 127: 12–22. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2019.02.011>
- Li, M., Kump, L., Hinnov, L.A. & Mann, M.E. 2018. Tracking variable sedimentation rates and astronomical forcing in Phanerozoic paleoclimate proxy series with evolutionary correlation coefficients and hypothesis testing. *Earth Planetary Science Letters*, 501: 165–179. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.08.041>
- Liu, W., Wu, H.C., Hinnov, L.A., Xi, D.P., He, H.Y., Zhang, S.H. & Yang, T.S. 2020. Early cretaceous terrestrial milankovitch cycles in the Luanping Basin, North China and time constraints on early stage Jehol Biota evolution. *Frontiers Earth Science*, 8: 178. <https://doi.org/10.3389/feart.2020.00178>
- Ma, C., Meyers, S.R. & Sageman, B.B. 2019. Testing Late Cretaceous astronomical solutions in a 15 million year astrochronologic record from North America. *Earth Planetary Science Letters*, 513: 1–11. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.01.053>
- 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 Cismon APTICORE. *Paleoceanography*, 25: PA2203. <https://doi.org/10.1029/2009PA001769>
- Malinverno, A., Hildebrandt, J., Tominaga, M. & Channell, J.E.T. 2012. M-sequence geomagnetic polarity time scale (MHTC12) that steadies global spreading rates and incorporates astrochronology constraints. *Journal Geophysical Research*, 117: B06104. <https://doi.org/10.1029/2012JB009260>
- Mann, M.E. & Less, J. 1996. Robust estimation of background noise and signal detection in climatic time Series. *Climatic Change*, 33: 409–445.

- 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. *Scientific Reports*, 10: 12601. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-69505-x>
- McAnena, A., Flogel, S., Hofmann, P., Herrle, J.O., Griesand, A., Pross, J., Talbot, H. M., Rethemeyer, J., Wallmann, K. & Wagner, T. 2013. Atlantic cooling associated with a marine biotic crisis during the mid-Cretaceous period. *Nature Geoscience*, 6: 558–56. <https://doi.org/10.1038/ngeo1850>
- Midtkandal, I., Svensen, H., Planke, S., Corfu, F., Polteau, S., Torsvik, T.H., Faleide, J.I., Grundvåg, S.A., Selnes, H., Kürschner, W. & Olaussen, S. 2016. The Aptian (Early Cretaceous) oceanic anoxic event (OAE1a) in Svalbard, Barents Sea, and the absolute age of the Barremian-Aptian boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 463: 126–135. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.09.023>
- Moullade, M., Tronchetti, G., Granier, B., Bornemann, A., Kuhnt, W. & Lorenzen, J. 2015. High-resolution integrated stratigraphy of the OAE1a and enclosing strata from core drillings in the Bedoulian stratotype (Roquefort–La Bédoule, SE France). *Cretaceous Research*, 56: 119–140. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2015.03.004>
- O'Brien, C.L., Robinson, S.A., Pancost, R.D., Sinninghe Damsté, J.S., Schouten, S., Lunt, D.J., Alsenz, H., Bornemann, A., Bottini, C., Brassell, S.C., Farnsworth, A., Forster, A., Huber, B.T., Inglis, G.N., Jenkyns, H.C., Linnert, C., Littler, K., Markwick, P., McAnena, A., Mutterlose, J., Naafs, B.D.A., Püttmann, W., Sluijs, A., van Helmond, N.A.G.M., Vellekoop, J., Wagner, T. & Wrobel, N.E. 2017. Cretaceous sea-surface temperature evolution: Constraints for TEX₈₆ and planktonic foraminiferal Oxygen isotopes. *Earth-Science Reviews*, 172: 224–247. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.07.012.2018>
- Ogg, J.G. & Hinnov, L.A. 2012. Cretaceous. In: Grandstein, F. M., Ogg, J. G., Schmitz, M. & Ogg, G. (Eds.). *The geologic time scale 2012*. Elsevier, p. 793–853.
- Olierook, H.K.H., Jourdan, F. & Merle, R.E. 2019. Age of the Barremian–Aptian boundary and onset of the Cretaceous Normal Superchron. *Earth-Science Reviews*, 197: 102906. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102906>
- Opdyke, N.D. & Channell, J.E.T. 1996. *Magnetic Stratigraphy*. Academic Press, San Diego.

- 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*, 200: 103461. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2021.103461>
- Petrizzo, M.R., Huber, B.T., Gale, A.S., Barchetta, A. & Jenkyns, H.C. 2012. Abrupt planktic foraminiferal turnover across the niveau kilian at col de pré-guittard (Vocontian Basin, southeast France): New criteria for defining the Aptian/Albian boundary. *Newsletters on Stratigraphy*, 45: 55–74. <https://doi.org/10.1127/0078-0421/2012/0013>
- Polteau, S., Hendriks, B.W.H., Planke, S., Ganerød, M., Corfu, F., Faleide, J.I., Midtkandal, I., Svensen, H.S. & Myklebust, R. 2016. The Early Cretaceous Barents Sea Sill Complex: Distribution, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology, and implications for carbon gas formation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 441: 83–95. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.07.007>
- Price, G.D. 2003. New constraints upon isotope variation during the early Cretaceous (Barremian-Cenomanian) from the Pacific Ocean. *Geological Magazine*, 140: 513–522. <https://doi.org/10.1017/S0016756803008100>
- Sabatino, N., Ferraro, S., Coccioni, R., Bonsignore, M., Del Core, M., Tancredi, V. & Sprovieri, M. 2018. Mercury anomalies in upper Aptian-lower Albian sediments from the Tethys realm. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 495: 163–170. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2018.01.008>
- 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. *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: 57–78. [https://doi.org/10.1130/2016.2524\(05\)](https://doi.org/10.1130/2016.2524(05))
- Scott, R.W. 2014. A Cretaceous chronostratigraphic database: construction and applications. (Notebooks on Geology) *Carnets de Géologie*, 14: 15–37
- Selby, D., Mutterlose, J. & Condon, D. J. 2009. U–Pb and Re–Os geochronology of the Aptian/Albian and Cenomanian/Turonian stage boundaries: Implications for

- timescale calibration, osmium isotope seawater composition and Re–Os systematics in organic-rich sediments. *Chemical Geology*, 265: 394–409. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.05.005>
- Tarduno, J.A., Sliter, W.V., Bralower, T.J., McWilliams, M., Premoli Silva, I. & Ogg, J.G. 1989. M-sequence reversals recorded in DSDP sediment cores from the western Mid-Pacific Mountains and Magellan Rise. *Geological Society of America Bulletin*, 101: 1306–1316. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1989\)101<1306:MSRRID>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1989)101<1306:MSRRID>2.3.CO;2)
- Tedeschi, L.R., Jenkyns, H.C., Robinson, S.A., Sanjinés, A.E.S., Viviers, M.C., Quintaes, C.M.S.P. & Vazquez, J.C. 2017. New age constraints on Aptian evaporites and carbonates from the South Atlantic: implications for oceanic anoxic event 1a. *Geology*, 45: 543–546. <https://doi.org/10.1130/G38886.1>
- Tejada, M. L. G., Suzuki, K., Kuroda, J., Coccioni, R., Mahoney, J. J., Ohkouchi, N. & Tatsumi, Y. 2009. Ontong-Java Plateau eruption as a trigger for the early Aptian Oceanic Anoxic Event. *Geology*, 37: 855–858. <https://doi.org/10.1130/G25763A.1>
- Waltham, D. 2015. Milankovitch Period Uncertainties and Their Impact On Cyclostratigraphy. *Journal of Sedimentary Research*, 85: 990–998. <https://doi.org/10.2110/jsr.2015.66>
- Weedon, G.P. 2003. *Time-Series Analysis and Cyclostratigraphy*. Cambridge, Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511535482>
- Wu, H., Zhang, S., Hinnov, L.A., Jiang, G., Feng, Q., Li, H. & Yang, T. 2013. Time-calibrated Milankovitch cycles for the late Permian. *Nature Communications*, 4: 2452. <https://doi.org/10.1038/ncomms3452>
- Zhang, Y., Ogg, J.G., Minguez, D., Hounslow, M.W., Olausson, S., Gradstein, F.M. & Esmeray-Senlet, S. 2021. Magnetostratigraphy of U-Pb dated boreholes in Svalbard, Norway, implies that magnetochron M0r (a proposed Barremian-Aptian boundary marker) begins at 121.2 ± 0.4 Ma. *Geology*, 49: 733–737. <https://doi.org/10.1130/G48591.1>
- Zhong, Y., Wu, H., Zhang, Y., Zhang, S., Yang, T., Li, H. & Cao, L. 2018. Astronomical calibration of the Middle Ordovician of the Yangtze Block, South China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 505: 86–99. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2018.05.030>

2.2 SUPPLEMENTARY MATERIAL ON: ASTRONOMICAL TUNING OF THE APTIAN STAGE AND ITS IMPLICATIONS FOR AGE RECALIBRATIONS AND PALEOCLIMATIC EVENTS

Carolina G. LEANDRO^{1*}, Jairo F. SAVIAN², Marcus Vinicius L. KOCHHANN³, Daniel R. FRANCO⁴, Rodolfo COCCIONI⁵, Fabrizio FRONTALINI⁶, Silvia GARDIN⁷, Luigi JOVANE⁸, Milene FIGUEIREDO⁹, Leonardo R. TEDESCHI⁹, Liliane JANIKIAN¹⁰, Renato P. ALMEIDA¹¹ & Ricardo Ivan F. TRINDADE¹²

¹ Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves 9500, 91501-970 Porto Alegre, RS, Brazil.

² Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves 9500, 91501-970 Porto Alegre, RS, Brazil.

³ Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Rua do Lago 562, 05508-080, São Paulo, SP, Brazil

⁴ Cordenação de Geofísica, Observatório Nacional, R. General José Cristino, 77, 20921-400 Rio de Janeiro, RJ, Brazil.

⁵ Università degli Studi di Urbino Carlo Bo, 61029 Urbino, Italy.

⁶ Dipartimento di Scienze Pure e Applicate, Università degli Studi di Urbino “Carlo Bo”, Campus Scientifico, Località Crocicchia, 61029 Urbino, Italy

⁷ CR2P – Centre de Recherche en Paléontologie – Paris, UMR 7207, Sorbonne Université – MNHN – CNRS, 4, Place Jussieu, 75005, Paris, France.

⁸ Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, Praça do Oceanográfico 191, 05508-120, São Paulo, SP, Brazil.

⁹ Centro de Pesquisas e Desenvolvimento Leopoldo Américo Miguez de Mello, Petrobras Petróleo Brasileiro S.A, Avenida Horácio Macedo 950, 21941-915 Rio de Janeiro, Brazil

¹⁰ Departamento de Ciências do Mar, Instituto do Mar, Universidade Federal de São Paulo, Rua Carvalho de Mendonça, 144, 11070-102 Santos-SP, Brazil

¹¹ Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Rua do Lago 562, 05508-090 São Paulo, Brazil

¹² Departamento de Geofísica, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, Rua do Matão 1226, 05508-090 São Paulo, SP, Brazil.

*corresponding author: Carolina Gonçalves Leandro (carolina.leandro@ufrgs.br)

This supplementary document contains the following information:

Supplementary Figures 2.6 to 2.10.

COCO and eCOCO objective testing performed by means of Acycle software (version 2.4.1).

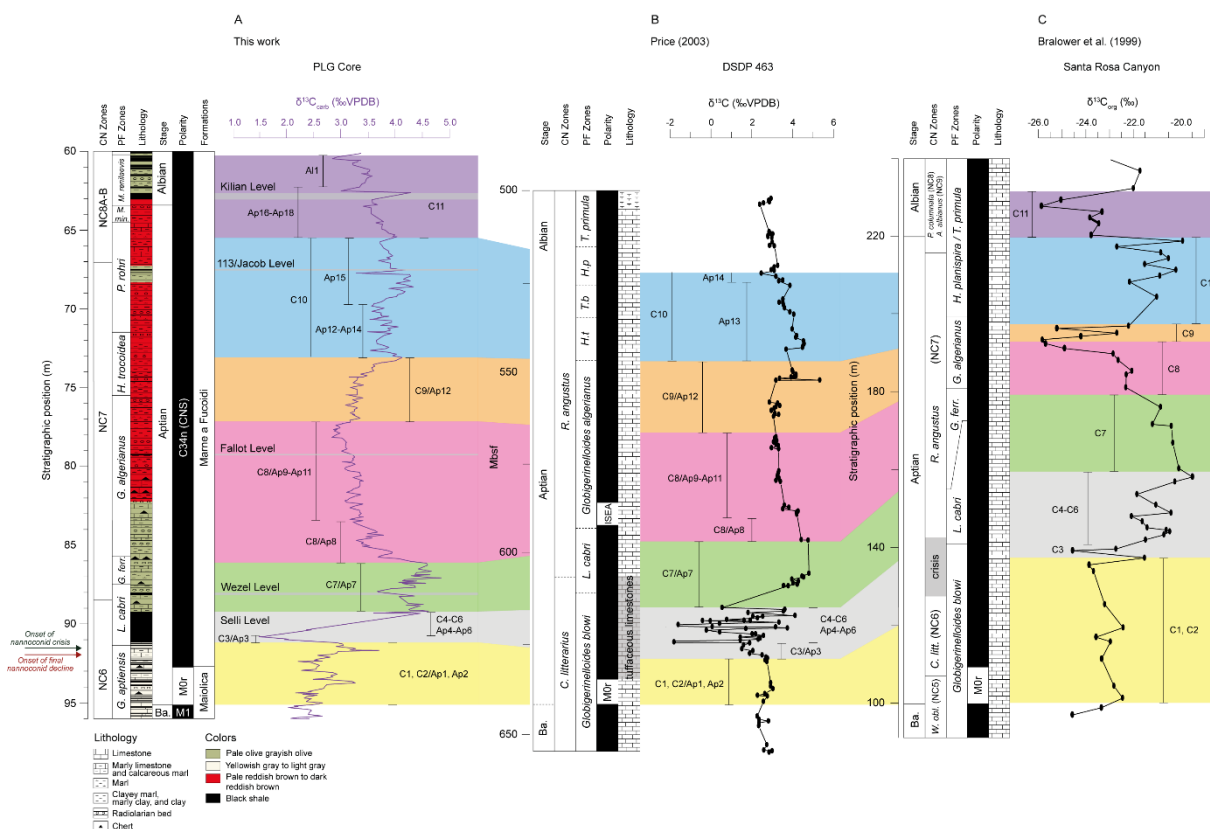


Figure 2.6. Stratigraphic framework and correlation between $\delta^{13}\text{C}$ data. A) PLG core, depths for the upper boundaries of the planktonic foraminiferal, calcareous nannofossil zones, nannoconid decline and crisis biohorizons identified in the core (Coccioni et al., 2012, 2014) and this work. The gray bands highlight the Selli, Wezel, Fallot, 113/Jacob and Kilian Levels. Codes for C/Ap/Al-isotope segments (Bottini et al., 2015; Savian et al., 2016); B) DSDP Site 46335, codes for C/Ap-isotope segments (Price, 2003; Bottini et al., 2015). The top of C10 segment is modified from Bottini et al., 2015; C) Santa Rosa Canyon (Bralower et al., 1999), codes for C-isotope segments (Bralower et al., 1999). The C/Ap segments are represented by same colors for three sites. Ba. Barremian, *M. Microhedbergella*, *min. miniglobularis*, *P. Paraticinella*, *H. Hedbergella*, *G. Globigerinelloides*, *ferr. ferreolensis*, *L. Leupoldina*, *R. Rhagodiscus*, *C. Chiastozygus*, *T. Ticinella*, *p. planispira*, *b. bejaouaensis*, *t. trocoidea*, *P. Prediscosphaera*, *A. Axopodorhabdus*, *litt. litterarius*, *W. Watznaueria*, *obl. Oblonga*.

COCO/eCOCO tests

Correlation coefficient (COCO) and evolutionary COCO (eCOCO) analyses exhibited (Li et al., 2018), for all tests (based on different sliding windows – 4, 6 and 8 m), two main maxima of stable sediment accumulation rate (SAR) at 0.52 and 0.58 cm/kyr with a correlation coefficient value exceeding 0.4 (supplementary material; Figure 2.7A, D, and G). SAR values are associated to null hypothesis significance levels (H_0 , no orbital forcing) lower than 0.01 (supplementary material; Figure 2.7B, E and H), as well as to seven astronomical parameters involved in the estimation (supplementary material; Figure 2.7C, F and I). The eCOCO results (supplementary material; Figures 2.8 and 2.9) show two grouping solutions of potential sedimentation rate: (i) at 0.3–1 cm/kyr (peaks at 0.52 and 0.58 cm/kyr), and (ii) at 1.6–2.4 cm/kyr (peak at 2.28 cm/kyr) (supplementary material; Figure 2.8A), all peaks with associated correlation coefficient values higher than 0.4. Although all SAR peaks exhibited H_0 significance levels lower than 0.01, it is noteworthy that the lowest results for the null hypothesis testing are evidenced by the 0.52 and 0.58 cm/kyr (lower than 0.001). The evolution of contributing astronomical frequencies indicates that six terms are involved for the 1.6–2.4 cm/kyr sedimentation rates. In comparison, seven terms are involved at sedimentation rates of 0.3–1 cm/kyr (supplementary material; Figure 2.9C).

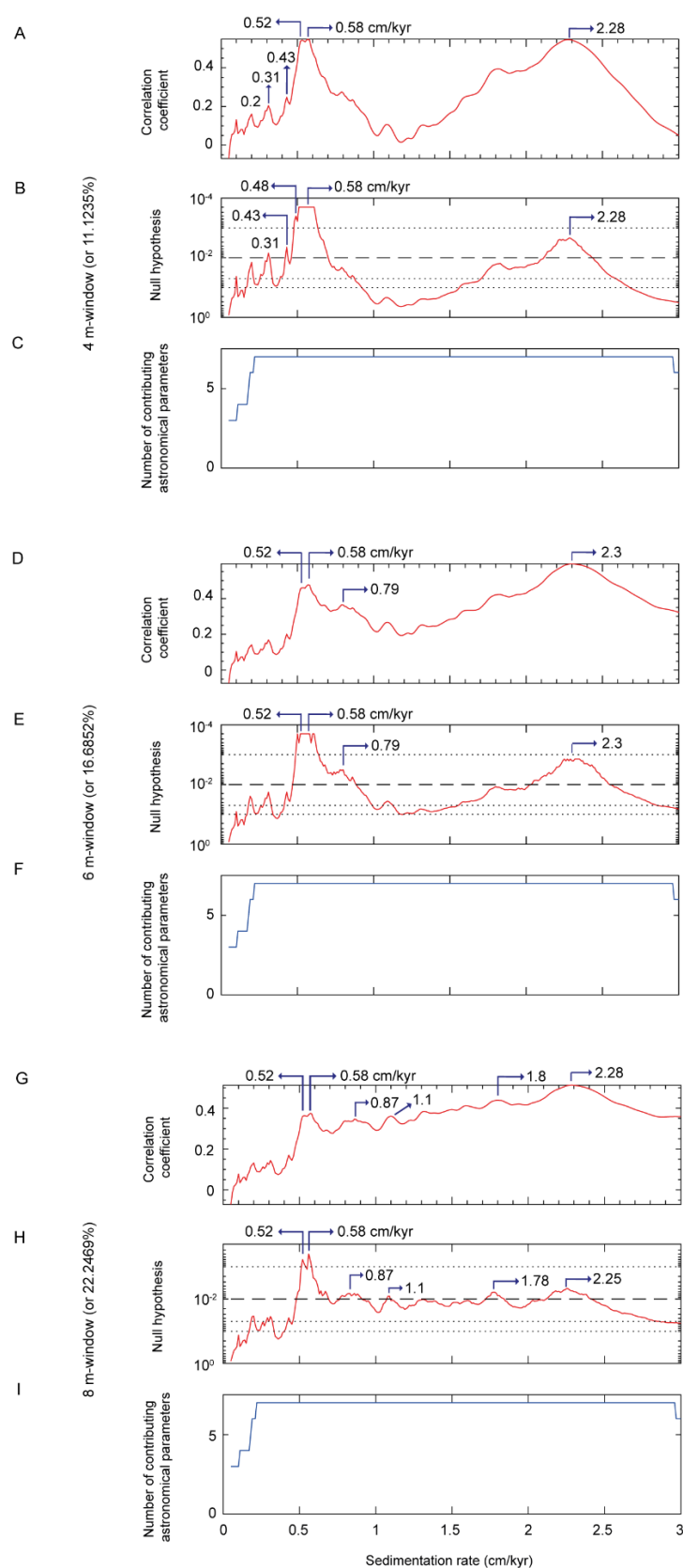


Figure 2.7. COCO analysis of the PLG core. A), D), G) COCO analysis with labeled potential sedimentation rate for 4, 6 and 8 m windows. B), E), H) Null hypothesis (H_0 , no astronomical forcing) show 0.52 and 0.58 cm/kyr sedimentation rate, associated to

H_0 significance levels lower than 0.01 for MS series. C), F), I) are the number of contributing astronomical parameters in tested sedimentation rate. The target series is the La2004 astronomical solution (Laskar et al., 2004) at 117 Ma. Significance levels are estimated by using Monte Carlo simulation of 5000 iterations with a step of 0.01 cm/kyr.

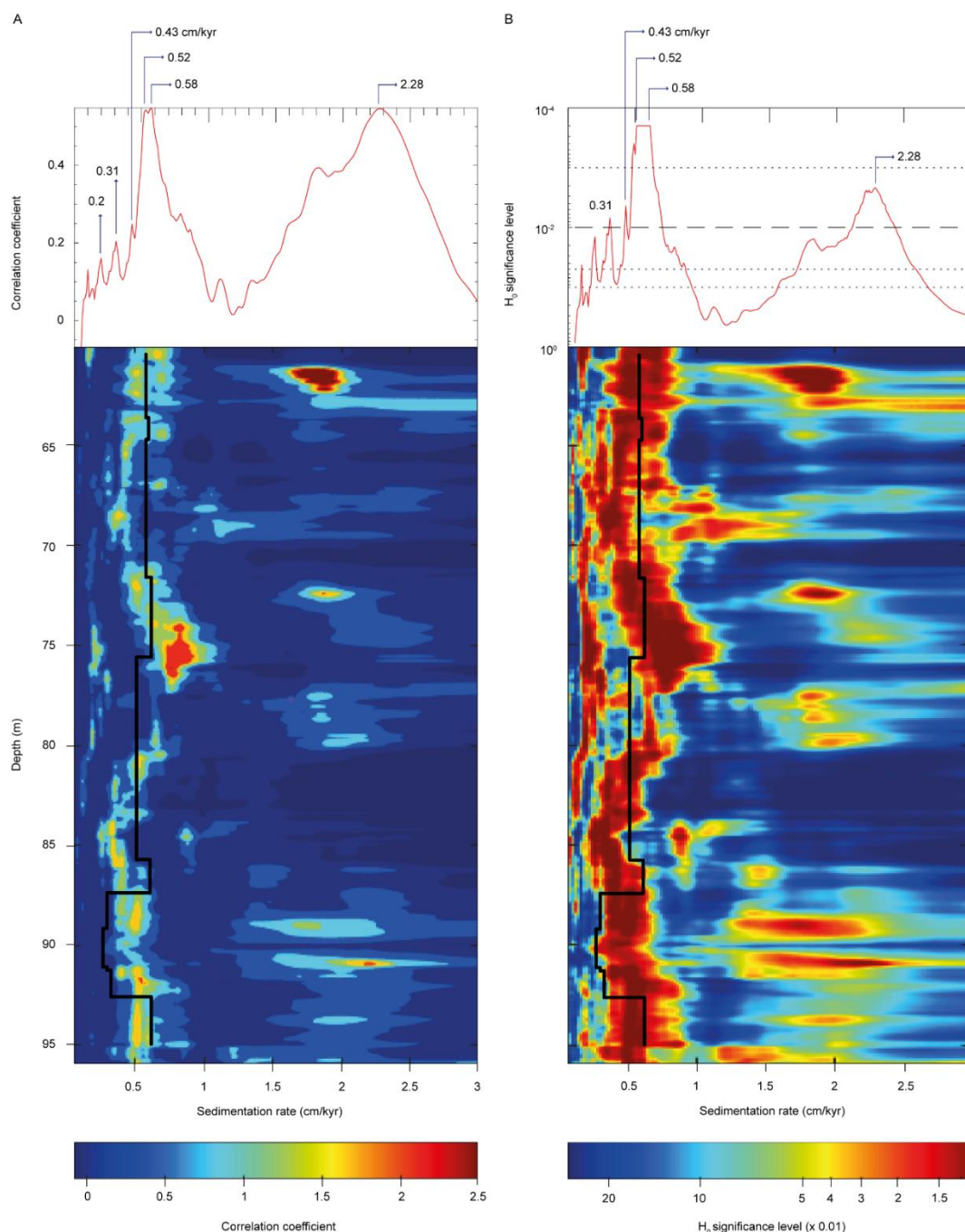


Figure 2.8. COCO analysis and eCOCO sedimentation rate map of the MS series in the PLG core. A) Correlation coefficient (top) and evolutionary correlation coefficient (bottom, colored area) shown with sedimentation rate curve (black line) based on 405-kyr tuning. B) Null hypothesis test (top) and evolutionary null hypothesis (H_0)

significance level (bottom). For both the COCO and eCOCO analyses, tested sedimentation rates range from 0.05 to 3.00 cm/kyr and the number of Monte Carlo simulations is 5000. For COCO analysis the step is 0.01 cm/kyr and eCOCO analysis the sliding window size is 4 m with a step 0.12 m.

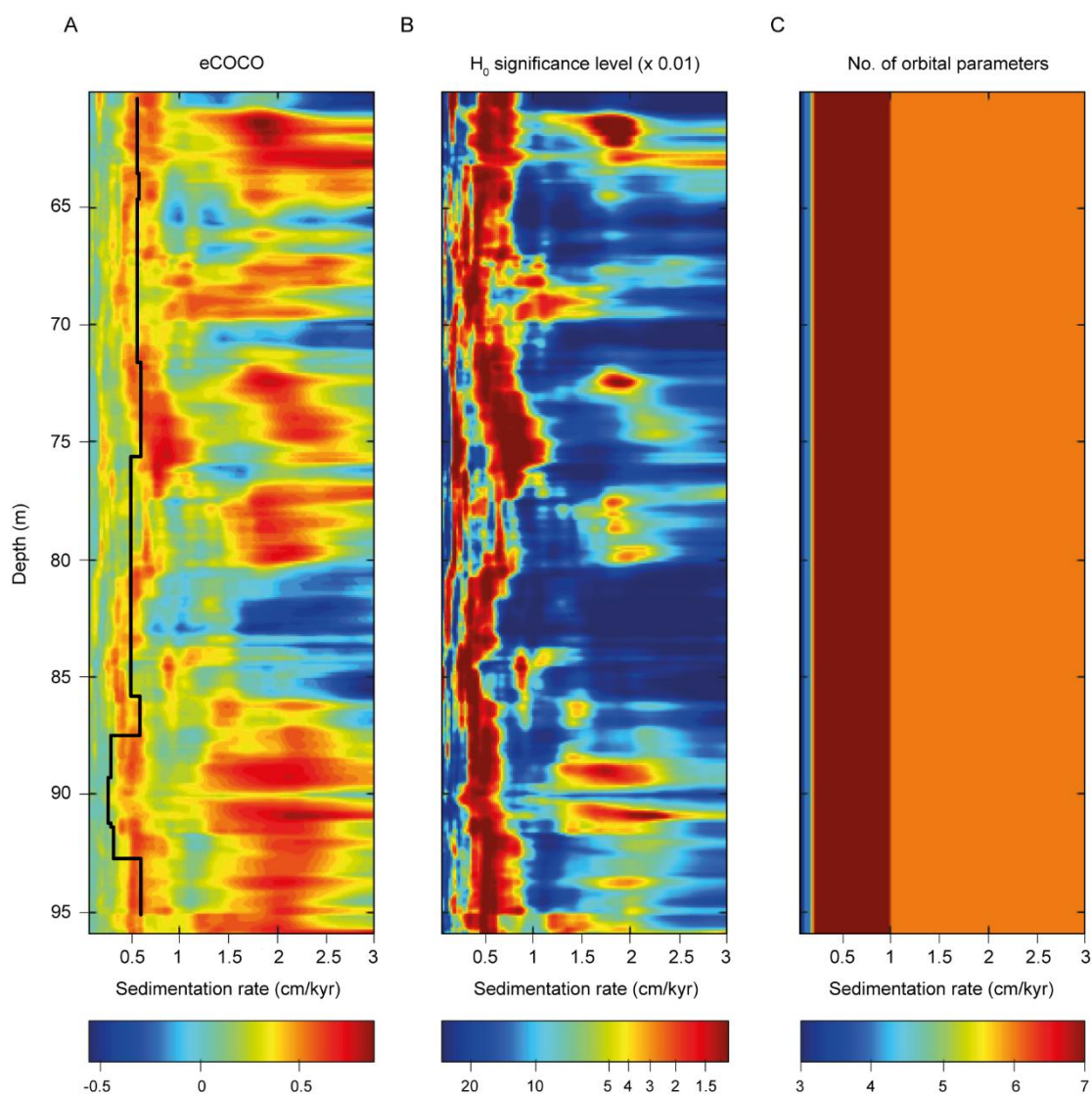


Figure 2.9. eCOCO sedimentation rate map of the MS series in the PLG core. A) Evolutionary correlation coefficient. B) Evolutionary H_0 significance level. C) Evolutionary map of the number of contributing astronomical parameters. The sliding window size is 4 m; the number of Monte Carlo simulations is 5000. Sedimentation rate from 0.05 to 3.00 cm/kyr with a step of 0.12 m. Our ATS (black line in A).

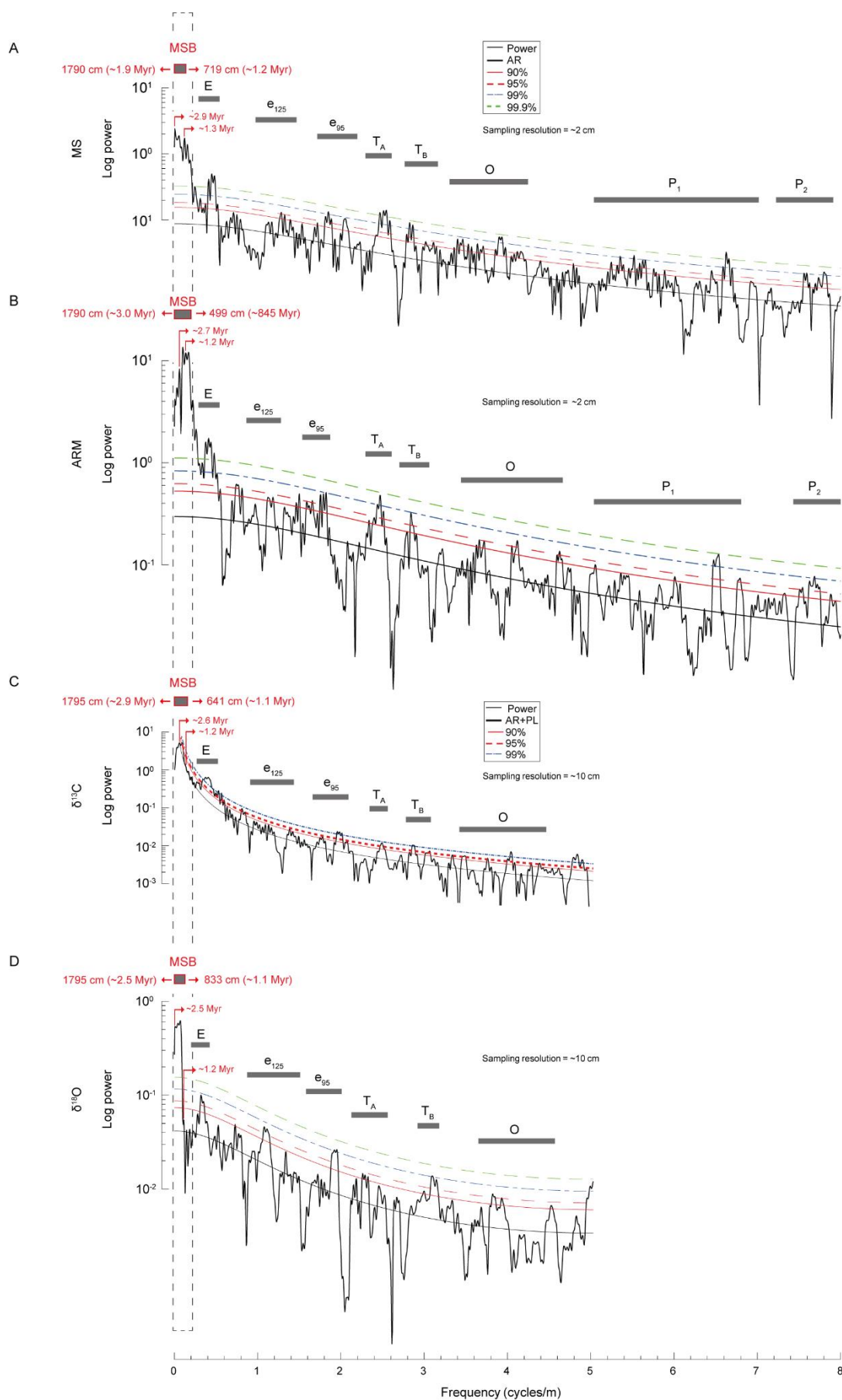


Figure 2.10. Spectral analysis of PLG core data. 2π multitaper power spectra A) magnetic susceptibility (MS); B) anhysteretic remanent magnetization (ARM); C)

$\delta^{13}\text{C}$; D) $\delta^{18}\text{O}$ data, with the AR(1) red noise spectral model and 85%, 90%, 95%, and 99% confidence levels (c.l.) for null hypothesis testing. The rectangle (dashed line) indicates the frequency range for the MSB (million-year scale band). E long eccentricity, e_{125} and e_{95} 125-kyr and 95-kyr short eccentricity, T_A and T_B are referred to periodicities of ~60–70 kyr, O obliquity, P_1 and P_2 precession.

References cited:

- 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: 383–402. <https://doi.org/10.5194/cp-11-383-2015>
- Bralower, T.J., CoBabe, E., Clement, B., Sliter, W.V., Osburn, C.L. & Longoria, J. 1999. The record of global change in mid-Cretaceous (Barremian-Albian) sections from the Sierra Madre, Northeastern Mexico. *Journal of Foraminiferal Research*, 29: 418–437.
- Coccioni, R., Jovane, L., Bancalà, G., Bucci, C., Fauth, G., Frontalini, F., Janikian, L., Savian, J., Almeida, R.P., 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. <https://doi.org/10.5194/sd-13-42-2012>
- Coccioni, R., Sabatino, N., Frontalini, F., Gardin, S., Sideri, M. & Sprovieri, M. 2014. The neglected history of Oceanic Anoxic Event 1b: insights and new data from the Poggio le Guaine section (Umbria-Marche Basin). *Stratigraphy*, 11: 245–282.
- Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A.C.M. & Levrard, B. 2004. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astronomy & Astrophysics*, 428: 261–285. <https://doi.org/10.1051/0004-6361:20041335>
- Li, M., Kump, L., Hinnov, L.A. & Mann, M.E. 2018. Tracking variable sedimentation rates and astronomical forcing in Phanerozoic paleoclimate proxy series with evolutionary correlation coefficients and hypothesis testing. *Earth Planetary Science Letters*, 501: 165–179. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.08.041>
- Price, G.D. 2003. New constraints upon isotope variation during the early Cretaceous (Barremian-Cenomanian) from the Pacific Ocean. *Geological Magazine*, 140: 513–522. <https://doi.org/10.1017/S0016756803008100>
- 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. *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: 57–78. [https://doi.org/10.1130/2016.2524\(05\)](https://doi.org/10.1130/2016.2524(05))

CAPÍTULO 3 – ARTIGO II

3.1 ORBITAL-SCALE CHRONOSTRATIGRAPHY OF DSDP SITE 511, FALKLAND PLATEAU: NEW INSIGHTS ON ALBIAN OAEs

Carolina G. LEANDRO¹, Jairo F. SAVIAN^{1,2}, Daniel R. FRANCO³, Leonardo R. TEDESCHI⁴, Raysa M. ROCHA³, Mauro D. R. BRUNO⁵, Guilherme KRAHL⁵, Hugh C. JENKYNS⁶, Stuart A. ROBINSON⁶, Alex J. DICKSON⁷, Cinzia BOTTINI⁸ & Elisabetta ERBA⁸

¹Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brazil.

²Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brazil.

³Coordenação de Geofísica, Observatório Nacional, Rio de Janeiro, Brazil.

⁴Petrobras, Research Center (CENPES), Rio de Janeiro, Brazil.

⁵Instituto Tecnológico de Paleoceanografia e Mudanças Climáticas (itt OCEANeon), UNISINOS University, São Leopoldo, Brazil.

⁶Department of Earth Sciences, University of Oxford, Oxford, UK.

⁷Centre of Climate, Ocean and Atmosphere, Department of Earth Sciences, Royal Holloway University of London, Egham, Surrey, UK.

⁸Dipartimento di Scienze della Terra “A. Desio”, Università degli Studi di Milano, Milan, Italy.

*corresponding author: Carolina Gonçalves Leandro (carolina.leandro@ufrgs.br)

3.1.1 Abstract

The Early Cretaceous was characterized by frequent short-lived perturbations of the global carbon cycle, including a series of Oceanic Anoxic Events (OAEs), which affected the ocean-climate system and the evolution of marine biota. With respect to the Aptian–Albian interval, a number of sub-events are recognized within the OAE 1b cluster: 113/Jacob, Kilian, Paquier/Urbino, and Leenhardt. These events are registered on a global scale, although their exact chronology is still debated. The southern South Atlantic is a key region for Early Cretaceous oceanography and climate, given that Deep Sea Drilling Project (DSDP) Site 511 was drilled on the Falkland Plateau, which yielded one of the few sedimentary sequences at southern high latitudes to record an almost continuous Aptian–Albian stratigraphy. We established a new high-resolution

biostratigraphic and carbonate isotope ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$) record of the Albian interval. Time-series analysis reveals evidence for 405-kyr eccentricity cycles in the $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ profiles, which correlate with long-eccentricity changes and is supported by statistical modelling of optimal sedimentation rates. Tuning of the $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ data to this 405-kyr eccentricity cyclicity enables a 3.7-Myr-long astronomical time scale to be constructed. The astrochronology is anchored on the age of the Aptian–Albian transition, thus providing a floating astronomical timescale for the studied interval that extends from 113.9 Ma to 110.3 Ma. Our cyclostratigraphic-based age model for the DSDP Site 551 (cores 51–55) stratigraphic interval identifies the lower to middle Albian sedimentary record, indicating a ~220-kyr timespan for the Kilian Level.

3.1.2 Introduction

The opening of the South Atlantic started in the Falkland Segment during the Late Triassic/Jurassic interval (Lovecchio et al., 2019) and continued through the Early Cretaceous, with the final break-up of Gondwana in the Central Segment in the Aptian–Albian interval (Torsvik et al., 2009; Moulin et al., 2010; Schimschal & Jokat, 2019). Another important feature of the Early Cretaceous was the presence of mid- to deep-waters characterized by enhanced deposition and preservation of organic matter worldwide, the so-called Oceanic Anoxic Events (OAEs), of which the Aptian–Albian OAE 1b cluster of subevents (113/Jacob, Kilian, Paquier/Urbino, and Leenhardt) are important examples (Schlanger & Jenkyns, 1976; Leckie et al., 2002; Jenkyns, 2010; Coccioni et al., 2014). These important OAEs are recorded not only by organic-rich sediments, but also by typical carbon-isotope signatures (e.g., Menegatti et al., 1998; Gröcke et al., 1999; Herrle et al., 2004; Trabucho Alexandre et al., 2011; Bottini et al., 2015; Erba et al., 2015). There are several hypotheses concerning the mechanisms that triggered and sustained OAE 1b, related mainly to significant eustatic, palaeogeographic, palaeoceanographic and palaeoclimatic changes (e.g., Leckie et al., 2002; Jenkyns, 2010; Matsumoto et al., 2020; Bruno et al., 2022). Jurassic and Lower Cretaceous palaeoclimate records from the high-latitude South Hemisphere are limited, however, one exception being the Deep Sea Drilling Project (DSDP) Site 511 from the Falkland Plateau in the South Atlantic (Leckie et al., 2002; Huber et al., 2018).

Significant stratigraphic intervals of DSDP Site 511, between 495 to 425 mbsf, exhibit a well-defined upward trend in organic-matter content (Deroo et al., 1983; Ludwig et al., 1983), whose main features can be described as organic-rich black

mudstone and nannofossil mudstone (black shales), with the highest total organic carbon (TOC) values in organic-rich black shales and greenish/grey muddy nannofossil chinks lying stratigraphically above the basal organic-rich sediments and reddish-brown and greyish to greenish grey claystones and muddy nannofossil chinks with low TOC values (<0.5 wt %). This stratigraphic pattern can be recognized in the core pictures and has been recorded not only in DSDP Site 511 but also in DSDP Sites 327A and 330 in the Falkland Plateau, where suggestions have been made that 'barriers broke' allowing the entrance of oxygenated seawater into the Falkland Plateau area (e.g., Ludwig et al., 1983; Lopes et al., 2017). This influx of marine waters is suggested to have taken place when the deposition of the intermediate stratigraphic level (between 495 to 425 mbsf) occurred during the early Aptian–early Albian interval, separating the basal levels interpreted as deposited in a reducing environment (Jurassic–early Aptian) from the upper part interpreted as deposited after the early Albian in an oxidizing environment (Deroo et al., 1983). In addition, a stratigraphic compilation of organic-rich sediments present in the South Atlantic led Zimmerman et al. (1987) to propose that their formation was due to watermass restriction during the break-up of Gondwana, whereas subsequent decrease in organic-matter content would primarily have been a consequence of the tectonic evolution of the South Atlantic, whose progressive opening promoted an increase in oxygenation in the Falkland Plateau areas throughout the Early Cretaceous.

However, a stratigraphic compilation of Lower Cretaceous sediments worldwide, including calcareous nannofossil data from DSDP Site 511, suggested that most of the organic-rich sediments on the Falkland Plateau were deposited during intermittent oceanic dysoxia–anoxia in the late Barremian–early Aptian interval (Wise et al., 1983; Mutterlose, 1989; Bralower et al., 1994). Subsequently, the interval 513–540 mbsf from DSDP Site 511 was interpreted as a record of part of the OAE 1a interval, based not only on biostratigraphic evidence, but also on organic-carbon isotopes ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}} < -30\text{‰}$) and relatively high TOC values (Jenkyns et al., 2012). Hence, organic-rich sediments cored at DSDP Site 511 could have recorded global dysoxia/anoxia rather than changes in basinal geometry during the opening of the South Atlantic. Furthermore, the timing of Lower Cretaceous stages and main paleoceanographic events, such as OAEs, are still debated (e.g., Fauth et al., 2022; Leandro et al., 2022; Azevedo et al., 2023). The exception is the top of the Aptian at 113.1 ± 0.3 Ma based on U-Pb dating of an ash layer at Vöhrum, northern Germany (Selby et al., 2009).

High-resolution investigations of Aptian–Albian sedimentary records have shown a match between carbon-isotope records and the long-eccentricity Milankovitch orbital cycles (Sprovieri et al., 2006; Giorgioni et al., 2012). In this study, we re-evaluate the chronostratigraphic framework of the Lower Cretaceous interval of DSDP 511 comprising the Aptian–Albian transition and the Albian–Cenomanian transition, based on high-resolution calcareous nannofossil zonation, as well as cyclostratigraphy and astronomical tuning of carbon- and oxygen-isotope ratios. Our goal is to verify whether the timing of organic-matter deposition bears any relation to global OAEs, or if more regional restriction imposed by tectonic configuration and paleoceanographic conditions exerted a dominant control on organic-matter burial in this stratigraphic sequence.

3.1.3 Materials and methods

3.1.3.1 DSDP Site 511

The data sets employed in this study were carried out on sediments of Site 511 that was drilled at the eastern end of Falkland Plateau between January 15th and 21th, 1980 during DSDP Leg 71 (Ludwig et al., 1983). This site offers the stratigraphically best constrained record currently available for the Cretaceous of the South Atlantic Ocean (Dummann et al., 2021).

Site 511 (latitude: 51°00.28'S; longitude: 46°58.30'W; Figure 3.1) was drilled in a water depth of 2589 m and penetrated 632 meters of sediment below the sea floor (mbsf), with a recovery of ~ 61%. The recovered section was divided into lithological units 1 to 6 from the top to the bottom (Ludwig et al., 1983). For the early Albian, palaeogeographic reconstructions indicate that this site was at ~61°S (Huber et al., 2018) with shallow-marine palaeodepths estimated as between 100 and 400 m (Basov & Krashenninikov, 1983; Pérez-Díaz & Eagles, 2017).

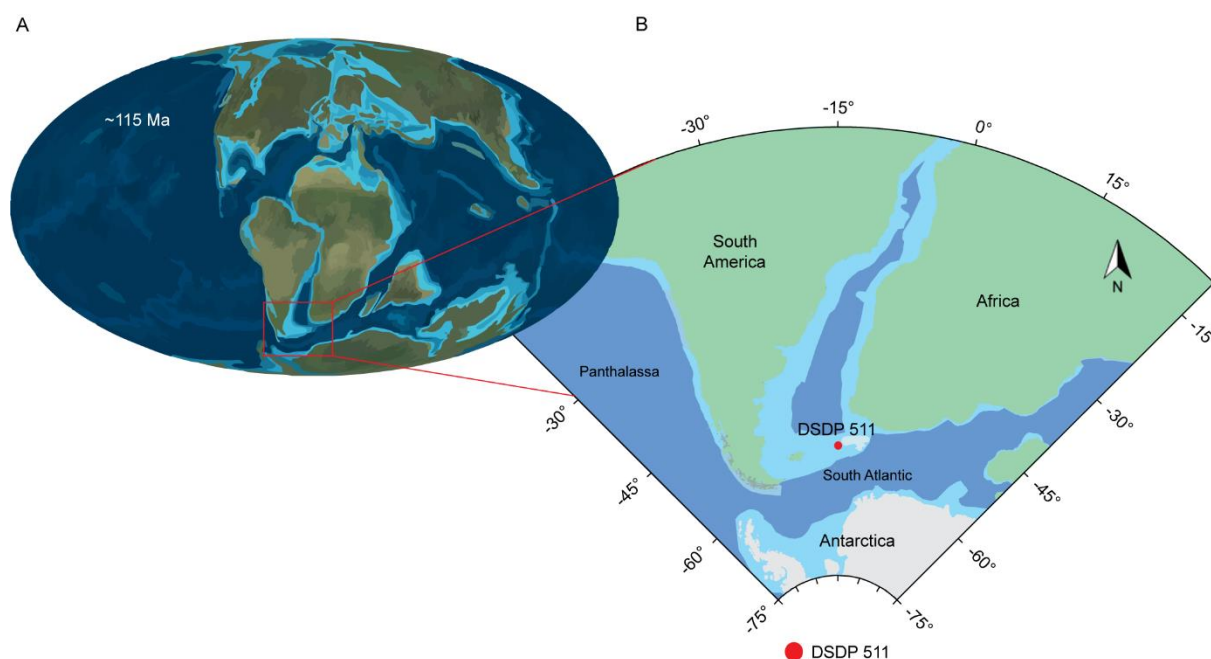


Figure 3.1. Paleogeographic reconstructions of the late Aptian – 115 Ma (Matthews et al., 2016), with A) a global map and B) location of the DSDP Site 511 in the southern South Atlantic Ocean.

Lower Cretaceous sediments were recovered at Site 511 between cores 62 to 49 (Basov & Krashenninikov, 1983). We investigated carbon and oxygen isotopes from the lowermost part of Unit 5, cores 55–49 (487.6–428.8 mbsf). Unit 5 consists of ~80 m of claystone, nannofossil claystone, and nannofossil chalk deposited during the early Albian–Turonian interval (Ludwig et al., 1983) (Figure 3.2).

3.1.3.2 Calcareous nannofossil biostratigraphy

A total of 48 samples was used to investigate the calcareous nannofossil biostratigraphy of DSDP Site 511 from the 56–53 cores, between 497.0 to 461.0 mbsf. Study of the calcareous nannofossils was performed on permanent smear-slides prepared using standard techniques and examined under a polarizing light microscope (cross-polarized, transmitted light, and quartz lamina), at 1250 \times magnification.

For the biostratigraphical subdivision of DSDP Site 511 by calcareous nannofossils, the NC zonation scheme of Bralower et al. (1995) for the Cretaceous was applied from the 56–53 cores. The zonation of the uppermost part of the studied interval, corresponding to cores 52–49 (between 461.0 to 428.8 mbsf), is based on calcareous nannofossil biostratigraphy of Bralower (1992).

3.1.3.3 Total inorganic and organic carbon (TIC and TOC)

Pyrolysis, Total Organic Carbon (TOC), and Total Inorganic Carbon (TIC) analyses from samples in the interval 487.6–428.8 mbsf were obtained by using the Coulomat and Rock-Eval 6 at the University of Oxford (UO). All powders were obtained by using agate pestle and mortar at UO, which were also used for carbon- and oxygen-isotope analyses. TOC and TIC were also analyzed by using a Ströhlein Coulomat 702 (manufactured by Firma Ströhlein GmbH, Kaarst, Germany). The Coulomat method used consists of weighing each sample in pairs. One sub-sample (~60–120mg) is put into a furnace at 420°C overnight in order to eliminate organic carbon and leave inorganic carbon as a residue, while the other (~30–60 mg) is reserved for measurement of total carbon (TC). Each sub-sample of the pair is introduced to the system, which consists of a high-temperature furnace (1350°C) in an oxygen stream attached to a titration cell in closed system. The CO₂ released by total breakdown of the sub-samples in the furnace is measured by the change of pH in the titration cell, which results from the dissolution of the CO₂. Then, a simple stoichiometric computation enables calculation of the weight percentage (% wt) of carbon in the sample. The sub-samples are analysed in sequence, TOC being the difference between TC and TIC. A total of 148 samples were analysed in pairs in the Coulomat and have both TIC and TOC values. TIC values are reported as wt %. The internal and external reproducibility of TOC and TIC values were accessed using the in-house SAB 134 standard and the IFP 160000 standard that were used to monitor Rock-Eval analyses. The in-house SAB 134 standard gave TOC and TIC average and standard deviation ($\pm 1\sigma$) of 2.94 ± 0.07 wt % and 6.05 ± 0.07 wt % ($n = 59$), respectively. The IFP 160000 standard gave average and standard deviation ($\pm 1\sigma$) of 3.39 ± 0.06 wt % ($n = 59$) and 3.16 ± 0.06 wt % ($n = 10$), respectively. Reported TOC and TIC values of IFP 160000 by Vinci Technologies® are 3.28 ± 0.14 wt % and 3.26 ± 0.12 wt %, respectively.

Differences between replicate samples were lower than 0.20 wt % ($n = 22$) and 0.13 wt % ($n = 18$) for TIC and TOC values, respectively. TIC values can be converted to CaCO₃ assuming that all inorganic carbon is combined with Ca by multiplying by a factor of 8.33, where TIC = 12 wt % is equivalent to 100 wt % CaCO₃.

3.1.3.4 Carbon and oxygen isotopes from carbonates ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$)

142 samples from the interval 487.6–428.8 mbsf were analyzed for carbon and oxygen isotopes ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$) on bulk rock at Universidade Estadual do Rio

de Janeiro (UERJ). A Kiel IV carbonate device coupled to Thermo Delta V Advantage mass spectrometer was used to perform analyses. Samples were reacted with purified phosphoric acid (H_3PO_4) at 90°C and the gas was analyzed online. Data are reported in parts per thousand (‰) relative to the Vienna Pee Dee Belemnite (VPDB) standard. The reproducibility of the IAEA CO-1 standard has given an average and standard deviation ($\pm \sigma$) of $2.48 \pm 0.05\text{‰}$ for $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O} = -2.46 \pm 0.10\text{‰}$, for $\delta^{18}\text{O}$ ($n = 53$) during the analyses of samples from DSDP Site 511. The IAEA CO-1 standard has reported values of $\delta^{13}\text{C} = 2.492 \pm 0.030 \text{‰}$ and of $\delta^{18}\text{O} = -2.437 \pm 0.073 \text{‰}$ (Stichler, 1995; Coplen et al., 2006).

3.1.3.5 Cyclostratigraphy

Due to the presence of large gaps (2–3 m) between cores 55 and 49, cyclostratigraphic analyses were performed on both carbon- and oxygen-isotope variations, with the depth-domain data sets covering the stratigraphic interval with the highest recovery (487.6–447.5 mbsf – cores 51–55). The original $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ measurements performed at UERJ provided unevenly spaced data sets (mean spacing data (MSD) $\cong 0.41\text{m}$; $\sigma = 0.16 \text{ m}$), and further measurements provided by Dummann et al. (2020) for the same stratigraphic interval were added in order to provide highly resolved coverage (MSD $\cong 0.27 \text{ m}$). Both data sets were subjected to linear interpolation and uniformly resampling every $\sim 30 \text{ cm}$ (= mean spacing of the series), and pre-whitened prior to spectral analysis by removing a 50% “loess” curve. Time-series analyses were carried out by using the multi-taper method (MTM) (Thomson, 1982) with a classical order 1 autoregressive red-noise null model based on MATLAB[®]-based Acycle software (Li et al., 2019), version 2.4.1. Potential astronomical frequencies that may correspond to those expected for the Aptian–Albian times were identified based on the La2004 astronomical solution (Laskar et al., 2004). The persistence and/or transience of the astronomical signals within the series were tested by means of Evolutive Harmonic Analysis (EHA) (Meyers et al., 2001). In addition, this method also provides information on changes in sedimentary accumulation rate (SAR) throughout the section.

In order to convert $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ data sets from the depth to the time domain and hence to build an age model for the 487.6–447.5 mbsf stratigraphic interval of DSDP 511, we performed astronomical tuning for both series by means of a low-pass filtering in order to isolate the interpreted long-eccentricity component sinusoidal curve from the data sets tuned according to the La2004 g2-g5 target curve, which does

not differ greatly from the La2011 solution for Aptian–Albian times (Liu et al., 2020; Leandro et al., 2022).

For estimating the optimal sedimentary accumulation rates (SARs), as well as to verify the best fit of in-depth and astronomical time records, we carried out time-scale optimization (TimeOpt) analysis (Meyers, 2015). In order to evaluate the stratigraphic SAR evolution, we employed the evolutionary TimeOpt technique (eTimeOpt; Meyers, 2019), which is a sliding window-based approach that provides a quantitative evaluation of a possible range for sedimentation rates (Da Silva et al., 2020). In our study, we used the TimeOpt and eTimeOpt tools available in the Acycle package.

3.1.4 Results

3.1.4.1 Calcareous Nannofossils

Preservation of calcareous nannofossils is moderate to good throughout the entire studied interval between 56 and 53 cores, between 499.0 to 461.0 mbsf. The stratigraphic interval between 497.00 to 447.43 mbsf corresponds to undivided NC8A-B subzones (Bralower et al., 1995), which is referred to the lower/middle Albian interval (Figure 3.2). In this study, we recognize the lower boundary of this composite subzone, defined by the First Occurrence (FO) of *Prediscosphaera columnata* (491.22 mbsf). The upper boundary of this subzone was defined by the FO of *Tranolithus orionatus* (447.43 mbsf), recognized in the previous study of Bralower (1992). *Hayesites albiensis*, which allows the subdivision of the NC8A and NC8B subzones, has not been found in the studied section. The FOs of several species (*Eiffellithus hancockii* 485.97 mbsf; *Sollasites falklandensis* 484.7 mbsf; *Cribrosphaerella ehrenbergii* 483.3 mbsf; and *Seribiscutum primitivum* 481.89 mbsf) are also compatible in age with the early/middle Albian interval (Young et al., 2023).

The middle/upper Albian was inferred by the FO of *T. orionatus* (447.43 mbsf) and the FO of *Eiffellithus turriseiffelii* (436.42 mbsf), recognized in the previous study of Bralower (1992). These bioevents indicate the composite zone NC8C-NC9 (Bralower et al., 1995) for the interval between 447.43 to 436.42 mbsf. *Axopodorhabdus albianus*, which allows the subdivision of the NC8C and NC9 subzones, was not recovered by Bralower (1992). However, the Last Occurrence (LO) of *S. falklandensis* at 444.85 mbsf (Bralower, 1992) indicates the presence of the lower/middle Albian (Panera, 2011) for the interval (447.43–444.85 mbsf).

The FO of *E. turriseiffelii* (436.42 mbsf) indicates that the upper stratigraphic interval (between 436.42 to 428.8 mbsf) corresponds to NC10 Zone, related to the upper Albian/early Cenomanian interval (Figure 3.2).

3.1.4.2 Geochemistry (TIC, TOC, $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, and $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$)

The TIC shows considerable stratigraphic variation, whereas the TOC shows overall relatively modest shifts (Figure 3.2A). The studied interval (487.6–428.8 mbsf) has low TIC values (2.0–7.3 wt %), except for ten samples with values lower than 2.0 wt %. Our data set shows the same range of values as obtained by Deroo et al. (1983), Parker et al. (1983) and Dias (1998). The TOC values usually range from 0.10 and 0.35 wt % (Figure 3.2B), with twelve samples that have TOC values lower than 0.1 wt %, four samples that have TOC values higher than 0.4 wt %, and another sample with a TOC value of 1.21 wt % at 429.69 mbsf. Because of these low TOC values, determinations of Hydrogen Index (HI) and Oxygen Index (OI) values were not deemed reliable.

In detail, the $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ profile (Figure 3.2C) exhibits two upward trends of decreasing values over the intervals 487.6–484.30 mbsf and 472.80–435.30 mbsf, whereas the intervals 484.30–472.80 mbsf and 435.30–432.60 mbsf show increasing $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ values (see black arrows in Figure 3.2C). The $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ profile shows a trend of increasing values from 487.6 mbsf up to ~469 mbsf (see black arrow in Figure 3.2D) and the interval from ~469 mbsf to the top of the analyzed section and is characterized by values mostly between -1.0 and 1.0 ‰ (Figure 3.2D). This study overlaps with previous investigations of the interval 428.81–487.6 mbsf, where data from belemnites from Price and Gröcke (2002), bulk carbonate content from Parker et al., (1983), Dias (1998), and Azevedo (2001), as well as foraminifera from Huber et al. (1995) that generally agree with those obtained in this study. The only exception is that $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ values of these mollusks are usually higher than those obtained from bulk rock in this study (Price & Gröcke, 2002), suggesting that these lighter $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ values carry a diagenetic overprint.

A negative excursion in $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ of ~ 2.4 ‰ was recognized in DSDP Site 511 between 487.32–485.39 mbsf (Figure 3.2C). Although this excursion occurs ~ 28 cm below the FO of the planktonic foraminifera *Microhedbergella renilaevis*, at 485.11 mbsf (Huber & Leckie, 2011), these chemo- and biostratigraphic data point to the Kilian Level because it is the closest negative excursion to the FO of *M. renilaevis* and occurs stratigraphically above the FO of *P. columnata* in the Vocontian Basin (SE

France) and Poggio le Guaine - PLG (Umbria–Marche, Italy) (Herrle et al., 2004; Coccioni et al., 2014) sections that are considered references for the lower Albian. However, there is not a particular single organic-rich level that could be used to identify the Kilian Level equivalent. Similarly, the Paquier Level equivalent is suggested to be in the interval 485.06–483.64 mbsf, where dark grey muddy nanofossil chalk levels are interbedded with red claystones (Figure 3.2), although it is not possible to rule out the possibility that this interval could be equivalent to the Leenhardt Level.

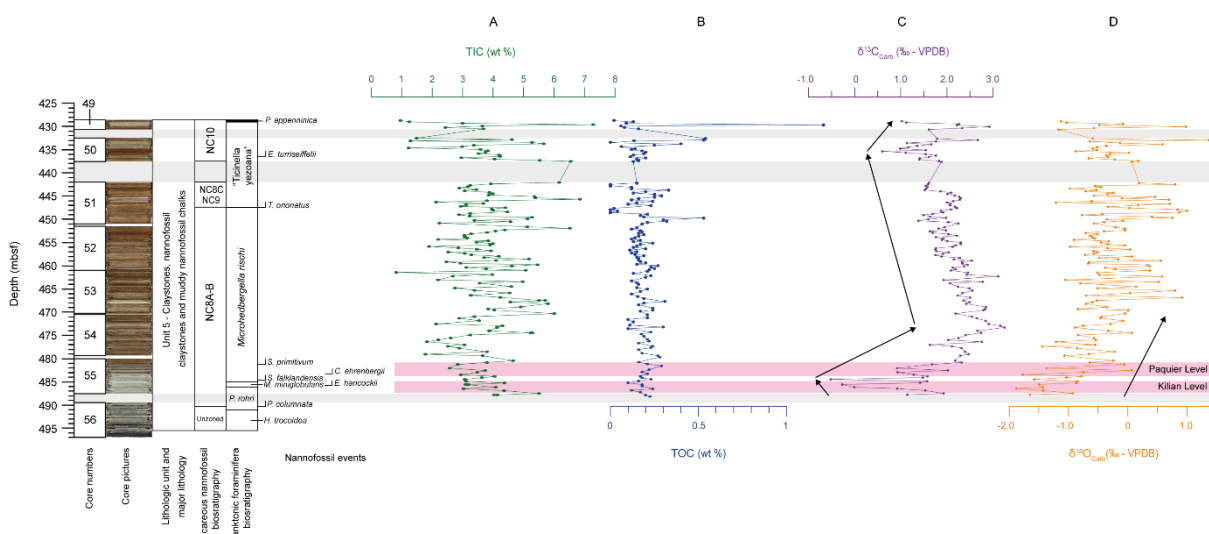


Figure 3.2. High-resolution carbonate parameters from DSDP Site 511. A) Total Inorganic Carbon (TIC); B) Total Organic Carbon (TOC); C) carbon and D) oxygen isotopes from bulk carbonate ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$). Numbers and pictures of the cores, lithological units and major lithologies after Deroo et al. (1983) and Ludwig et al. (1983). Arrows indicate the main trends in isotope data. Gray bands highlight the most significant gaps in data sampling. Pink bands highlight the interpreted Kilian and Paquier equivalent levels that constitute part of the OAE 1b cluster. Calcareous nanofossil biostratigraphy obtained in this study. Planktonic foraminifera biostratigraphy from Huber and Leckie (2011) and after Ando et al. (2013).

With regard to possible significant diagenetic overprint on carbon isotopes, Figure 3.3 shows cross-plots between the $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ data from this work (Figure 3.3A) and Price & Gröcke (2002) (Figure 3.3B), for DSDP Site 511. There is little correlation in DSDP Site 511 for the isotopic systems ($R^2 = 0.1918$ and $R^2 = 0.0665$; Figure 3A and B) suggesting that diagenetic effects have had little effect on $\delta^{13}\text{C}$ values.

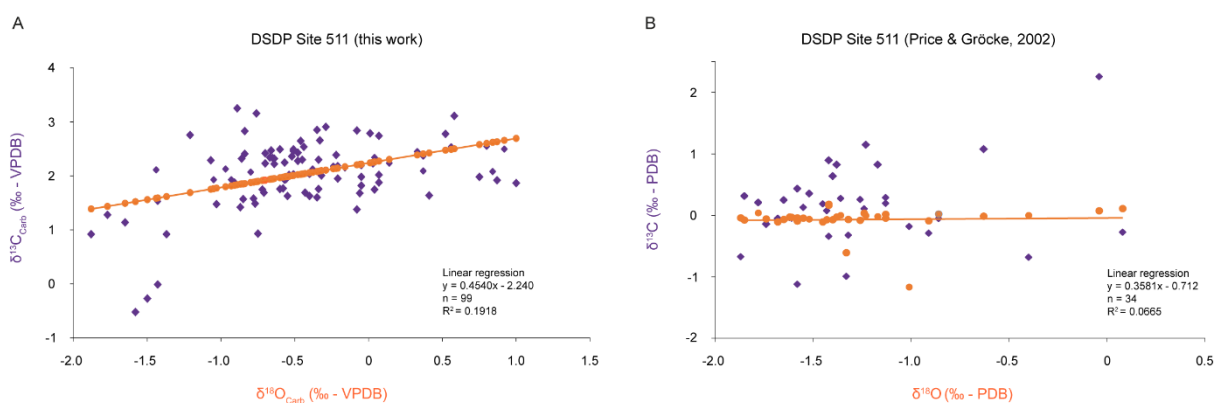


Figure 3.3. Cross-plots between carbon and oxygen isotopes from DSDP Site 511. A) This work. B) Price & Gröcke (2002).

3.1.4.3 Cyclostratigraphy

MTM-based spectral analyses of the $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ data sets (Figure 4) exhibit a range of frequencies with significant spectral peaks exceeding the 95% confidence level (CL) (Figure 3.4A and B, top). The wavelength ratios verified for specific spectral peaks in the $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (402:107:88 = 4.56:1.21:1) and $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ (419:117:88 = 4.76:1.32:1) spectra resemble the predicted Milankovitch spectral peak ratios for Albian times (405:125:95 = 4.26:1.3:1) (Waltham, 2015). Patterns revealed by combining the MTM and EHA analysis indicated that the spectral peak bands for the isotope data ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$) of 64–94 cm and 75–96 cm could be the expression of the 95-kyr short eccentricity (e_{95}). The 125-kyr short eccentricity (e_{125}) was respectively inferred for the $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ series as expressed by the 101–193 cm and 100–187 spectral bands. The spectral content constrained by the 268–609 cm ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$) and 283–744 cm ($\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$) spectral bands were interpreted as linked to the g_2 - g_5 long-eccentricity cycle (E). Although we clearly identified an unequivocal record for the long- and short-eccentricity cycles embedded in both stable isotope data sets, it was not possible to recognize obliquity and precession, probably due to the low sampling resolution (~30 cm).

3.1.3.4.1 Astronomical tuning

By using a low-pass filter with cut-off frequency of 0.39 cycles/m, we isolated the interpreted 405-kyr long-eccentricity component from the $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ dataset. Therefore, we built the ~405-kyr tuned age model for the DSDP Site 511 based on the long-eccentricity low-pass filter output from $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ data (Figure 3.5B, in green) and the g_2 - g_5 target curve from the La2004 astronomical solution (Laskar et al., 2004) for Albian

time (Figure 3.5C, in red). Since there are no available radiometric ages for the late Albian at DSDP Site 511, we assigned the stratigraphic position at the onset of the Kilian Level (485.11 mbsf) to ~113.5 Ma (Fauth et al., 2022). This procedure allowed us to build a floating astronomical timescale (ATS) based on a sequence of 9 long-eccentricity bundles and an age model for the lower–middle Albian of DSDP Site 511 comprising ~3.7 Myr (487.6–447.5 mbsf) (Figure 3.5D). From the $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ data age model, we can infer ages of ~113.64 Ma for first occurrence (FO) of *Microhedbergella rischi* and ~113.69 Ma for FO of *M. renilaevis* at (485.11 mbsf), which is used to define the base of the Albian (Kennedy et al., 2014; Fauth et al., 2022; Leandro et al., 2022), as well as the onset of the Kilian Level that shows a duration of ~220 kyr (Figure 3.5D, pink band).

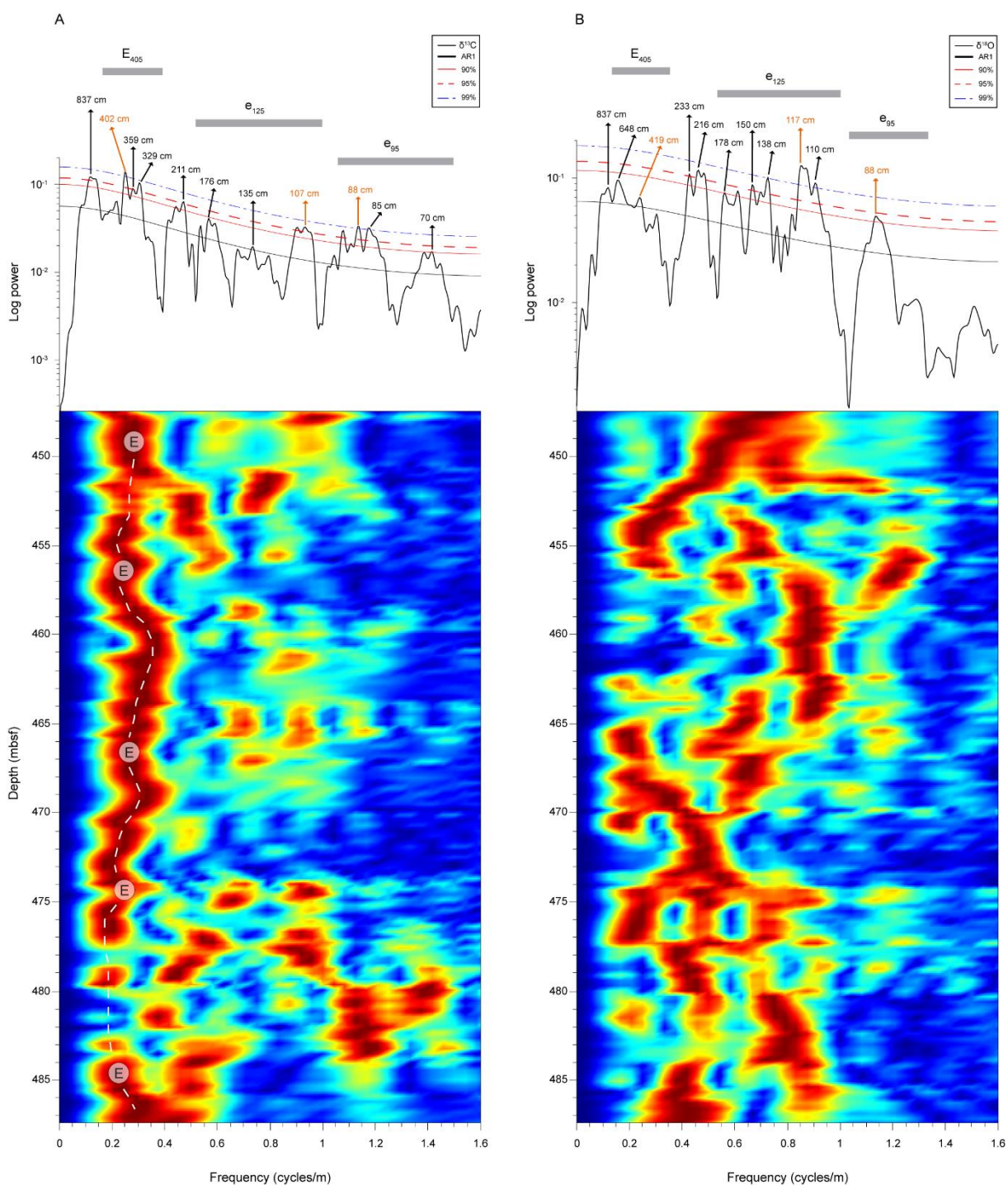


Figure 3.4. Cyclostratigraphic analyses for A) carbon and B) oxygen isotope depth-domain data sets for DSDP Site 511. Top - 4 π multi-taper method (MTM) power spectrum associated with the first-order autoregressive (AR1) confidence levels. Bottom - normalized amplitude of an evulsive harmonic analysis (EHA). The dashed line indicates the tracking wavelength record of the long-eccentricity (E_{405}) component for the $\delta^{13}C$ data set.

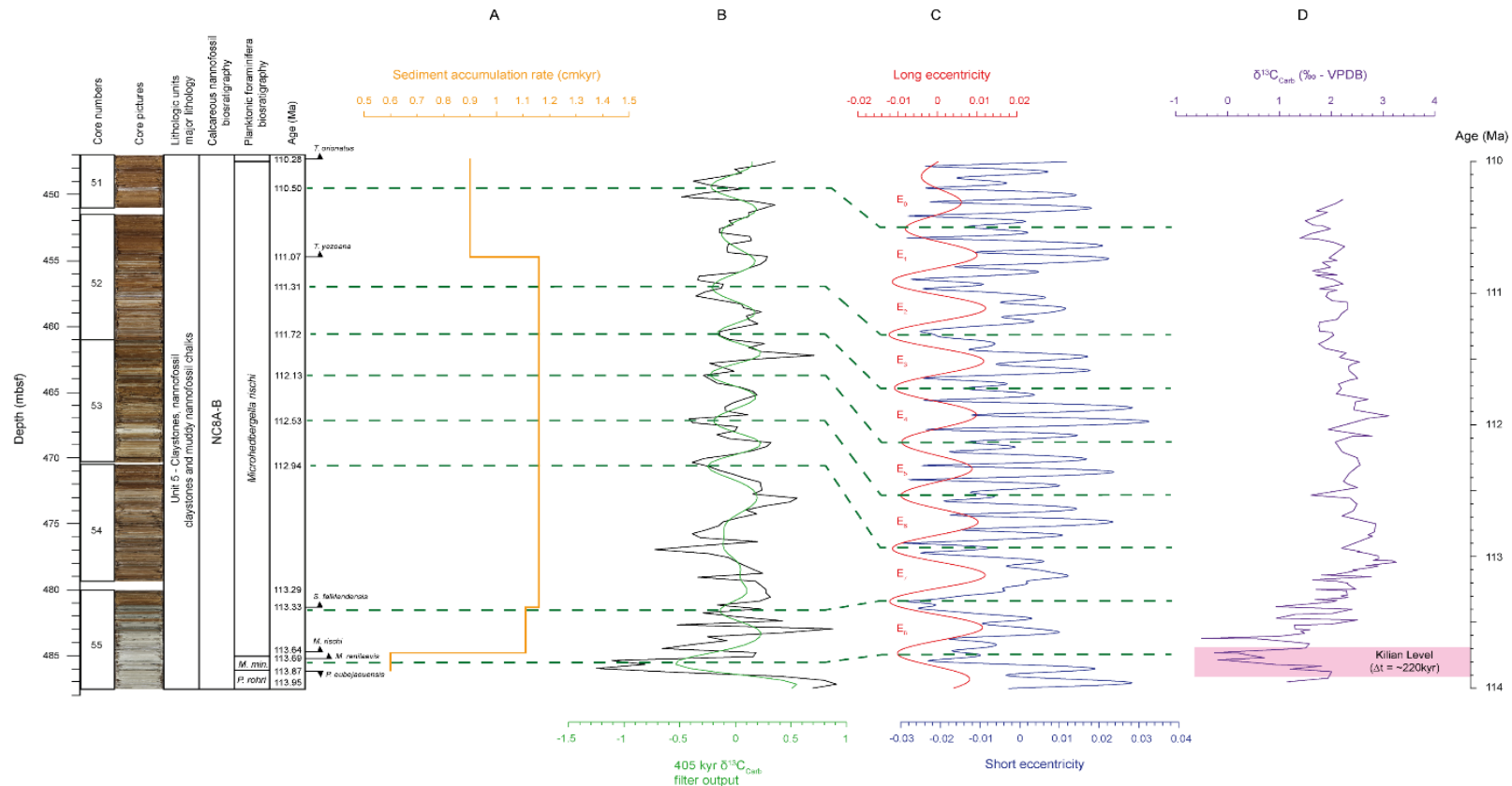


Figure 3.5. Astronomical calibration of DSDP Site 511. A) Sedimentary accumulation rate (SAR) curve based on 405-kyr tuning (orange). B) $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ data with linear interpolation and LOESS detrending (black line) and 405-kyr filter output (green line). C) La2004 orbital solutions (Laskar et al., 2004) for the eccentricity cycles of ~ 100 kyr (blue line) and ~ 405 kyr (red line). D) Data calibrated by long eccentricity (purple). The pink band highlights the Kilian Level ($\Delta t = \sim 220$ kyr). Numbers and pictures of the cores, lithological unit, and major lithologies after Deroo et al. (1983) and Ludwig et al. (1983). Calcareous nannofossil biostratigraphy obtained in this study. Planktonic foraminifera biostratigraphy from Huber & Leckie (2011) and Ando et al. (2013).

3.1.3.5 SAR analysis

By integrating the existing biostratigraphy for DSDP 511 (Bralower, 1992; Huber & Leckie, 2011) with the ages obtained from our astronomical calibration, we were able to estimate a mean sedimentation rate of ~ 1.16 cm/kyr for the interval 487.6–447.5 mbsf (Figure 3.5A). This figure was tested statistically by means of TimeOpt (Meyers, 2015, 2019) and evolutionary TimeOpt (eTimeOpt; Meyers, 2019) analyses. From the TimeOpt evaluation we noticed that the short-eccentricity envelope of the $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ series shows a good match to the modeled forcing when using the orbital parameter estimates from the Waltham (2015) numerical model for 112 Ma (Figure 3.6).

TimeOpt analysis (Figure 3.6) indicates an r^2_{opt} maximum at a SAR of 1.089 cm/kyr, for which TimeOptSim analysis estimates a very low p-value (= 0.01072; Figure 3.6G). The r^2 envelope assessment (Figure 3.6E) indicates a much faster SAR at ~ 1.08901 cm/kyr with a higher p-value of 0.02584 (Figure 3.6H); r^2 power (Figure 3.6I) indicates a slower SAR of ~ 0.87 cm/kyr, with a highest p-value of 0.10656 (Figure 3.6I). Adopting 1.089 cm/kyr as the optimal SAR leads to a periodogram of the $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ series with a strong orbital long-eccentricity signature (Figure 3.6C). Similarly, the eTimeOpt analysis (Figure 3.6A–C) suggests long-term changes in average SAR. The sedimentation history is most unambiguously resolved in the spectral power fit (r^2 power), and the envelope and spectral power fit (r^2_{opt}), identifying three sedimentation rate regimes (Figure 3.6E–G): (1) a region of relatively stable sedimentation (~ 484 to ~ 466 mbsf) with an average sedimentation rate of ~ 1.05 – ~ 1.2 cm/kyr, presenting a more pronounced interval in the r^2_{opt} (~ 469 to ~ 474 mbsf) with a SAR of ~ 1.12 cm/kyr, (2) a slightly increasing trend in sedimentation rate (~ 1.32 cm/kyr) in the interval from ~ 466 to ~ 456 mbsf (showed in r^2 envelope and r^2_{opt} , Figure 3.6), and (3) a progressive decline in sedimentation rates for the rest of the section, evidenced by the spectral power fit r^2 power (SAR ranging from ~ 0.87 to ~ 1.07 cm/kyr). The interval below ~ 485 mbsf shows a drop in SAR value (~ 0.6 cm/kyr), which is not observed in the eTimeOpt analysis. Since TimeOpt and eTimeOpt analyses are sensitive when analyzing intervals with variable sediment accumulation rates (Dinarès-Turell et al., 2018) and may underperform, we chose not to consider the SAR interpretation in the interval below 485 mbsf. We defined the interval between 485–455 mbsf as the most reliable for us to analyze the variation in SAR.

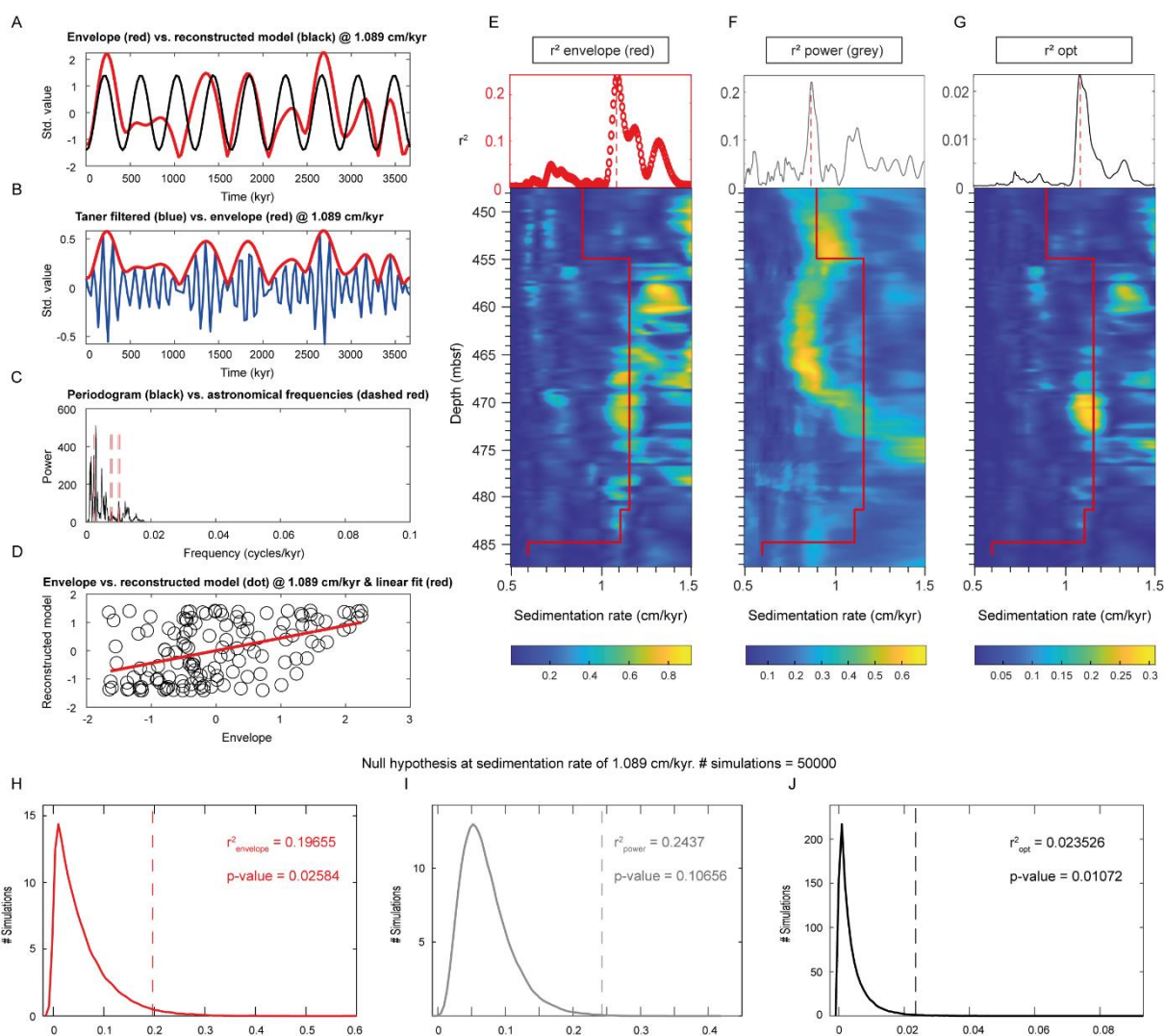


Figure 3.6. TimeOpt analysis (A–D), eTimeOpt sedimentation rate map (E–G) (analysis using a moving normalized window of 13 meters) and Monte Carlo simulation (H–J) results of the $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ series in DSDP Site 511 (487.6–447.5 mbsf). TimeOpt analysis: A) Comparison of the band-passed short-eccentricity (black line) and the data-amplitude envelope (red line) determined via the Hilbert transform (Taner et al., 1979). B) Comparison of the data-amplitude envelope (red line) and the TimeOpt-reconstructed eccentricity model (blue line). C) Periodogram for the $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ data, given the TimeOpt derived sedimentation rate of 1.089 cm/kyr (black line). Dashed red lines indicate long (E, 405 kyr) and short (e, 125–95 kyr) eccentricity. D) Cross-plot of the data-amplitude envelope and the TimeOpt-reconstructed eccentricity model in panel “a”. eTimeOpt analysis: E) Squared Pearson correlation coefficient for the amplitude envelope fit (r^2 envelope). F) Squared Pearson correlation coefficient for the spectral power fit (r^2 spectral). G) Results from the combined envelope and spectral fit (r^2 opt). The sliding window is 13 m and the number of sliding steps is 0.12. The test

sedimentation rates are from 0.5 to 1.5 cm/kyr with a step of 0.1 cm/kyr. Sedimentation rate curves are based on our floating ATS (red line). H) 50000 Monte Carlo simulations of AR1 red noise at the sedimentation rate indicated by the amplitude envelope of the precession index band (4.5 cm/kyr; $r^2_{\text{envelope}} = 0.23118$; $p = 0.56668$). I) 50000 Monte Carlo simulations of AR1 red noise at the sedimentation rate indicated by the orbital eccentricity model (2.7 cm/kyr; $r^2_{\text{power}} = 0.31519$; $p = 0.00358$). J) 50000 Monte Carlo simulations of AR1 red noise at the optimal sedimentation rate (2.9522 cm/kyr; $r^2_{\text{opt}} = 0.027776$, $p = 0.05776$).

3.1.4 Discussion

3.1.4.1 Biostratigraphy and Albian floating astronomical timescale (ATS) in the Falkland Plateau

Our work provides a detailed Albian time-depth framework for DSDP Site 511, with a high-resolution biostratigraphic study that indicates the depths and tuned ages for different zonal markers of calcareous nannofossils observed in the sediments (Table 3.1), correlated with planktonic foraminiferal zonal markers recovered in previous studies (Huber & Leckie, 2011). These results demonstrate that our floating ATS matches reasonably well with the numerical ages of biostratigraphic events (Bralower, 1992; Huber & Leckie, 2011; Gradstein et al., 2020; Fauth et al., 2022). Five out of six biostratigraphic events agree within a 405-kyr eccentricity cycle offset. Moreover, the sedimentation rate curve derived from recognized 405-kyr cycles (~ 1.16 cm/kyr) is consistent with the objective sedimentation rate results of eTimeOpt (1.089 cm/kyr) (Figure 3.6G), especially in the interval between the depths of 485–455 mbsf, which contains the largest amount of studied data.

Our time scale and reported ages have one important point that give confidence to our interpretation: namely, the FO and LO of *Sollasites falklandensis* (484.7–444.85 mbsf, respectively). The biostratigraphic significance of this calcareous nannofossil species is such that its range is widely assumed to extend from the lower to the middle Albian interval (Panera, 2011). The importance of *S. falklandensis* as a biostratigraphic and paleoceanographic marker species thereby facilitates the reconstruction of the geological history of the basin, including the placement of the middle Albian boundary and the interpretation of the general paleoenvironmental conditions, such as cold surface waters and an epicontinental shelf environment (Panera, 2011). The Last Appearance Datum (LAD) of *S. falklandensis* is, therefore, most useful at present in

the biostratigraphy in the Austral realm. This event is calibrated with the LAD of the planktonic foraminifera *Globigerinelloides gyroidinaeformis* recovered in the same sequences (Panera, 2011), a marker species that became extinct after the middle Albian (Krasheninnikov & Basov, 1983).

DSDP Site 511 is one of the few places where a complete planktonic foraminiferal zonation of the Aptian–Albian transition is present (Huber & Leckie, 2011). Hence, it potentially records the carbon-isotope excursions and/or organic rich-levels that define the OAE 1b cluster of subevents, which has been recognized in the Tethyan and North Atlantic regions (e.g., Herrle et al., 2004; Trabucho Alexandre et al., 2011; Coccioni et al., 2014). In the Vocontian Basin, four organic-rich levels that are named Jacob, Kilian, Paquier, and Leenhardt levels (Bréhéret, 1994) have been considered records of OAE 1b, although some studies include just three levels (Jacob, Kilian, and Paquier) (Trabucho Alexandre et al., 2011) or just the Paquier (Herrle et al., 2004).

The onset level of the Kilian occurs immediately below the FO of *M. rischi* (484.75 mbsf) at DSDP Site 511, similar to its stratigraphic position in Core SER-03 in the Sergipe-Alagoas Basin, Brazil, South Atlantic Ocean (Fauth et al., 2022), PLG (Coccioni et al., 2014), and Vocontian Basin (Kennedy et al., 2017), and coincides with the LO of the planktonic foraminifera *M. renilaevis*, and occurring stratigraphically above the LO of *P. columnata*. In DSDP Site 511, the Kilian Level shows a duration of ~220 kyr, which is in accordance with estimates in the Core SER-03 (~200 kyr; Fauth et al., 2022).

The Paquier and Leenhardt levels occur stratigraphically above the Kilian Level, within the planktonic foraminifera *M. rischi* zone. At DSDP Site 511, the LO of the planktonic foraminifera *M. renilaevis* is at 485.11 mbsf (113.69 Ma; Table 3.1) (Huber & Leckie, 2011), and the FO of the calcareous nannofossil *P. columnata* is at 491.22 mbsf, based in this study, which defines the base of the NC8A subzone.

Table 3.1. Comparison of ages for biostratigraphic events (FO = First Occurrence; LO = Last Occurrence) for planktonic foraminifera and calcareous nannofossil zonal marker species.

Biostratigraphic zones	Depth (mbsf)	Age (Ma)	References
		This study References	
FO <i>T. orionatus</i>	447.43	110.28 110.73	Bralower (1992)

FO <i>T. yezoana</i>	454.75	111.07 111.17	Huber & Leckie (2011)
FO <i>S. falklandensis</i>	*484.7	113.33 112.63	Bralower (1992)
FO <i>M. rischi</i>	484.75	113.64 112.96 112.96 113.33 (± 124 kyr)	Bralower (1992) GTS 2020 Fauth et al. (2022)
FO <i>M. renilaevis</i>	485.11	113.69 113.46 (± 130 kyr)	Fauth et al. (2022)
LO <i>P. eubejaouensis</i>	486.14	113.87 113.26	Huber & Leckie (2011)

*This study.

3.1.4.2 Albian cyclostratigraphy and time scales

One of the main problems encountered in any calculation of duration of the Albian Stage has been differences in definitions of its base, which have been rooted variously on ammonite and calcareous nannofossil criteria (Gale et al., 2011). We used the FO of *M. renilaevis* (285.11 mbsf), which is considered a marker for the base of the Albian (e.g., Kennedy et al., 2017; GTS 2020; Fauth et al., 2022; Leandro et al., 2022). Thus, the new results from the DSDP Site 511 presented herein allowed us to propose a correlation with cyclostratigraphy of other Albian successions.

In the Scisti (or Marne) a Fucoidi in Umbria–Marche, Italy, the duration of the Albian Stage was estimated as 11.6 ± 0.2 Ma, based on cycle counting and identification of bundled cycles to produce an orbital timescale (Fiet et al., 2001). The base of the Stage was taken at the FO of the nannofossil *P. columnata* and the micropaleontology was used to cross-correlate into ammonite bearing successions and thus infer the durations of successive ammonite zones.

Another age model was developed for the Albian Stage in the Italian Scisti a Fucoidi, based on photogrammetry that was used to generate time series derived from a combination of core (the Piobbico Core) and outcrop (Grippo et al., 2004). These authors identified precession, obliquity and the 100- and 406-kyr eccentricity cycles and numbered the 406-kyr cycles 1–31 from the base of the Cenomanian (FO *Th. globotruncanoides*) downwards. Uncertainty concerning the position of the base of the

Albian (absence of ammonite data) did not allow precise calculation of the timespan for this stage, but they suggested the Albian to be 11.8 ± 0.4 Ma in length, taking a midpoint between the FOs of *P. columnata* and *T. primula* as the base of the stage.

The new high-resolution data from the Col de Palluel, Hautes-Alpes, France formed the basis for a new Albian chronostratigraphy, including an orbital time scale, ammonite, planktonic foraminifera and calcareous nannofossil biostratigraphy, and carbon-isotope events (Gale et al., 2011). These authors used micropaleontological data to establish biostratigraphical correlation between Gubbio (Erba, 1988, 1992; Premoli Silva & Sliter, 1995) and the Col de Palluel, and thus apply the orbital timescale of Grippo et al. (2004) to the ammonite-bearing sequence in the Vocontian Basin. On this basis, they have tentatively correlated the 406-kyr eccentricity cycles identified at the Col de Palluel with those recognized in Italy (Grippo et al, 2004). They used the GSSP at Tartonne in SE France, for the base of the Albian Stage given by the FO of *Leymeriella tardefurcata* (Kennedy et al., 2000), which is coincident with the base of the organic-rich Paquier Level, and a well-developed negative carbon-isotope excursion (Herrle, 2002). This exercise provided a duration of the Albian of 10.54 Ma, significantly shorter than the ~11.8 Ma calculated by Grippo et al. (2004).

A high-resolution carbonate carbon-isotope record of the Scisti a Fucoidi Formation was used for the spectral analyses for the Albian interval (Giorgioni et al., 2012). The analyses revealed a prominent 400-kyr cyclicity in the $\delta^{13}\text{C}$ curve, which correlates with the Milankovitch long- eccentricity orbital frequency. The results showed 19 cycles of 400 kyr for the Albian, which represents a duration of ~7.6 Ma.

In the Sergipe-Alagoas Basin, Core SER-03 from South Atlantic Ocean, an astronomical calibration was performed utilizing planktonic foraminiferal and calcareous nannofossil bioevents within a complete marine sedimentary succession (Fauth et al., 2022). The SER-03 astrochronology was based on the tuning of a high-resolution gamma-ray record to the long-eccentricity (405 kyr) metronome, and the results cover the interval between ~114.7 and 109.5 Ma, comprising the latest Aptian to middle Albian interval.

Based on these cyclostratigraphy studies we can observe that the estimates for the duration of the Albian Stage vary between 11.8 and 7.6 Ma. Our astronomical calibration showed ~9 cycles of 405 kyr in the studied interval (~487.6–447.5 mbsf), which represents an interval of ~3.7 Myr. These results indicate that we are not analyzing an interval that comprises the entire Albian and that the interval between

cores 51–55 (Figure 3.5) probably represents the interval of the lower to middle part of the stage.

According to Gale et al. (2011), the early Albian had a duration of approximately 0.6 Ma and the middle Albian 2.84 Ma, which would represent a combined duration of ~3.4 Ma. Giorgioni et al. (2012), showed ~7.5 cycles of 400 kyr for the lower and middle Albian. The presence of the FO and LO of *S. falklandensis* in DSDP Site 511 (484.7–444.85 mbsf, respectively) is another factor that corroborates the fact that we are analyzing the lower and middle Albian, as it is a biostratigraphic and paleoceanographic marker for this interval in high-latitude areas (Panera, 2011). Most of the Albian time falls in the late Albian, represented by sediments stratigraphically above core 51 in DSDP Site 511.

3.1.4.3 Aptian–Albian transition and OAE 1b: correlation between South Atlantic and Tethyan sections

At DSDP Site 511, the carbon-isotope excursions and/or organic rich-levels that define the OAE 1b subevents cluster are potentially recorded. OAE1b was one of the most prolonged OAEs, which has been recognized in the Tethyan sedimentary rock records, composed of four black shale horizons (the 113/Jacob, Kilian, Paquier/Urbino, and Leenhardt levels) (Coccioni et al., 2014), and North Atlantic regions (e.g., DSDP Site 545, Herrle et al., 2004; ODP Site 1049, Huber et al., 2011; and ODP Site 1276; Trabucho Alexandre et al., 2011). Although OAE 1b is characterized by black shales in the Tethyan–Atlantic area, at DSDP Site 511 a transition to more oxygenated environments is recorded, with deposition of grey claystones and marls. The Aptian–Albian transition is marked by the presence of red claystones and ‘coquinas’, just above the OAE 1b Level, that likely record an increase in bottom-current activity.

In several studies, the Kilian Level that coincides with the LO of the planktonic foraminifera *M. renilaevis*, situated stratigraphically above the LO of *P. columnata* (Petrizzo et al., 2012; Kennedy et al., 2014), and the Paquier and Leenhardt levels that occur above the Kilian Level, within the planktonic foraminifera *M. rischi* zone, show negative carbon-isotope excursions (Herrle et al., 2004; Trabucho Alexandre et al., 2011; Coccioni et al., 2014). In our studied interval (cores 51–55), specifically between ~485.2 and ~484.7 mbsf), and centered at the FO of *M. renilaevis*, TOC decreased to ~0.1% accompanied by low $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ values (~ -0.2‰) (Figure 3.2A, C). These geochemical signatures at DSDP Site 511, associated with astronomically calibrated bioevents, suggest that this interval corresponds to the OAE 1b Kilian Level at ~113.8

Ma. The Kilian Level is characterized by low $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ values in the Vocontian Basin (Herrle et al., 2004; Kennedy et al., 2017), the Cedar Mountain Formation, eastern Utah, USA (Ludvigson et al., 2010), the Sergipe-Alagoas Basin (Fauth et al., 2022), and in the PLG section (Coccioni et al., 2014; Figure 3.7D). The geochemical signatures do not allow the Paquier and Leenhard levels to be clearly defined at DSDP Site 511 so we do not estimate ages and durations for these levels.

As is observed in Core SER-03, Brazil (Fauth et al., 2022; Figure 3.7C) and PLG, Italy (Coccioni et al., 2014; Figure 3.7D) the onset level of the Kilian is located immediately below the FO of *M. rischi* in DSDP Site 511 (Figure 3.7B). According to our age model for this site, the Kilian Level had a timespan of ± 220 kyr, which is very similar to the duration reconstructed in the Sergipe–Alagoas Basin (~ 200 kyr; Fauth et al., 2022), and in accordance with estimates for the PLG section in Umbria-Marche (Coccioni et al., 2014).

The Aptian–Albian transition was placed from 486.12 to 486.14 mbsf at DSDP Site 511 (Core 55), at a depth where heavily calcified Aptian planktonic foraminifera disappear (Huber & Leckie, 2011). However, in a recent study, the GSSP for the Aptian–Albian boundary (~ 113.2 Ma; Gale et al., 2020) was reported to be the FO of *M. renilaevis* in the Kilian Level at Col de Pré-Guittard, Vocontian basin, France (Kennedy et al., 2014). We hence placed the stage boundary at the level of the FO of *M. renilaevis* at 485.11 mbsf in DSDP Site 511 in accordance with the GSSP definition (Figure 3.7). The FO of *M. rischi* was astronomically calibrated as 113.64 Ma at DSDP Site 511; 113.33 Ma (± 124 kyr) in Core SER-03; and 113.00 Ma in the PLG Core (Leandro et al., 2022). Our Albian astrochronology for DSDP Site 511 is largely compatible with that shown by Fauth et al. (2022), although it exhibits an age discrepancy ranging from 100–360 kyr for the base Albian (FO of *M. renilaevis*; Table 3.1). This discrepancy is less than a 405-kyr eccentricity cycle.

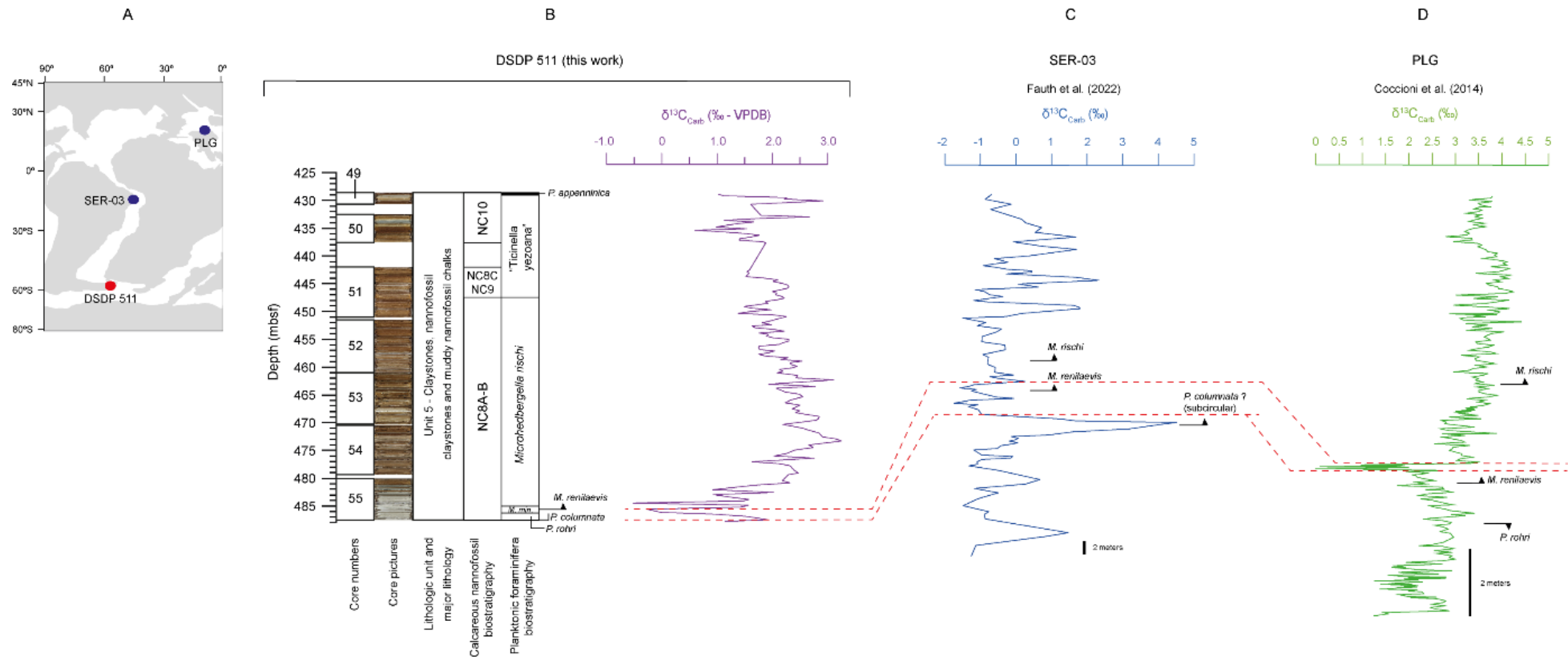


Figure 3.7. Correlation of lower Albian $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ records. A) Map generated with the ODSN paleogeographic reconstruction system (ODSN Plate Tectonic Reconstruction Service; ~113 Ma). $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ of B) DSDP Site 511, C) Core SER-03, Brazil (Fauth et al., 2022), and D) PLG section, Italy (Coccioni et al., 2014). Dashed red lines show a negative $\delta^{13}\text{C}$ excursion that represents the local expression of the Kilian Level.

The negative carbon-isotope shift at DSDP Site 511 (~485.0 mbsf; Figure 3.7B) could represent the chemostratigraphic signature of the Aptian–Albian boundary widely reported from the Tethyan and Atlantic regions (Herrle et al., 2004; McAnena et al., 2013; Coccioni et al., 2014). Given that the $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ values are lower at DSDP Site 511 (~ -0.5‰) than those of other Tethyan, Atlantic and Pacific sites (e.g., up to -0.35‰ in the Umbria–Marche Basin, Italy: Coccioni et al., 2014; ~1.5‰ in the Vocontian Basin, France: Herrle et al., 2004; ~2.5‰ DSDP Site 463, Mid-Pacific: Matsumoto et al., 2020; and ~0.5‰ at DSDP Site 545, Morocco: McAnena et al., 2013), the depositional setting at DSDP Site 511 may have been closer to sources of carbon with lower $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ values than at other sites (Matsumoto et al., 2023).

One of the candidates for a source of low $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ is related to nearly synchronous events of volcanic degassing (e.g., Leckie et al., 2002; Matsumoto et al., 2023). Previous studies have suggested that massive subaerial volcanic events formed the Kerguelen Plateau at southern high latitudes during Aptian–Albian boundary time, as well as intense production of oceanic crust and increase of stratification in the water column (e.g., Coffin et al., 2002; Duncan, 2002; Leckie et al., 2002; Jiang et al., 2021; Bruno et al., 2022). Another alternative carbon-cycle mechanism would be decomposition of gas hydrates induced by warming near the depositional area that may have released a large amount of carbon into the atmosphere and thereby led to the abrupt negative shift of $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (Matsumoto et al., 2023). Significantly, the timing of the negative carbon-isotope trough corresponds roughly to the onset of global warming (e.g., McAnena et al., 2013; Herrle et al., 2015).

Furthermore, because DSDP Site 511 was close to the oceanic ridge between South America, Africa, and Antarctica, active outgassing through hydrothermal activity associated with the breakup of Gondwana may also have contributed to the low $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ values and created faults on the Falkland Plateau (Matsumoto et al., 2023). A negative $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ shift in bulk carbonate around the Aptian–Albian boundary at DSDP Site 511 was also reported by Dumann et al. (2020). Because no negative shift in $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ was found within the interval, Dumann et al. (2020) concluded that the negative $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ excursion represented a diagenetic overprint. However, negative $\delta^{13}\text{C}$ spikes of bulk carbonate and organic matter have been reported globally during OAE1b (e.g., Herrle et al., 2004; McAnena et al., 2013; Coccioni et al., 2014; Matsumoto et al., 2020) and there is no support for a diagenetic overprint in the DSDP Site 511 data (Figure 3.3).

3.1.5 Conclusions

Cyclostratigraphic analysis was performed on the $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ series of the Albian interval from DSDP site 511 (cores 51–55), Falkland Plateau, which is one of the most detailed sedimentary records of this period. The main conclusions of this study are as follows:

1. Carbon- and oxygen-isotope data sets contain a record of 405-kyr periodicity, which correlates with the long-eccentricity Milankovitch cycle.
2. By combining new biostratigraphic and high-resolution isotopic data, a 405-kyr calibrated floating astronomical timescale was constructed for DSDP Site 511. We can thus infer an age of ~ 113.69 Ma for the FO of the foraminifera *M. renilaevis* (485.11 mbsf), which is used to define the Aptian–Albian transition.
3. The chronostratigraphic study also provides a timespan of ~ 220 kyr for the Kilian Level (OAE 1b).
4. Our astronomical calibration showed ~ 9 long-period eccentricity cycles in the interval between 487.6–447.5 mbsf (cores 51–55), which represents a timespan of ~ 3.7 Myr. When combined with our new nannofossil results, these data indicate that the studied interval likely comprises the lower to middle Albian interval. The presence of the nannofossil *S. falklandensis* (481.3–444.85 mbsf) is a factor that supports this interpretation, as it is a biostratigraphic and paleoceanographic marker for this interval in high-latitude areas.

3.1.6 Acknowledgments

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). C.G.L. is supported by the Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq – grant 141093/2018-8). J.F.S also acknowledges the Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio Grande do Sul (FAPERGS) (grant #16/2551-0000213-4), and CNPq (grants #304022/2018-7, #201508/2009- 5, #427280/2018-4, #311231/2021-7).

3.1.7 References

- Ando, A., Huber, B.T. & Premoli Silva, I. 2013. *Paraticinella rohri* (Bolli, 1959) as the valid name for the latest Aptian zonal marker species of planktonic foraminifera traditionally called *bejaouaensis* or *eubejaouaensis*. *Cretaceous Research*, 45: 275–287. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2013.05.002>
- Azevedo, R.L.M. 2001. *O Albiano no Atlântico sul: Estratigrafia, paleoceanografia e relações globais*, (Doctoral dissertation). (<https://doi.org/10.5327/Z2317-4889201400020012>). Porto Alegre, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Azevedo, R.L.M., Antunes, R.L. & Bruno, M.D.R. 2023. Issues in the identification of the Aptian/Albian boundary in South Atlantic basins and beyond. *Carnets de Geologie*, 23(1): 1–42. <https://doi.org/10.2110/carnets.2023.2301>
- Basov, I.A. & Krasheninnikov, V.A. 1983. Benthic foraminifers in Mesozoic and Cenozoic sediments of the southwestern Atlantic as an indicator of paleoenvironment, Deep Sea Drilling Project Leg 71. *In*: Ludwig, W. J., Krasheninnikov, V. A., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Vo. 71. U.S. Government Printing Office, Washington DC (USA), p. 739–787.
- 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. <https://doi.org/10.5194/cp-11-383-2015>
- Bralower, T.J. 1992. Aptian-Albian Calcareous Nannofossil Biostratigraphy of ODP Site 763 and the Correlation Between High- and Low-Latitude Zonations. *In*: Duncan, R. A., Rea, D. K., Kidd, R. B., von Rad, U., Weissel, J. K. (Eds.), Synthesis of Results from Scientific Drilling in the Indian Ocean. American Geophysical Union, Washington DC, p. 245-252.
- Bralower, T.J., Arthur, M.A., Leckie, R.M., Sliter, W.V., Allard, D.J. & Schlanger, S.O. 1994. Timing and paleoceanography of oceanic dysoxia/anoxia in the Late Barremian to Early Aptian (Early Cretaceous). *Palaios*, 9: 335–369.
- Bralower, T.J., Leckie, R.M., Sliter, W.V. & Thierstein, H.R. 1995. An Integrated Cretaceous Microfossil Biostratigraphy. *In*: Berggren, W. A., Kent, D. V., Aubry, M.-P. & Hardenbol, J. (Eds.), Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation. *Special Publication SEPM (Society for Sedimentary Geology)*, 54: 65–79. <https://doi.org/10.2110/pec.95.04.0065>

- Bréhéret, J.-G. 1994. The Mid-Cretaceous Organic-Rich Sediments from the Vocontian Zone of the French Southeast Basin. *In*: Mascle, A. (Ed.), Hydrocarbon and Petroleum Geology of France. Special publication of the European Association of Petroleum Geoscientists No. 4. Springer, Berlin-Heidelberg-New York, p. 295–320.
- Bruno, M.D.R., Fauth, G., Watkins, D.K., Caraméz, M.G. da S., Nauter-Alves, A. & Savian, J.F. 2022. Paleoceanographic evolution in the South Atlantic Ocean (Kwanza Basin, Angola) during its post-salt foundering. *Marine and Petroleum Geology*, 144: 105852. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2022.105852>
- Coccioni, R., Sabatino, N., Frontalini, F., Gardin, S., Sideri, M. & Sprovieri, M. 2014. The neglected history of Oceanic Anoxic Event 1b: insights and new data from the Poggio le Guaine section (Umbria–Marche Basin). *Stratigraphy*, 11(3–4): 245–282.
- Coffin, M.F., Pringle, M.S., Duncan, R.A., Gladchenko, T.P., Storey, M., Müller, R.D. & Gahagan, L.A. 2002. Kerguelen hotspot magma output since 130 Ma. *Journal of Petrology*, 43(7): 1121–1137. <https://doi.org/10.1093/petrology/43.7.1121>
- Coplen, T.B., Brand, W.A., Gehre, M., Gröning, M., Meijer, H.A.J., Toman, B. & Michael Verkouteren, R. 2006. New Guidelines for $\delta^{13}\text{C}$ Measurements. *Analytical Chemistry*, 78(7): 2439–2441. <https://doi.org/10.1021/ac052027c>
- Da Silva, A.- C., Sinnesael, M., Claeys, P., Davies, J.H.F.L., de Winter, N.J., Percival, L.M.E., Schaltegger, U. & De Vleeschouwer, D. 2020. Anchoring the Late Devonian mass extinction in absolute time by integrating climatic controls and radio-isotopic dating. *Scientific Reports*, 10: 12940. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-69097-6>
- Deroo, G., Herbin, J.P. & Roucaché, J. 1983. Organic geochemistry of upper Jurassic-Cretaceous sediments from site 511, Leg 71, western South Atlantic. *In*: Ludwig, W. J., Krasheninnikov, V. A., et al. (Eds.), Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. (Vol. 71). U.S. Government Printing Office, Washington D. C., p. 1001–1013. <https://doi.org/10.2973/dsdp.proc.71.137.1983>
- Dias, J.L. 1998. *Análise sedimentológica e estratigrafia do Andar Aptiano em parte da margem leste do Brasil e no platô das Malvinas - considerações sobre as primeiras incursões e ingressões marinhas do Oceano Atlântico Meridional*, (Doctoral dissertation). Porto Alegre, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

- Dinarès-Turell, J., Martínez-Braceras, N. & Payros, A. 2018. High-resolution integrated cyclostratigraphy from the Oyambre Section (Cantabria, N Iberian Peninsula): Constraints for orbital tuning and correlation of Middle Eocene Atlantic deep-sea records. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 19: 787–806. <https://doi.org/10.1002/2017GC007367>
- Dummann, W., Steinig, S., Hofmann, P., Flögel, S., Osborne, A.H., Frank, M., Herrle, J.E., Bretschneider, L., Sheward, R.M. & Wagner, T. 2020. The impact of Early Cretaceous gateway evolution on ocean circulation and organic carbon burial in the emerging South Atlantic and Southern Ocean basins. *Earth and Planetary Science Letters*, 530: 115890. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.115890>
- Dummann, W., Hofmann, P., Herrle, J.O., Wennrich, V. & Wagner, T. 2021. A refined model of Early Cretaceous South Atlantic-Southern Ocean gateway evolution based on high-resolution data from DSDP Site 511 (Falkland Plateau). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 562: 110113. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2020.110113>
- Duncan, R.A. 2002. A time frame for construction of the Kerguelen Plateau and Broken Ridge. *Journal of Petrology*, 43(7): 1109–1119. <https://doi.org/10.1093/petrology/43.7.1109>
- Erba, E. 1988. Aptian-Albian calcareous nannofossil biostratigraphy of the Scisti a Fucoidi cored at Piobbico (Central Italy). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 94: 249–284.
- Erba, E. 1992. Calcareous nannofossil distribution in pelagic rhythmic sediments (Aptian-Albian Piobbico core, Central Italy). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 97: 455–484.
- Erba, E., Duncan, R.A., Bottini, C., Tiraboschi, D., Weissert, H., Jenkyns, H.C. & Malinverno, A. 2015. Environmental consequences of Ontong Java Plateau and Kerguelen Plateau volcanism. *In*: Neal, C.R., Sager, W.W., Sano, T., & Erba, E. (Eds.), *The Origin, Evolution, and Environmental Impact of Oceanic Large Igneous Provinces. Geological Society of America Special Paper 511*. The Geological Society of America, Boulder, USA, p. 271–303. [https://doi.org/10.1130/2015.2511\(15\)](https://doi.org/10.1130/2015.2511(15))
- Fauth, G., Krahl, G., Kochhann, K.G.D., Bom, M.H., Fauth, S.B., Bruno, M.D.R., Guerra, R.M., Ceolin, D., Santos, A.S., Villegas-Martin, J., Strohschoen Jr, O., Savian, J.F., Leandro, C.G., Mello, R.G. & Lima, F.H.O. 2022. Astronomical calibration of the latest Aptian to middle Albian in the South

- Atlantic Ocean (Sergipe-Alagoas Basin, Brazil). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 602: 111175. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2022.111175>
- Gale, A., Bown, P., Caron, M., Crampton, J., Crowhurst, S.J., Kennedy, W.J., Petrizzo, M.R., & Wray, D.S. 2011. The uppermost middle and upper Albian succession at the Col de Palluel, Hautes-Alpes, France: An integrated study (ammonites, inoceramid bivalves, planktonic foraminifera, nannofossils, geochemistry, stable oxygen and carbon isotopes, cyclostratigraphy), *Cretaceous Research*, 32: 59–130, <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2010.10.004>
- Gale, A.S., Mutterlose, J., Batenburg, S., Gradstein, F.M., Agterberg, F.P., Ogg, J.G. & Petrizzo, M.R. 2020. The Cretaceous Period. *In: Geologic Time Scale 2020*. Elsevier, p. 1023–1086. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-824360-2.00027-9>
- Giorgioni, M., Weissert, H., Bernasconi, S.M., Hochuli, P.A., Coccioni, R. & Keller, C.E. 2012. Orbital control on carbon cycle and oceanography in the mid-Cretaceous greenhouse. *Paleoceanography*, 27: PA1204. <https://doi.org/10.1029/2011PA002163>.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M. & Ogg, G. 2020. *The Geologic Time Scale 2020*. Elsevier (1390 pp.).
- Grippo, A., Fischer, A.G., Hinnov, L.A., Herbert, T.D. & Premoli-Silva, I. 2004. Cyclostratigraphy and chronology of the Albian Stage (Piobboco Core, Italy). *In: D'Argenio, B., Fischer, A.G., Premoli-Silva, I., Weissert, H. & Ferreri, V. (Eds.), Cyclostratigraphy: approaches and case histories. Special Publication SEPM (Society for Sedimentary Geology)*, 81: 57–81.
- Gröcke, D.R., Hesselbo, S.P. & Jenkyns, H.C. 1999. Carbon-isotope composition of Lower Cretaceous fossil wood: Ocean-atmosphere chemistry and relation to sea-level change. *Geology*, 27(2): 155–158. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1999\)027<0155:CICOLC>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1999)027<0155:CICOLC>2.3.CO;2)
- Herrle, J.O. 2002. Paleoceanographic and paleoclimatic implications on Mid-Cretaceous Black Shale formation in the Vocontian Basin and the Atlantic: evidence from calcareous nannofossils and stable isotopes. *Tübinger Mikropaläontologische Mitteilungen*, 27: 114 pp.
- Herrle, J.O., Közler, 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(1–2): 149–161. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00646-0](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00646-0)
- Huber, B.T. & Leckie, M.R. 2011. Planktic foraminiferal species turnover across deep-sea Aptian/Albian Boundary sections. *Journal of Foraminiferal Research*, 41: 53–95. <https://doi.org/10.2113/gsjfr.41.1.53>
- Huber, B.T. MacLeod, K.G., Watkins, D.K., & Coffin, M.F. 2018. The rise and fall of the Cretaceous Hot Greenhouse climate. *Global and Planetary Change*, 167: 1–23. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2018.04.004>
- Jenkyns, H.C. 2010. Geochemistry of oceanic anoxic events. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11(3): Q03004. <https://doi.org/10.1029/2009GC002788>
- Jenkyns, H.C., Schouten-Huibers, L., Schouten, S. & Sinninghe Damsté, J.S. 2012. Warm Middle Jurassic–Early Cretaceous high-latitude sea-surface temperatures from the Southern Ocean. *Climate of the Past*, 8(1): 215–226. <https://doi.org/10.5194/cp-8-215-2012>
- Jiang, Q., Jourdan, F., Olierook, H.K., Merle, R.E. & Whittaker, J.M. 2021. Longest continuously erupting large igneous province driven by plume-ridge interaction. *Geology*, 49(2): 206–210. <https://doi.org/10.1130/G47850.1>
- Kennedy, W.J., Gale, A.S., Bown, P.R., Caron, M., Davey, R.J., Gröcke, D. & Wray, D.S. 2000. Integrated stratigraphy across the Aptian–Albian boundary in the Marnes Bleues, at the Col de Pré-Guittard, Arnayon (Drôme), and at Tartonne (Alpes-de-Haute-Provence), France: a candidate global boundary stratotype section and boundary point for the base of the Albian Stage. *Cretaceous Research*, 21: 591–720. <https://doi.org/10.1006/cres.2000.0223>
- Kennedy, W.J., Gale, A.S., Huber, B.T., Petrizzo, M.R., Bown, P., Barchetta, A. & Jenkyns, H.C. 2014. Integrated stratigraphy across the Aptian/Albian boundary at the Col de Pré-Guittard (Southeast France): a candidate Global Boundary Stratotype Section. *Cretaceous Research*, 51: 248–259. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2014.06.005>
- Kennedy, W.J., Gale, A.S., Huber, B.T., Petrizzo, M.R., Bown, P. & Jenkyns, H.C. 2017. The Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the Albian Stage, of the Cretaceous, the Col de Pré-Guittard section, Arnayon, Drôme, France. *Episodes*, 40: 177–188. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/2017/v40i3/017021>

- Krasheninnikov, V.A. & Basov, I.A. 1983. Stratigraphy of Cretaceous sediments of the Falkland Plateau based on planktonic foraminifers, Deep Sea Drilling Project Leg 71. *In: Ludwig, W.J., Krasheninnikov, V.A. (Eds.), Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Vol. 71. U.S. Government Printing Office, Washington, D.C. (USA), p. 789–820.*
- Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A.C.M. & Levrard, B. 2004. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astronomy & Astrophysics*, 428: 261–285. <https://doi.org/10.1051/0004-6361:20041335>
- 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. *Nature Communications*, 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. *Paleoceanography*, 17(3): 13-11–13-29. <https://doi.org/10.1029/2001PA000623>
- Li, M., Hinnov, L. & Kump, L. 2019. Acycle: Time-series analysis software for paleoclimate research and education. *Computers & Geosciences*, 127: 12–22. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2019.02.011>.
- Liu, W., Wu, H., Hinnov, L.A., Xi, D., He, H., Zhang, S. & Yang, T. 2020. Early Cretaceous Terrestrial Milankovitch Cycles in the Luanping Basin, North China and Time Constraints on Early Stage Jehol Biota Evolution. *Frontiers Earth Science*, 8: 178. <https://doi.org/10.3389/feart.2020.00178>
- Lopes, F.M., Koutsoukos, E.A.M., Kochhann, K.G.D., Savian, J.F. & Fauth, G. 2017. Benthic foraminiferal paleoecology and depositional patterns during the Albian at DSDP Site 327 (Falkland Plateau). *Journal of South American Earth Sciences*, 78: 126–133. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.06.010>
- Lovecchio, J.P., Naipauer, M., Cayo, L.E., Rohais, S., Giunta, D., Flores, G., Gester, R., Bolatti, N.D., Joseph, P., Valencia, V.A. & Ramos, V.A. 2019. Rifting evolution of the Malvinas Basin, offshore Argentina: new constrains from zircon U-Pb geochronology and seismic characterization. *Journal of South American Earth Sciences*, 95: 102253. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.1022537>

- Ludvigson, G.A., Joeckel, R.M., Gonzalez, L.A., Gulbranson, E.L., Rasbury, E.T., Hunt, G.J., Kirkland, J.I. & Madsen, S. 2010. Correlation of Aptian-Albian carbon isotope excursions in continental strata of the Cretaceous foreland basin, Eastern Utah, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, 80(11): 955–974. <https://doi.org/10.2110/jsr.2010.086>
- Ludwig, W.J., Krasheninnikov, V.A., Basov, I.A., Bayer, U., Bloemendal, J., Bornhold, B., et al. 1983. Site 511. *In*: Ludwig, W.J., Krasheninnikov, V.A., et al., (Eds), Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 71, U.S. Government Printing Office, Washington D C (USA), p. 21–109.
- 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. *Scientific Reports*, 10(1): 12601. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-69505-x>
- Matsumoto, H., Shirai, K., Huber, B.T., MacLeod, K.G. & Kuroda, J. 2023. High-resolution marine osmium and carbon isotopic record across the Aptian–Albian boundary in the southern South Atlantic: Evidence for enhanced continental weathering and ocean acidification. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 613: 111414. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2023.111414>.
- Matthews, K.J., Maloney, K.T., Zahirovic, S., Williams, S.E., Seton, M. & Mueller, R.D. 2016. Global plate boundary evolution and kinematics since the late Paleozoic. *Global and Planetary Change*, 146: 226–250. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.10.002>
- McAnena, A., Flögel, S., Hofmann, P., Herrle, J.O., Griesand, A., Pross, J., Talbot, H.M., Rethemeyer, J. & Wagner, T. 2013. Atlantic cooling associated with a marine biotic crisis during the mid-Cretaceous period. *Nature Geoscience*, 6(7): 558–561. <https://doi.org/10.1038/ngeo1850>
- Menegatti, A.P., Weissert, H., Brown, R.S., Tyson, R.V., Farrimond, P., Strasser, A. & Caron, M. 1998. High-resolution $\delta^{13}\text{C}$ stratigraphy through the Early Aptian “Livello Selli” of the Alpine Tethys. *Paleoceanography*, 13(5): 530–545. <https://doi.org/10.1029/98PA01793>
- Meyers, S.R., Sageman, B.B. & Hinnov, L.A. 2001. Integrated quantitative stratigraphy of the Cenomanian-Turonian Bridge Creek limestone member using evolutive harmonic analysis and stratigraphic modeling. *Journal of Sedimentary Research*, 71: 628–644. <http://doi.org/10.1306/012401710628>

- Meyers, S.R. 2015. The evaluation of eccentricity-related amplitude modulation and bundling in paleoclimate data: An inverse approach for astrochronologic testing and time scale optimization. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 30: 1625–1640. <https://doi.org/10.1002/2015PA002850>
- Meyers, S.R. 2019. Cyclostratigraphy and the problem of astrochronologic testing. *Earth-Science Reviews*, 190: 190–223. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.11.015>
- Moulin, M., Aslanian, D. & Unternehr, P. 2010. A new starting point for the South and Equatorial Atlantic Ocean. *Earth-Science Reviews*, 98: 1–37. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2009.08.001>
- Mutterlose, J. 1989. Temperature-controlled migration of calcareous nannofloras in the north-west European Aptian. In: Crux, J.A., & van Heck, S.E. (Eds), *Nannofossils and their applications*. Ellis Horwood, British Micropaleontology Society Series, p. 122–142.
- Panera, J.P.P. 2011. The calcareous nannofossil *Sollasites falklandensis* (Coccolithophyceae) and its biostratigraphic and palaeoceanographic importance in the Albian of the Austral Basin, Argentina. *Cretaceous Research*, 32(6): 723–737. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2011.05.001>
- Parker, M.E., Arthur, M.A., Wise Jr., S.W. & Wenkam, C.R. 1983. Carbonate and Organic Carbon Cycles in Aptian–Albian Shales at Deep Sea Drilling Project Site 511, Falkland Plateau. In: Ludwig, W. J., Krasheninnikov, V.A., et al., (Eds.), Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. 71, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C. (USA), p. 1051–1070.
- Pérez-Díaz, L. & Eagles, G. 2017. South Atlantic paleobathymetry since early Cretaceous. *Scientific Reports*, 7: 11819. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-11959-7>
- Petrizzo, M.R., Huber, B.T., Gale, A.S., Barchetta, A. & Jenkyns, H.C. 2012. Abrupt planktic foraminiferal turnover across the Niveau Kilian at Col de Pré-Guittard (Vocontian Basin, Southeast France): new criteria for defining the Aptian/Albian boundary. *Newsletters on Stratigraphy*, 45(1): 55–74. <https://doi.org/10.1127/0078-0421/2012/0013>
- Premoli Silva, I. & Sliter, W.V. 1995. Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy and evolutionary trends from the Bottaccione section, Gubbio Italy. *Paleontographia Italica*, 82: 1–89.

- Price, G.D. & Gröcke, D.R. 2002. Strontium-isotope stratigraphy and oxygen and carbon-isotope variation during the Middle Jurassic–Early Cretaceous of the Falkland Plateau, South Atlantic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 183(3–4): 209–222. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(01\)00486-2](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(01)00486-2)
- Schlanger, S.O. & Jenkyns, H.C. 1976. Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences. *Geologie en Mijnbouw*, 55: 179–184.
- Schimschal, M.C. & Jokat, W. 2019. The Falkland Plateau in the context of Gondwana breakup. *Gondwana Research*, 68: 108–115. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2018.11.011>
- Selby, D., Mutterlose, J. & Condon, D.J. 2009. U-Pb and Re-Os Geochronology of the Aptian/Albian and Cenomanian/Turonian stage boundaries: implications for timescale calibration, osmium isotope seawater composition and Re-Os systematics in organic-rich sediments. *Chemical Geology*, 265: 394–409. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.05.005>
- Sprovieri, M., Coccioni, R., Lirer, F., Pelosi, N. & Lozar, F. 2006. Orbital tuning of a lower Cretaceous composite record (Maiolica Formation, central Italy). *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 21(4): PA4212. <https://doi.org/10.1029/2005PA001224>
- Stichler, W. 1995. Interlaboratory comparison of new materials for carbon and oxygen isotope ratio measurements. *In: Reference and intercomparison materials for stable isotopes of light elements*, International Atomic Energy Agency, Vienna, 67–80.
- Taner, M.T., Koehler, F. & Sheriff, R.E. 1979. Complex trace analysis. *Geophysics*, 44: 1041–1063.
- Thomson, D.J. 1982. Spectrum estimation and harmonic analysis. *Proceedings of the IEEE*, 70: 1055–1096.
- Torsvik, T.H., Rouse, S., Labails, C. & Smethurst, M.A. 2009. A new scheme for the opening of the South Atlantic Ocean and the dissection of an Aptian salt basin. *Geophysical Journal International*, 177(3): 1315–1333. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04137.x>
- Trabucho Alexandre, J., van Gilst, R.I., Rodríguez-López, J.P. & De Boer, P.L. 2011. The sedimentary expression of oceanic anoxic event 1b in the North Atlantic. *Sedimentology*, 58(5): 1217–1246. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2010.01202.x>

- Waltham, D. 2015. Milankovitch Period uncertainties and their impact on cyclostratigraphy. *Journal of Sedimentary Research*, 85(8): 990–998. <https://doi.org/10.2110/jsr.2015.66>
- Wise, S.W.Jr, 1983. Mesozoic and Cenozoic Calcareous Nannofossils Recovered by Deep Sea Drilling Project Leg 71 in the Falkland Plateau Region, Southwest Atlantic Ocean. *In: Ludwig, W.J., Krasheninnikov, et al., (Eds.), Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project covering Leg 71 of the cruises of the drilling vessel Glomar Challenger, Valparaiso, Chile to Santos, Brazil, January-February, 1980. Texas A & M University, Ocean Drilling Program, College Station, U. S. A., p. 481–550.*
- Young, J.R., Bown P.R. & Lees, J.A. 2023. Nannotax3 website. International Nannoplankton Association. Accessed 16 January. 2023. URL: www.mikrotax.org/Nannotax3
- Zimmerman, H.B., Boersma, A. & McCoy, F.W. 1987. Carbonaceous sediments and palaeoenvironment of the Cretaceous South Atlantic Ocean. *In: Brooks, J., Fleet, A.J., (Eds.), Marine Petroleum Source Rocks. Geological Society Special.*

CAPÍTULO 4 – CONSIDERAÇÕES FINAIS

4.1 RESUMO DOS RESULTADOS E DISCUSSÃO

Durante o Cretáceo Inferior, nos períodos Aptiano e Albiano, ocorreram mudanças paleogeográficas significativas relacionadas com a separação do supercontinente Gondwana, o que ocasionou modificações importantes no sistema oceano-clima (Herrle *et al.*, 2004). O aumento do soterramento de carbono orgânico, associado a grandes perturbações no ciclo global do carbono, ocasionou os eventos anóxicos oceânicos (OAEs), que são reconhecidos nos oceanos Tétis (e.g., Herrle *et al.*, 2004; Trabucho-Alexandre *et al.*, 2010; Coccioni *et al.*, 2012, 2014; Bottini *et al.*, 2015, Bottini & Erba, 2018) e Atlântico (e.g., Tedeschi *et al.*, 2018; Setoyama & Kanungo, 2020; Fauth *et al.*, 2022).

As incertezas cronoestratigráficas para o intervalo Aptiano–Albiano, devido a imprecisão nas idades radiométricas e impossibilidade de correlação bioestratigráfica global, são os principais desafios para a identificação dos OAEs e avaliação das perturbações ambientais relacionadas a eles, e são objeto de grande debate científico (e.g., Matsumoto *et al.*, 2022). Além dos OAEs, a idade para o limite Barremiano–Aptiano, que coincide com a base do Chron M0r (Savian *et al.*, 2016), é outra questão bastante debatida na literatura (e.g., Huang *et al.*, 2010, Malinverno *et al.*, 2010; Olierrok *et al.*, 2019; Leandro *et al.*, 2022; Charbonnier *et al.*, 2023).

Os dados apresentados nesse estudo apoiam o uso da cicloestratigrafia como uma ferramenta eficaz na elaboração de modelos de idade para os períodos em que a bioestratigrafia, magnetoestratigrafia e a impossibilidade de datações radiométricas precisas, não são capazes de fornecer idades absolutas.

Para a calibração orbital, foi adotada a estratégia de “calibração mínima”, a qual sugere que tendo a seção calibrada pelo metrônomo de 405 ka resolve ciclos de maior frequência (Hinnov, 2018). Após identificar o sinal da longa excentricidade nos dados de MS (testemunho PLG) e $\delta^{13}\text{C}$ (DSDP Site 511) extraiu-se os filtros destes sinais e estes foram então calibrados pela excentricidade longa, da solução astronômica La2004 (Laskar *et al.*, 2004). A escolha do sinal de excentricidade longa é devido ao fato de ser mais estável ao longo do tempo geológico (Kent *et al.*, 2018).

A idade para a base do estágio Aptiano foi colocada na última GTS em ~ 121,4 Ma (Gradstein *et al.*, 2020), porém a idade que até então era utilizada como referência era de $126 \pm 0,3$ Ma (Huang *et al.*, 2010; Gradstein *et al.*, 2012) na GTS 2012. A base do Aptiano no PLG coincide com a última ocorrência do foraminífero plantônico *Microhedbergella renilaevis* e a base do Chron M0r. Integrando o novo modelo de

idades aqui proposto, baseado na calibração astronômica da MS, e a última ocorrência de *Microhedbergella renilaevis* como marcador, possibilitou a este estudo posicionar a base do Aptiano em ~120,2 Ma no testemunho PLG, muito próxima da idade estabelecida pela GTS 2020 (Gradstein *et al.*, 2020), o que exclui a possibilidade da idade de ~126 Ma estar correta. Isso é corroborada com as novas datações absolutas das rochas vulcânicas deste período (e.g., Olierrok *et al.*, 2019).

As durações e idades do início dos principais OAEs e zonas bioestratigráficas presentes no Aptiano–Albiano também foram estabelecidas a partir da calibração astronômica para o testemunho PLG e o DSDP Site 511.

O evento Kilian, é o único nível de *black shale* presente nas duas áreas de estudo. No PLG, obteve-se uma duração de ~120 ka, e no DSDP Site 511 o Kilian mostra a duração de ~220 ka.

Recentemente, uma estimativa do volume e da taxa de desgaseificação das emissões de CO₂ do Planalto Meridional de Kerguelen provou que é uma ordem de grandeza inferior à de outras LIPs, como a Província Magmática da Sibéria ou do Atlântico Central (Jiang *et al.*, 2022), ambos associados a grandes crises biológicas (Bracquart *et al.*, 2022). Além disso, em comparação com os grandes OAEs do Mesozoico (Evento Toarciano, OAE1a e OAE2, com duração superior a 500 ka; Huang *et al.*, 2010; Charbonnier *et al.*, 2018), o evento Kilian é mais curto (90-120 ka no Tétis; Huang *et al.*, 2010; Leandro *et al.*, 2022; e ~200 Ka no Oceano Atlântico; Fauth *et al.*, 2022) e não está associado a um desenvolvimento extensivo de condições anóxicas nos oceanos. A sua principal característica é uma mudança nos regimes climáticos globais e o desenvolvimento de condições regionais de umidade extrema que favorecem a deposição de sedimentos sapropelíticos, causada por uma atividade vulcânica principalmente subaérea (Bracquart *et al.*, 2022).

A diferença entre os grandes OAE e o evento Kilian no OAE1b parece resultar da intensidade da atividade vulcânica desencadeante e/ou do tipo de atividade vulcânica, uma vez que o influxo de CO₂ parece ser o principal fator no desenvolvimento de um OAE (Jenkyns, 2010). Embora a correlação temporal entre a atividade vulcânica e a expressão climática dela ainda seja bastante complexa (e.g., Matsumoto *et al.*, 2022; Davidson *et al.*, 2023). O estudo dos OAEs é importante na correlação de bacias petrolíferas, implicando na busca por intervalos mais promissores em termos de produção. Também é um tópico essencial no entendimento dos possíveis efeitos nocivos das mudanças climáticas de origem antrópica, causadas pela moderna liberação artificial de gases do efeito estufa.

A possibilidade de um vínculo cronoestratigráfico entre o testemunho PLG e o DSDP *Site* 511 é de extrema importância, devido à complexidade na correlação do Oceano Atlântico com os demais oceanos, pelo fato do oceano Atlântico ser mais jovem que os demais oceanos. Melhorar a cronoestratigrafia para o Aptiano–Albiano, que corresponde com a abertura do oceano Atlântico, a partir de novas ferramentas como a cicloestratigrafia e a magnetoestratigrafia, possibilitará vínculos estratigráficos globais. E assim, auxiliará nas nomenclaturas estratigráficas das bacias brasileiras, que não possuem um vínculo global.

4.2 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A partir da calibração orbital dos dados de MS e $\delta^{13}\text{C}$ foi possível desenvolver um modelo de idades de alta resolução para o testemunho PLG e para o DSDP *Site* 511, compreendendo os períodos Aptiano e Albiano. Dados de foraminíferos plantônicos e nanofósseis calcários com maior resolução amostral possibilitaram refinar a bioestratigrafia destes microfósseis e suas abundâncias relativas, fornecendo novas restrições de idade para ocorrência desses eventos bioestratigráficos, no intervalo estudado.

Baseado nos resultados apresentados nesta Tese, e em outros estudos publicados anteriormente, foi possível estabelecer os seguintes pontos:

(i) propor uma escala astronômica de tempo flutuante (ATS) para o PLG baseada em 18 ciclos de excentricidade longa, que nos permitiu estimar uma duração de ~7,2 Ma para o intervalo Aptiano; e uma ATS para o DSDP *Site* 511, no intervalo entre 487,6–447,5 mbsf (*cores* 51-55), baseada em ~9 ciclos de excentricidade longa, o que representa um intervalo de tempo de ~3,7 Ma.

(ii) restringir com melhor precisão a idade do início e a duração dos eventos registrados pelos níveis de black shales: ~118,8 Ma /~920 ka, ~117,9 Ma/~130 ka, ~116,1 Ma/~150 ka, ~113,7 Ma/~30 ka, e ~112,9 Ma/~90 ka para os níveis Selli, Wezel, Fallot, 113/Jacob e Kilian, respectivamente para o PLG; ~220 ka para o nível Kilian no DSDP *Site* 511 (OAE 1b).

(iii) estabelecer a duração de ~420 ka para Chron M0r, e de ~ 2,4 Ma para o “*cold snap*” no testemunho PLG;

(iv) definir a idade de ~120,2 Ma para o limite Barremiano–Aptiano;

Todos os resultados apresentados fornecem um novo quadro cronoestratigráfico para os períodos Aptiano–Albiano, e contribuem para novas restrições

de idades e durações para os eventos bioestratigráficos, geoquímicos e geomagnéticos para o intervalo estudado. Estes dados servirão de subsídio para o entendimento das principais mudanças climáticas globais, bem como suas causas e consequências.

4.3 REFERÊNCIAS

- 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. <https://doi.org/10.5194/cp-11-383-2015>
- Bottini, C. & Erba, E. 2018. Mid-Cretaceous paleoenvironmental changes in the western Tethys. *Climate of the Past*, 14: 1147–1163. <https://doi.org/10.5194/cp-14-1147-2018>
- Bracquart, E., Charbonnier, G., Garel, S., Munier, T., Adatte, T. & Danzelle, J. 2022. New evidences of subaerial volcanism as a trigger for the Kilian event (Aptian-Albian transition) and major climatic changes from offshore Morocco (DSDP Site 545), *Global and Planetary Change*, 218: 103959. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2022.103959>
- Charbonnier, G., Boulila, S., Spangenberg, J.E., Vermeulen, J. & Galbrun, B. 2023. Astrochronology of the Aptian stage and evidence for the chaotic orbital motion of Mercury. *Earth and Planetary Science Letters*, 610: 118104. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2023.118104>
- Coccioni, R., Jovane, L., Bancalà, G., Bucci, C., Fauth, G., Frontalini, F., Janikian, L., Savian, J., Almeida, R.P., 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. <https://doi.org/10.5194/sd-13-42-2012>
- Coccioni, R., Sabatino, N., Frontalini, F., Gardin, S., Sideri, M. & Sprovieri, M. 2014. The neglected history of Oceanic Anoxic Event 1b: insights and new data from the Poggio le Guaine section (Umbria–Marche Basin). *Stratigraphy*, 11(3–4): 245–282.
- Davidson, P.C., Koppers, A.A.P., Sano, T. & Hanyu, T. 2023. A younger and protracted emplacement of the Ontong Java Plateau. *Science*, 380: 1185–1188. <https://doi.org/10.1126/science.ade8666>
- Fauth, G., Krahl, G., Kochhann, K.G.D., Bom, M.H., Fauth, S.B., Bruno, M.D.R., Guerra, R.M., Ceolin, D., Santos, A.S., Villegas-Martin, J., Strohschoen Jr, O.,

- Savian, J.F., Leandro, C.G., Mello, R.G. & Lima, F.H.O. 2022. Astronomical calibration of the latest Aptian to middle Albian in the South Atlantic Ocean (Sergipe-Alagoas Basin, Brazil). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 602: 111175. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2022.111175>
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M. & Ogg, G. 2020. The Geologic Time Scale 2020. Elsevier (1390 pp.).
- 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 Planetary Science Letters*, 218: 149–161. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00646-0](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00646-0).
- Hinnov, L.A. 2018. Astronomical metronome of geological consequence. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 115: 6104–6106. <https://doi.org/10.1073/pnas.1807020115>
- Huang, C., Hinnov, L., Fischer, A.G., Grippo, A. & Herbert, T. 2010. Astronomical tuning of the Aptian Stage from Italian reference sections. *Geology*, 38: 899–902. <https://doi.org/10.1130/G31177.1>
- Jenkyns, H.C. 2010. Geochemistry of oceanic anoxic events. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11(3): Q03004. <https://doi.org/10.1029/2009GC002788>
- Jiang, Q., Jourdan, F., Olierook, H.K., Merle, R.E., Bourdet, J., Fougereuse, D., Godel, B. & Walker, A.T. 2022. Volume and rate of volcanic CO₂ emissions governed the severity of past environmental crisis. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 119: 1–10.
- Kent, D. V., Olsen, P.E., Rasmussen, C., Lepre, C., Mundil, R., Irmis, R.B., Gehrels, G.E., Giesler, D., Geissman, J.W. & Parker, W.G. 2018. Empirical evidence for stability of the 405-kiloyear Jupiter–Venus eccentricity cycle over hundreds of millions of years. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 115: 6153–6158. <https://doi.org/10.1073/pnas.1800891115>
- Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A.C.M. & Levrard, B. 2004. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astronomy & Astrophysics*, 428: 261–285. <https://doi.org/10.1051/00046361:20041335>
- 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. *Nature Communications*, 13: 2941. <https://doi.org/10.1038/s41467-022-30075-3>
- 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 Cismon APTICORE. *Paleoceanography*, 25: PA2203. <https://doi.org/10.1029/2009PA001769>
- 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. *Nature Communications*, 13: 239. <https://doi.org/10.1038/s41467-021-27817-0>
- Ogg, J.G., Hinnov, L.A. & Huang, C. 2012. Cretaceous. In: Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M., Ogg, G.M. (Eds.), *The Geologic Time Scale 2012*. Elsevier, Amsterdam, pp. 793–853. <https://doi.org/10.1016/b978-0-444-59425-9.00027-5>
- Olierook, H.K.H., Jourdan, F. & Merle, R.E. 2019. Age of the Barremian-Aptian boundary and onset of the Cretaceous Normal Superchron. *Earth-Science Review*, 197: 102906. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102906>
- Setoyama, E. & Kanungo, S. 2020. Mesozoic biochronostratigraphy and paleoenvironment of the South Atlantic: a revised framework based on 20 DSDP and ODP deep-water sites. *Journal of South America Earth Sciences*, 99: 102511 <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102511>
- Tedeschi, L.R., Santos, M.R.F.M., Lana, C.C., Jenkyns, H.C., Robinson, S.A. & Tognoli, F.M.W. 2018. Aptian carbon-isotope record from the Sergipe-Alagoas Basin: new insights into oceanic anoxic event 1a and the timing of seawater entry into the South Atlantic. *Newsletters on Stratigraphy*, 53: 333–364. <https://doi.org/10.1127/nos/2019/0529>
- Trabucho Alexandre, J., Tuenter, E., Henstra, G.A., van der Zwan, K.J., van de Wal, R.S. W., Dijkstra, H.A. & de Boer, P.L. 2010. The mid-cretaceous North Atlantic nutrient trap: Black shales and OAEs. *Paleoceanography*, 25(4): PA4201. <http://dx.doi.org/10.1029/2010PA001925>

CAPÍTULO 5 – ARQUIVOS COMPLEMENTARES

5.1 COMPROVANTE DE PUBLICAÇÃO DO ARTIGO I



ARTICLE


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

OPEN

Astronomical tuning of the Aptian stage and its implications for age recalibrations and paleoclimatic events

C. G. Leandro^{1✉}, J. F. Savian^{1,2}, M. V. L. Kochhann³, D. R. Franco⁴, R. Coccioni⁵, F. Frontalini⁶, S. Gardin⁷, L. Jovane⁸, M. Figueiredo⁹, L. R. Tedeschi⁹, L. Janikian¹⁰, R. P. Almeida¹¹ & R. I. F. Trindade¹²

The Aptian was characterized by dramatic tectonic, oceanographic, climatic and biotic changes and its record is punctuated by Oceanic Anoxic Events (OAEs). The timing and duration of these events are still contentious, particularly the age of the Barremian–Aptian boundary. This study presents a cyclostratigraphic evaluation of a high-resolution multiproxy dataset ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, MS and ARM) from the Poggio le Guaine core. The identification of Milankovitch-band imprints allowed us to construct a 405-kyr astronomically-tuned age model that provides new constraints for the Aptian climato-chronostratigraphic framework. Based on the astronomical tuning, we propose: (i) a timespan of ~ 7.2 Myr for the Aptian; (ii) a timespan of ~ 420 kyr for the magnetic polarity Chron M0r and an age of ~ 120.2 Ma for the Barremian–Aptian boundary; and (iii) new age constraints on the onset and duration of Aptian OAEs and the ‘cold snap’. The new framework significantly impacts the Early Cretaceous geological timescale.

¹ Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Avenida Bento Gonçalves, 9500, 91501-970 Porto Alegre, RS, Brazil. ² Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Avenida Bento Gonçalves, 9500, 91501-970 Porto Alegre, RS, Brazil. ³ Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Rua do Lago 562, 05508-080 São Paulo, SP, Brazil. ⁴ Coordenação de Geofísica, Observatório Nacional, R. General José Cristino, 77, 20921-400 Rio de Janeiro, RJ, Brazil. ⁵ Università degli Studi di Urbino “Carlo Bo”, 61029 Urbino, Italy. ⁶ Dipartimento di Scienze Pure e Applicate, Università degli Studi di Urbino “Carlo Bo”, Campus Scientifico, Località Crocicchia, 61029 Urbino, Italy. ⁷ CR2P—Centre de Recherche en Paléontologie—Paris, UMR 7207, Sorbonne Université–MNHN–CNRS, 4, Place Jussieu, 75005 Paris, France. ⁸ Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, Praça do Oceanográfico 191, 05508-120 São Paulo, SP, Brazil. ⁹ Centro de Pesquisas e Desenvolvimento Leopoldo Américo Miguez de Mello, Petrobras Petróleo Brasileiro S.A, Avenida Horácio Macedo 950, 21941-915 Rio de Janeiro, Brazil. ¹⁰ Departamento de Ciências do Mar, Instituto do Mar, Universidade Federal de São Paulo, Rua Carvalho de Mendonça, 144, 11070-102 Santos-SP, Brazil. ¹¹ Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Rua do Lago 562, 05508-090 São Paulo, Brazil. ¹² Departamento de Geofísica, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, Rua do Matão 1226, 05508-090 São Paulo, SP, Brazil. ✉email: carolina.leandro@ufrgs.br

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

5.2 COMPROVANTE DE SUBMISSÃO DO ARTIGO II

31/05/2023, 08:54

Gmail - 2023PA004682: Receipt of New Paper by Paleoceanography and Paleoclimatology



Carolina Gonçalves Leandro <carolinagl.21@gmail.com>

2023PA004682: Receipt of New Paper by Paleoceanography and Paleoclimatology

1 mensagem

paleoceanography@agu.org <paleoceanography@agu.org>

17 de maio de 2023 às 09:48

Responder a: paleoceanography@agu.org

Para: carolina.leandro@ufrgs.br

Dear Dr. Leandro:

Your manuscript "Orbital-scale chronostratigraphy of DSDP Site 511, Falkland Plateau: new insights on Albian OAEs" was received on 2023-05-16 and has been assigned the manuscript #: 2023PA004682. You may check on the status of this manuscript at any time by selecting the "Check Manuscript Status" link under the following URL:

<https://paleoceanography-submit.agu.org/cgi-bin/main.plex?el=A3FZ3GsPB3A5INoT3F3A9ftdeC8QXXwTb639zshfrswePAZ>

(NOTE: This link automatically submits your login name and password. If you wish to share this link with colleagues, please be aware that they will have access to your entire account for this journal.)

Your CRediT contributions for this manuscript have been listed as:

Carolina Leandro:
 Conceptualization
 Methodology
 Software
 Validation
 Formal Analysis
 Investigation
 Data Curation
 Writing - Original Draft
 Visualization

ORCIDS will now be required for all corresponding authors and strongly encouraged for coauthors.

AGU has officially joined with many other publishers in a [commitment](#) to include the [ORCID](#) (Open Researcher and Contributor ID) for authors of all papers published starting in 2016. Funding agencies are also asking for ORCID's.

Including the ORCID as part of published author information in papers will better enable linking of content and accurate discovery across individuals, similar to the way DOIs have enabled reference linking across journals. Given a specific scientist's permission, AGU can also add published papers to their ORCID record. See our statement <https://eos.org/agu-news/agu-opens-its-journals-to-author-identifiers>. We can also provide credit to you through ORCID when you serve as a reviewer.

If you have not already created an ORCID or linked it to your GEMS record, please do so as soon as possible. This will need to be completed for us to accept your paper. You can both create and link and ORCID from your GEMS record.

Paleoceanography and Paleoclimatology is piloting a limited quality check at initial submission to remove barriers for authors and reduce decision turnaround time.

If your manuscript goes out for peer review, and you are offered a revise decision, please ensure all points of the Revision and Resubmission Checklist (<https://www.agu.org/Publish-with-AGU/Publish/Author-Resources/Revisions-Resubmission-Checklist>) are addressed in your revision.

If you have not done so already in your initial submission, please note the following items will be required if you are invited to revise or resubmit your paper, in addition to the items in the checklist linked above:

- References must be published and available (e.g., not "in press," "submitted," "in review," etc.)
- A data availability statement and data citation must be present in your manuscript.

If the data will not be available for public release until and if your article is accepted, the data availability statement must indicate where the data will be archived and a copy should be uploaded as a Supporting Information file for the reviewers and Editor to access during peer review. Please note that data cannot be permanently archived in the

<https://mail.google.com/mail/u/0/?ik=6d9b86044e&view=pt&search=all&permthid=thread-f:1766145636719915103&siml=msg-f:1766145636719...> 1/2

5.3 PARTICIPAÇÃO EM EVENTOS CIENTÍFICOS

5.3.1 I Simpósio Brasileiro de Geologia e Geofísica Marinha (Rio de Janeiro, RJ, Brasil)



I Simpósio Brasileiro de Geologia e Geofísica Marinha (I SBGGM)

49ª Reunião Anual do Programa de Geologia e Geofísica Marinha (PGGM)

3º Workshop International Ocean Drilling Program (IODP / CAPES)

1º Workshop de Hidrografia Portuária e Petrolífera

3º Workshop de Geologia e Geofísica Marinha



ASSINATURA MAGNÉTICA DAS VARIAÇÕES CLIMÁTICAS NO APTIANO NA SEÇÃO SEDIMENTAR DE POGGIO LE GUAINÉ (PLG), ITÁLIA

LEANDRO, C.¹; SAVIAN, J.¹; TRINDADE, R.²; JOVANE, L.²; COCCIONI, R.³; FRONTALINI, F.³;
FIGUEIREDO, M.⁴

Universidade Federal do Rio Grande do Sul¹ (Carolina Leandro, carolina.leandro@ufrgs.br);
Universidade de São Paulo²; Università degli Studi di Urbino "Carlo Bo"³, Petróleo Brasileiro
SA/CENPES⁴

O Cretáceo médio foi descrito como um período de clima excepcionalmente quente e condições de efeito estufa pontuadas pela deposição episódica de sedimentos ricos em matéria orgânica, distribuídos globalmente. O Aptiano (121.54 - 113 Ma) tem sido caracterizado por mudanças climáticas e intensas perturbações ambientais, incluindo o evento oceânico anóxico 1a (OAE 1a: 120 Ma), representando um fenômeno global de soterramento de matéria orgânica em oceanos com depleção de oxigênio. O distúrbio no ciclo do carbono relatado para o OAE 1 está registrado em sucessões sedimentares em todo o mundo, apresentando uma anomalia negativa dos isótopos de carbono no início do OAE 1a, seguido por uma excursão positiva que se estende até o Aptiano tardio. O final do Aptiano tem atraído atenção crescente como um dos pontos de rotatividade mais significativos na história evolutiva dos foraminíferos planctônicos. Em particular, tal tendência evolutiva na comunidade de foraminíferos planctônicos ocorre apenas no limite Aptiano-Albiano. A análise de registros magnéticos em sedimentos, em conjunto com dados bioestratigráficos e análise de isótopos de carbono e oxigênio, possibilitam o entendimento das mudanças ambientais e climáticas que ocorreram neste período. Com o intuito de produzir informações paleomagnéticas em alta resolução para o intervalo, o testemunho Poggio Le Guainé (PLG) foi perfurado na Itália em uma seção sedimentar já bem conhecida do ponto de vista bioestratigráfico. Este intervalo é caracterizado, na seção, pela grande deposição de sedimentos marinhos ricos em matéria orgânica (black shales), comuns durante todo o intervalo, especialmente nos oceanos Tétis e Atlântico. A perfuração do PLG produziu um registro de 98,72 metros de comprimento por 8 centímetros de diâmetro. Medidas paleomagnéticas foram obtidas a partir das amostras de 8 cm³ no Laboratório de Paleomagnetismo e Geomagnetismo da Universidade de São Paulo (USPMag) com um magnetômetro 2G-Enterprises. Foram obtidos dados de susceptibilidade magnética, magnetização remanente anisterética (MRA), magnetização remanente isotérmica (MRI) e suas razões HIRM e S, e curvas de histereses. Os resultados preliminares mostram que no intervalo de profundidades entre 64 e 67 m, picos nos dados de susceptibilidade magnética, MRA e MRI, correspondem com o limite Aptiano-Albiano. A análise dos dados magnetoestratigráficos integrada com resultados de estudos anteriores, mostrou que os intervalos com picos de temperatura, estão relacionados com uma alta produtividade primária dos oceanos, marcada por um grande aporte de minerais magnéticos.

5.3.2 II Simpósio Brasileiro de Geologia e Geofísica Marinha (Porto Alegre, RS, Brasil)



II Simpósio Brasileiro de Geologia e Geofísica Marinha (II SBGGM)

50ª Reunião Anual do Programa de Geologia e Geofísica Marinha (PGGM)

4º Workshop International Ocean Drilling Program (IODP / CAPES)

2º Workshop de Hidrografia Portuária e Petrolífera

4º Workshop de Geologia e Geofísica Marinha



CALIBRAÇÃO ASTRONÔMICA PARA O APTIANO NO TESTEMUNHO POGGIO LE GUAINÉ (CAGLI, ITÁLIA)

LEANDRO, C¹; SAVIAN, J¹; KOCHHANN, M¹; COCCIONI, R²; FRONTALINI, F²; FAUTH, G³;
TRINDADE, R⁴; JOVANE, L⁴; FIGUEIREDO, M⁵; TEDESCHI, L⁵; FRANCO, D⁶

Universidade Federal do Rio Grande do Sul¹ (Carolina Gonçalves Leandro, carolina.leandro@ufrgs.br); Università Degli Studi di Urbino "Carlo Bo"²; Universidade do Vale dos Sinos³; Universidade de São Paulo⁴; Centro de Pesquisas e Desenvolvimento Leopoldo Américo Miguez de Mello, PETROBRÁS⁵; Observatório Nacional⁶

O Aptiano, no Cretáceo inferior, foi um período de intensas mudanças climáticas, aumento da temperatura global, elevação do nível do mar, anoxia oceânica, mudanças bióticas, intensificação do ciclo de carbono, aumento da produção de crosta oceânica, início de um superchron magnético e atividades de superplumas. Eventos globais importantes estão presentes neste período, e são evidentes na deposição cíclica e preservação de folhelhos negros (*black shales*), como o nível Selli (Evento Anóxico Oceânico denominado OAE1a), assim como outros intervalos denominados níveis Kilian, Jacob e Fallot. Mudanças periódicas nas condições redox no fundo do oceano resultaram na deposição dos níveis Vermelhos Oceânicos (ORBs) intervenientes. A seção de *Poggio le Guaine* (PLG) oferece um registro estratigráfico completo para o Aptiano, com ~36 m de sedimentos pelágicos das Formações Maiolica e Marne a Fucoidi. Localizada no cume de Monte Nerone, na Bacia Umbria-Marche, no centro da Itália, 6 km a oeste da cidade de Cagli (lat. 43°32'29.06" N, long. 12°34'51.09" E). A seção sedimentar é composta principalmente por calcários e margas de grãos finos de águas profundas (pelágicos e hemipelágicos) que compõem a parte superior da Formação Maiolica e a parte inferior da Formação Marne a Fucoidi, incluindo o nível Selli, que é em grande parte folhelho rico em material orgânico. Os calcários da Formação Maiolica são na maioria brancos a cinza-claros e apresentam poucas estruturas diagenéticas macroscópicas. O calcário cinza escuro e os folhelhos negros são esparsos, formando algumas camadas de um centímetro de espessura relativamente ricas em matéria orgânica. Apesar dos excelentes registros sedimentares presentes em algumas seções, o Aptiano não possui uma cronologia bem definida, sendo alvo de debates atuais. A cicloestratigrafia é uma técnica que mede o tempo de duração dos ciclos climáticos que são produzidos pela interação dos parâmetros orbitais da Terra, como excentricidade, obliquidade e precessão dos equinócios, os quais periodicamente alteram o grau de insolação sazonal que a Terra recebe. Estes ciclos relacionados as variações orbitais, encontram-se na banda de frequências de Milankovitch, e são objetos de um crescente número de estudos sobre fenômenos geológicos repetitivos. No presente trabalho, apresentamos a cicloestratigrafia baseada em dados de susceptibilidade magnética (MS) e magnetização remanente anisterética (MRA), embasada por análises de tempo-frequência e resoluções astronômicas para o Cretáceo inferior, com o objetivo de obter um modelo de idade de alta resolução para o período estudado. As análises espectrais das séries de MS e MRA revelam ciclos sedimentares de 2–2,5 m; 0,65–0,8 m; 0,52 m; 0,24 m; 0,13–0,18 m; e 2–2,7 m; 0,67 m; 0,57 m; 0,2–0,27 m; 0,13–0,19 m, respectivamente. Com base nos dados bioestratigráficos disponíveis, a calibração dos ciclos de 2–2,5 m e 2–2,7 m para os ciclos de excentricidade de 405 kyr indica excentricidades curtas de (125 e 95 kyr), obliquidade (48–39 kyr) e precessão (33–23 kyr).

Palavras-chave: Susceptibilidade magnética. Magnetização remanente anisterética. Cicloestratigrafia. Cretáceo inferior.

5.3.3 AGU Fall Meeting 2019 (San Francisco, CA, Estados Unidos)



17 October 2019

Carolina Gonçalves Leandro
Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS
Instituto de Geociências
Porto Alegre, 90610010, Brazil

REF: AGU Fall Meeting 2019

Abstract ID: 602347

Abstract Title: Aptian Stage Astronomic Calibration in Poggio le Guaine Core (Cagli, Italy)

Dear Carolina Leandro,

The abstract referenced above has been accepted for presentation at the AGU Fall Meeting 2019 that will be held 9-13 December in San Francisco, CA, USA. Letters of notification were distributed by email on 2 October 2019 confirming the acceptance of this abstract.

This letter serves as an invitation for you to attend the AGU Fall Meeting 2019. The Fall Meeting is open to all those with related interests in the Earth and space sciences. Participation in the meeting includes attending sessions in your areas of interests and an opportunity to communicate with others working in the field of geophysical sciences.

This is an invitation to participate in the meeting, but not a personal sponsorship of your stay in San Francisco, CA. You will need to secure your own funding for travel, registration, and housing expenses as needed. Please refer to the AGU website for information at: <https://fallmeeting.agu.org/>.

We look forward to your attendance at the AGU Fall Meeting 2019.

Sincerely,

A handwritten signature in black ink, appearing to read "Nicole Oliphant", written in a cursive style.

Nicole Oliphant
Assistant Director, Scientific Programs
American Geophysical Union
Email address: noliphant@agu.org
Phone number: 202 328 0566
Address: 2000 Florida Avenue, NW
Washington, DC 20009

5.3.4 Palestra no Ciclo de Seminários do Programa de Pós-Graduação em Geofísica - PPGG do Observatório Nacional/MCTI



MINISTÉRIO DA
CIÊNCIA, TECNOLOGIA
E INOVAÇÕES



DECLARAÇÃO

Declaro, para os devidos fins, que **Carolina Gonçalves Leandro** apresentou a palestra intitulada “*Calibração astronômica para o Aptiano: implicações para novas idades e eventos paleoclimáticos*”, realizada no âmbito do Ciclo de Seminários do Programa de Pós-Graduação em Geofísica - PPGG deste Observatório Nacional/MCTI. A palestra foi apresentada dia 02/08/2022 às 15 horas no Auditório Emmanuel Liais (Observatório Nacional).

Rio de Janeiro, 15 de Setembro de 2022.


Vanderlei C. Oliveira Jr.
Coordenador PPGG/ON

5.3.5 Prêmio ANP de Inovação Tecnológica 2022 – Categoria I



5.3.6 Palestra na XX Semana Acadêmica da Geologia – 50 anos da Geologia Unisinos



JESUITAS BRASIL



UNIVERSIDADE DO VALE DO RIO DOS SINOS
Recredenciada pela Portaria Ministerial nº 1426 de 07/10/2011, D.O.U. de 10/10/2011
São Leopoldo - Rio Grande do Sul - Brasil



CERTIFICADO

Concedemos a CAROLINA GONÇALVES LEANDRO, este certificado de **Palestrante** no evento

XX Semana Acadêmica de Geologia - 50 Anos da Geologia Unisinos

Nível: Extensão Universitária

Promoção: Universidade do Vale do Rio dos Sinos - Unisinos

Apoio: Unisinos Student Chapter - AAPG, Projeto Georoteiros e Associação Profissional Sul-Brasileira de Geólogos - APSG

Realização: 29 de maio de 2023 a 2 de junho de 2023

Duração: 1h30



São Leopoldo, 30 de junho de 2023.

025.667.696.717

Maricélia Machry
Coordenadora de Registros

5.4 HISTÓRICO DO CURSO

Data 31/05/2023 13:36 -- Página2 1/1

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

Nome: Carolina Gonçalves Leandro

Cartão: 279128

Situação: ATIVO

Identidade: 1077817409

CPF: 02498349014

Data de Nascimento: 21/09/1990

Curso: GEOCIÊNCIAS - Doutorado

Área de Concentração: GEOLOGIA MARINHA

Orientador: JAIRO FRANCISCO SAVIAN

Proficiência no(s) Idioma(s): Espanhol, Inglês

Período	Código	Atividade de Ensino/Professor	Créditos	Carga Horária	Conceito	Frequência (%)	Situação	Instituição
23/01/2020		Exame de Qualificação	-	-	-	-	Aprovado	UFRGS
2020/01	GEB00031	Ambientes glaciais modernos Professor: Professor: JEFFERSON CARDIA SIMOES Titulação: Doutorado	5	75	A	100.00	Aprovado	UFRGS
2020/01	GEB27-40	T.E. em GEOLOGIA MARINHA: Estratigrafia de Sequências Professor: Palestrante: Vitor dos Santos Abreu Professor: Professor: MARIA LUIZA CORREA DA CAMARA ROSA Titulação: Doutorado	2	30	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
2019/01		Disciplina - Fundamentos da Ciclostrografia Professor: Professor: Marcia Ernesto	2	30	A	-	Aprov. Externo	USP
2018/02	GEB00137	Métodos micropaleontológicos e geoquímicos aplicados à paleoceanografia Professor: Professor: MARIA ALEJANDRA GOMEZ PIVEL Titulação: Doutorado	4	60	A	-	Aprovado	UFRGS
		Aproveitamento de Crédito neste Ingresso	24	-	-	-	Aprov. neste ingresso	
		Aproveitamento de Inglês	-	-	-	-		
		Espanhol em 18/03/2022	-	-	-	-		

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


Totais	
Créditos cursados com Aprovação neste Curso:	13
Aproveitamento de Créditos neste Ingresso:	24
Créditos por Aproveitamento Externo:	2
Total:	39

Documento gerado sob autenticação Nº VPH.965.474.508

Podendo ser constatada em até 45 dias a partir da data de emissão, na Internet, pelo endereço <http://www.ufrgs.br/autenticacao>, tendo validade sem carimbo e assinatura.

ANEXO I	
Título da Tese:	
“CALIBRAÇÃO ASTRONÔMICA DOS EVENTOS PALEOAMBIENTAIS DO APTIANO-ALBIANO”	
Área de Concentração: Geologia Marinha	
Autora: Carolina Gonçalves Leandro	
Orientador: Prof. Dr. Jairo Francisco Savian	
Examinadora: Profa. Dra. María Alejandra Gómez Pivel	
Data: 28/07/2023	
Conceito: A	
PARECER:	
<p>A Tese defendida representa uma valiosa contribuição para o refinamento da cronologia e o estudo dos eventos anóxicos oceânicos do Aptiano-Albiano. O texto integrador dá coesão à Tese e apresenta de forma clara o embasamento teórico necessário para a compreensão dos artigos. A seção de “Materiais e Métodos” poderia se chamar algo como ‘Considerações sobre os materiais e métodos’ porque ali se discutem os métodos utilizados para extrair informações paleoclimáticas (<i>proxies</i> paleoclimáticos) e a análise de sinais cicloestratigráficos, ou seja, não é uma simples descrição dos métodos.</p> <p>Os dois artigos gerados são de grande impacto sendo que um deles já foi publicado em 2022 e o outro foi submetido e se encontra em fase de revisão. Na defesa e arguição, ficou claro o domínio do tema. Foram feitos questionamentos pontuais em relação ao texto e sobre a confiabilidade dos <i>datuns</i> bioestratigráficos utilizados no artigo 2.</p> <p>Parabenizo a aluna, o seu orientador e os demais co-autores dos artigos pelo trabalho de excelência.</p>	
Assinatura:	Data: 28/07/2023
Ciente do Orientador:	
Ciente do Aluno:	

ANEXO I
Título da Tese:
“CALIBRAÇÃO ASTRONÔMICA DOS EVENTOS PALEOAMBIENTAIS DO APTIANO-ALBIANO”
Área de Concentração: Geologia Marinha
Autora: Carolina Gonçalves Leandro
Orientador: Prof. Dr. Jairo Francisco Savian
Examinador: Prof. Dr. Karlos Guilherme Diemer Kochhann
Data: 28/07/2023
Conceito: A
PARECER:
<p>Considero que a tese de doutorado apresentada por Carolina Gonçalves Leandro cumpre de forma satisfatória os requisitos esperados para o nível de doutorado. A tese apresenta um estudo cicloestratigráfico detalhado do intervalo de tempo Aptiano-Albiano (Cretáceo inferior), baseado em sucessões sedimentares tetianas e do Oceano Atlântico Sul.</p> <p>O estudo tem o potencial de impactar estimativas de idades absolutas utilizadas para datums bioestratigráficos de altas e baixas latitudes no intervalo Aptiano-Albiano. Esses datums embasam correlações globais e formam o arcabouço temporal para a interpretação de diversos mecanismos paleoclimáticos e paleoceanográficos. Sugestões de melhorias, principalmente relacionadas ao artigo não publicado, serão enviadas diretamente à candidata e ao orientador.</p>
Assinatura:  Data: 28/07/2023
Ciente do Orientador:
Ciente do Aluno:

ANEXO I
Título da Tese:
“CALIBRAÇÃO ASTRONÔMICA DOS EVENTOS PALEOAMBIENTAIS DO APTIANO-ALBIANO”
Área de Concentração: Geologia Marinha
Autora: Carolina Gonçalves Leandro
Orientador: Prof. Dr. Jairo Francisco Savian
Examinador: Prof. Dr. Martino Giorgioni
Data: 28/07/2023
Conceito: A
PARECER:
<p>O documento da tese apresenta-se muito bem escrito e estruturado. A parte introdutória são claramente explicados os objetivos, os métodos e as fundamentações do trabalho desenvolvido. Os resultados são apresentados em dois artigos científicos, sendo um já publicado, redigidos em inglês. Os resultados são claramente apresentados e discutidos de acordo com o rigor científico. Têm pontos menores que poderiam ser aprimorados, a saber: 1) discutir a correlação dos mínimos de excentricidade com os mínimos dos proxies; 2) discutir mais rigorosamente a variação dos dados isotópicos respeito à diagénese e fatores do ambiente deposicional; 3) evitar ambiguidade terminológica sobre a taxa de sedimentação, sendo que “sedimentation rate” e “accumulation rate” são dois parâmetros diferentes; 4) não apresentar os dados de carbono inorgânico total de forma bruta, mas calcular o teor de CaCO₃.</p> <p>Na defesa a candidata mostrou bom domínio do conhecimento e das ferramentas utilizada e abordou os questionamentos de forma clara e exaustiva, demonstrando a maturidade científica que se espera para a conclusão de um doutorado. Diante do exposto, recomendo a aprovação com conceito <i>Excelente</i>.</p>
Assinatura:  Data: 28/07/2023
Ciente do Orientador:
Ciente do Aluno: