UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

RICARDO MENDES SHYU

Magnetoestratigrafia do Geossítio K-Pg na Mina de Poty, Pernambuco, Brasil.

Orientador: Prof. Dr. Luigi Jovane

São Paulo

2022

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA SEDIMENTAR

RICARDO MENDES SHYU

Magnetoestratigrafia do Geossítio K-Pg na Mina de Poty, Pernambuco, Brasil.

Dissertação de mestrado apresentada ao programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, para a obtenção do título de Mestre em Ciências.

Área de concentração: Recursos Minerais e Meio Ambiente.

Orientador: Prof. Dr. Luigi Jovane

São Paulo

2022

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Magnetoestratigrafia do Geossítio K-Pg, na Mina de Poty, Pernambuco, Brasil.

RICARDO MENDES SHYU

Orientador: Prof. Dr. Luigi Jovane

Dissertação de Mestrado

Nº 886

COMISSÃO JULGADORA

Dr. Luigi Jovane

Dr. Jairo Francisco Savian

Dr. Andre Marconato

SÃO PAULO
2022

Agradecimentos

Não há palavras para conseguir descrever a gratidão que tenho por todos que contribuíram para eu conseguir concluir esse trabalho, que me fez evoluir pessoalmente e profissionalmente.

Ao meu Professor Dr. Luigi Jovane, por confiar em mim e me orientar não só academicamente, mas na minha vida como um todo, me incentivando e motivando em todos os momentos.

A todos os meus professores desde o ensino fundamental, médio, graduação e pós-graduação, sem vocês esse caminho não seria possível.

Aos meus amigos: Muhammad, Stephanie, Gabriel Lucas, Gabriel Barbosa, Rafaela, Ana Paula, Daniel, Thais, por me darem suporte, por compartilhar risadas e lágrimas nessa jornada.

Ao Laboratório Centro Oceanográfico de Registros Estratigráficos, CORE-IO-USP, e todos os seus membros e técnicos, por toda vivência, discussão e aprendizado em todos os momentos.

Ao Laboratório de Paleomagnetismo do Instituto Astronômico e Geofísico da USP, do Prof. Dr. Ricardo Trindade e todos os seus membros em especial os técnicos, Daniele e Giovani que sempre me ajudaram.

Ao Instituto de Geociências da USP e todos os membros do GSA, bem como aos membros da CPG, em especial aos secretários de pós-graduação Katherine e Alexandre.

Ao Instituto Oceanográfico da USP.

A Petrobrás/S.A por apoiar e financiar esse trabalho.

À Universidade de São Paulo, por oferecer o caminho da ciência em minha vida.

> À minha família, Pai, Mãe, irmãs Karina e Leticia, meu irmão Rafael, estar estarem comigo em cada novo passo e por me amarem incondicionalmente.
>
> A minha avó Maria Cristina Shyu.
>
> A todos os meus familiares.
>
> A minha noiva Christiane Esteves, por estar comigo em todos os momentos.

A cada um de vocês, meu sincero **obrigado**.

"*A extinção é a regra. Sobreviver é uma exceção*." **Carl Sagan**

RESUMO

O limite entre os períodos Cretáceo e Paleógeno (K-Pg) é caracterizado por mudanças drásticas em todos os ambientes terrestres, envolvendo impactos diretos na biodiversidade, resultando na extinção em massa de aproximadamente 70% da biosfera terrestre. Com o propósito de elaborar novos dados geocronológicos em relação ao limite K-Pg e as mudanças paleoambientais ocorridas no planeta há 66 Ma, foram realizados estudos paleomagnéticos de alta resolução na sucessão deposicional sedimentar da mina de Poty, em Pernambuco, litoral nordeste brasileiro, a qual corresponde ao estágio do Maastrichtiano-Daniano. Foi possível caracterizar o comportamento magnético, e mineralógico, dos grãos que compõem as rochas do afloramento, com os parâmetros de susceptibilidade magnética (MS), curvas de histerese magnética, curvas termomagnéticas, magnetização remanente natural (NRM), magnetização remanente anisterética (ARM), magnetização remanente isotermal (IRM) e curvas reversas de primeira ordem (FORCs).

Por meio desses parâmetros magnéticos foi identificado o principal portador magnético da seção estratigráfica. O mineral de baixa coercividade é a magnetita, confirmada pela IRM triaxial e curvas termomagnéticas. Sua origem é provavelmente detrítica. A contribuição relativa da magnetita apresenta variações significativas ao longo da estratigrafia, essas variações estão associadas a mudanças paleoambientais, na sedimentação. Após as desmagnetizações progressivas em campo alternado (AF) e térmica (TH), os dados foram plotados de acordo com a litologia e assim foram definidas 7 magnetozonas sendo 3 de polaridade normal e 4 de polaridade reversa. Definidas as magnetozonas foi possível elaborar a magnetoestratigrafia de acordo com a escala de tempo de polaridade geomagnética (GPTS 2012). Os dados de bioestratigrafia foram produzidos pelo ITT Fóssil, na UNISINOS e também foram usados para complementar a integração e correlação a GPTS. A seção estratigráfica é representada por carbonatos com alternância de wackestone, packstone e mudstone depositados durante uma transgressão marinha em coincidência com aumento de temperatura e bioprodutividade no Maastrichtiano. Após o K-Pg é possível observar características de um ambiente anóxico pela MS e precipitação de sulfetos de ferro pelas curvas termomagnéticas. Através dos dados geoquímicos é possível observar valores que representam a um aumento de SiO_2 e Al_2O_3 associados ao aporte de sedimentos terrígenos, indicando possivelmente um ambiente marinho raso. Deste modo, com a integração desses resultados, foi possível elaborar um modelo de idade refinado de alta resolução que ajuda a compreender os fatores da extinção em massa e caracterizando paleoambientalmente a que marcaram o final da era Mesozoica e o início da era Cenozoica.

Palavras-chave: Cretáceo-Paleógeno (K-Pg), Magnetoestratigrafia, Geossítio Mina de Poty, Nordeste do Brasil.

ABSTRACT

The boundary between the Cretaceous and Paleogene periods (K-Pg) is characterized by drastic changes in terrestrial environments, causing mass extinction and impacts on biodiversity. To develop new geochronology at the K-Pg limit and the related paleoenvironmental changes that occurred 66 Ma ago, high resolution paleomagnetic studies were carried out in the sedimentary deposicional sucession of the Poty Quarry, in Pernambuco (northeastern Brazilian coast), which corresponds to the Maastrichtian-Danian stage. The magnetic parameters such as magnetic susceptibility (MS), thermomagnetic curves, natural remanent magnet (NRM), anhysteretic remanent magnetization (ARM), isothermal remanent magnetization (IRM) and first-order reverse curves (FORCs) were obtained. Through these magnetic parameters, the main magnetic component for the stratigraphic section was identified. The low coertivity mineral is magnetite and which was confirmed by IRM and thermomagnetic curves. Its origin is probably detrital. The relative contribution of magnetite presents significant differences along the stratigraphy, these variations are associated with paleoenvironmental changes during sedimentation. After progressive demagnetizations in alternating (AF) and thermal (TH) fields, the data were plotted according to the lithology and thus 7 magnetozones were identified, 3 of normal polarity and 4 of reverse polarity. After defining magnetozones, a magnetostratigraphy was prepared according to the geomagnetic polarity time scale (GPTS 2012). Biostratigraphy data were produced at ITT Fossil, UNISINOS and were also used to complement integration and correlation to GPTS. The sedimentological changes at stratigraphic intervals are characterized by wackestone, packstone and mudstone while calcium carbonates sedimentation initiated during a Maastrichtian-enhancing marine transgression and bioproductivity. After K-Pg, it is possible to observe the characteristics of an anoxic environment by Magnetic susceptibility. Through the geochemical data it is possible to observe the values which represent an increase of SiO_2 and Al_2O_3 associated with the contribution of terrigenous sediments, possibly indicating a shallow marine environment. As a result, a high resolution age model was elaborated that helps understanding the mass extinction and characterization of the environmental changes that marked the end of the Mesozoic Era and the beginning of the Cenozoic Era.

Sumário

1 INTRODUÇÃO 15

2 JUSTIFICATIVA 19

3 OBJETIVOS 20

3.1. OBJETIVOS ESPECÍFICOS 21

4 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO 21

4.1 FORMAÇÃO GRAMAME 24
4.2 FORMAÇÃO MARIA FARINHA 25

5 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA 26

5.1 O CAMPO GEOMAGNÉTICO 26

6 MATERIAIS E MÉTODOS 31

6.1 AMOSTRAGEM 31
6.1.1 COLETA 31
6.1.2 PREPARAÇÃO 32
6.2 MINERALOGIA MAGNÉTICA – METODOS PRINCIPAIS 33
6.2.1 PARÂMETROS MAGNÉTICOS 33
6.2.2 SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA (KMASS/M³) 33
6.2.3 MAGNETIZAÇÃO REMANENTE NATURAL (NRM) 34
6.2.4 MAGNETIZAÇÃO REMANENTE ANISTERÉTICA (ARM) E ISOTERMAL (IRM) 37
6.2.5 CURVAS TERMOMAGNÉTICAS 39
6.2.6 CURVAS DE HISTERESES 39
6.2.3 FIRST ORDER REVERSAL CURVES (FORCS) 42
6.3 MINERALOGIA GEOQUÍMICA – METODOS COMPLEMENTARES 43
6.3.1 PARÂMETROS GEOQUÍMICOS 43
6.2.3 FLUORESCÊNCIA DE RAIOS-X (XRF) 43
6.3.3 DIFRATOMETRIA DE RAIOS-X (XRD) 45
6.3 BIOESTRATIGRAFIA 46

7 RESULTADOS 47

7.1 SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA 47
7.2 NATURAL REMANÊNCIA MAGNÉTICA 48
7.3 MINERALOGIA MAGNÉTICA 55
7.3.1 CURVAS TERMOMAGNÉTICAS 55
7.3.2 CURVAS DE HISTERESE MAGNÉTICA E FORCS 57
7.3.3 MAGNETIZAÇÃO REMANENTE ANISTERÉTICA (ARM) E ISOTERMAL (IRM) 58
7.4 MAGNETISMO DE ROCHA 63
7.5 MAGNETISMO AMBIENTAL 64
7.6 GEOQUÍMICA ELEMENTAR 65
7.7 XRF 66
7.8 XRD 66
7.9 BIOESTRATIGRAFIA 68

8 DISCUSSÃO 70

8.1 MAGNETOESTRATIGRAFIA 74
8.2 MODELO DE IDADE 76

9 CONCLUSÕES 77

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 78

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Paleomapa Mundi no período de estudo 66 Ma.....20

Figura 2 - Representação geográfica do geossítio K-Pg, na mina de Poty.....23

Figura 3 - Detalhe da seção estratigráfica K-Pg com formações geológicas.....26

Figura 4 - Os principais elementos do campo geomagnético.....28

Figura 5 – Exemplos de magnetização remanente.....29

Figura 6 - Afloramento completo da seção estratigráfica K-Pg.....31

Figura 7 - Trabalho de corte na serra de precisão.....32

Figura 8 - Detalhe das amostras em cubos e suas medidas de 2x2x2.....33

Figura 9 - Equipamento Kappabridge MFK1-FA (AGICO).....34

Figura 10 - Magnetômetro Longcore 2G Enterprises DC SQUID.....35

Figura 11 - Forno de aquecimento ASC Scientific Themal Demagnetizer.....36

Figura 12 - Magnetômetro Longcore 2G Enterprises DC SQUID.....37

Figura 13 - Pulser indutor de campo magnético 38

Figura 14 - Histerese magnética com orientação aleatória.....40

Figura 15 - Exemplos de curvas de histerese para diferentes tipos de minerais.....40

Figura 16 - Amostra sendo pulverizada para preenchimento das primeiras cápsulas.....41

Figura 17 - Magnetômetro de Amostra Vibrante (VSM) Micromag 3900.....42

Figura 18 - Curva em vermelho representa um FORC.....43

Figura 19 - Equipamento de XRF Supermini 200 de Rigaku.....44

Figura 20 - Modelo de identificação de biozonas e correlação.....46

Figura 21 - Exemplos de desmagnetização a campos alternados de amostras carbonáticas...52

Figura 22 - Exemplos de desmagnetização térmica de amostras carbonáticas.....53

Figura 23 - Curvas termomagnéticas.....56

Figura 24 – Curvas de Histereses magnéticas grãos magnéticos.....57

Figura 25 - Diagramas de Curvas Reversivas de Primeira Ordem (FORCs).....58

Figura 26 - Perfil litológico com plotagem dos dados SM, ARM, S-IRM, H-IRM.....63

Figura 27 - Perfil litológico com plotagem dos dados magnetismo ambiental.....64

Figura 28 - Perfil litológico com dados de análises elementares de XRF.....65

Figura 29 - Dendrograma XRD.....67

Figura 30 - Difratograma XRD.....67

Figura 31 - Detalhe da interpretação paleomagnética C29R, C29N.....73

Figura 32 – Magnetoestratigrafia completa.....74

Figura 33 – Escala do tempo de polaridade geomagnética a GPTS 2012.....75

Figura 34 - Modelo de idade da Mina de Poty.....76

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Dados da desmagnetização Térmica (TH), com os nomes das amostras, profundidades, identificação das camadas do afloramento, intensidade magnética, declinação, inclinação, e máximo desvio angular (MAD3).....49

Tabela 2 - Dados da desmagnetização em campo alternado, com os nomes das amostras, profundidades, identificação das camadas do afloramento, intensidade magnética, declinação, inclinação, e máximo desvio angular (MAD3).....50

Tabela 3 - Dados da desmagnetização em campo alternado, com os nomes das amostras, profundidades, identificação das camadas do afloramento, intensidade magnética, declinação, inclinação, e máximo desvio angular (MAD3).....51

Tabela 4 - Amostras que foram medidas e adquidas as curvas termomagnéticas..... 55

Tabela 5 - Dados da IRM com os nomes das amostras, profundidades, SIRM, HIRM100, HIRM300 e Razão S.....59

Tabela 6 - Dados da IRM, com os nomes das amostras, profundidades, SIRM, HIRM-100, HIRM-300 e Razão S.....60

Tabela 7 - Dados de Curvas de Hysterese magnética com nomes das amostras, profundidades, Magnetização de Saturação (Ms), Magnetização de Remanência (Mr) e Coercividade (Hc).....61

Tabela 8 - Dados de Curvas de Hysterese magnética com nomes das amostras, profundidades, Magnetização de Saturação (Ms), Magnetização de Remanência (Mr) e Coercividade.....62

Tabela 9 - Dados da análise bioestratigráficas com as respectivas espécies de foraminíferos encontradas e caracterização fossilífera.....69

1 INTRODUÇÃO

Ao longo do tempo geológico ocorreram eventos de grandes magnitudes que deixaram marcas e registros que podem ser estudados para entender como foram estes processos e como o planeta respondeu a eles. A nossa principal ferramenta é a reconstrução da história do planeta terra, que é baseada na ciência de diferentes âmbitos, como a Geologia, a Geofísica, a Paleoceanografia, a Paleobiologia, a Paleoclimatologia e também o Paleomagnetismo, sendo todas elas resumidamente a uma grande área chamada Paleogeografia. Esta ciência se preocupa em mapear a Terra através do tempo, com o uso de argumentos que mantém um cenário coerente. Um desses cenários de grande magnitude é o que está situado na passagem do período Cretáceo para o Paleógeno (K-Pg) (Alvarez et. al., 1980; Courtillot et. al., 1986, 1988).

Essa transição de períodos é marcada pela presença de descontinuidades geológicas nos registros sedimentares que são observadas em diversos lugares do planeta (Albertão, 1992; Keller et. al., 2010). A questão da extinção em massa no final do Cretáceo é um assunto ainda muito polêmico, devido a diversas consequências e hipóteses associadas ao grande evento (Archibald et. al., 2010; Courtillot e Fluteau, 2010). Portanto, as buscas por justificativas são necessárias, tanto para entender os processos atuantes como as consequências dele.

As causas genéricas podem ter sido: (I) Mudanças graduais ou rápidas das condições oceanográficas atmosféricas ou climáticas (Wilf et. al., 2003; Bowman et. al., 2012; Tobin et. al., 2012;) (II) Coincidência aleatória ou cíclica de fatores causativos; (III) Inversão do campo magnético terrestre (Sharpton et. al., 1992; Chenet et. al., 2007; Saunders et. al., 2007); (IV) Influência de uma supernova próxima; (V) Invasão de água doce (de um suposto lago ártico) no oceano (Alvarez et. al., 1980). E também estudos mais recentes (Courtillot et. al., 2003, 2010; Shoene et. al., 2019; Font et. al., 2020) apresentam o vulcanismo como possível causa também.

Alvarez et. al. (1980) sugeriram a hipótese de que o planeta havia sofrido uma colisão com um corpo extraterrestre. Segundo os mesmos autores, o impacto de um meteorito foi tão significativo que teria mudado completamente as condições ambientais do planeta. Neste cenário pós-colisão, o material do asteróide se mistura com o material da crosta terrestre originando uma nuvem de poeira que teria coberto quase toda a superfície terrestre, interrompendo a entrada de luz solar (Kent et. al., 1981). Como consequência imediata teria surgido à interrupção fotossíntese, que imediatamente atinge todos os níveis tróficos da cadeia

alimentar, tanto dos seres vivos marinhos como terrestres (Schulte et. al. 2010). Esses eventos em série, teriam afetado diretamente a vida, causando a extinção em massa de vários organismos que habitavam no planeta Terra (Alvarez et. al., 1980; Kent, 1981; Bonté et. al., 1984; Alvarez, 1987; Smit, 1990; Canudo et. al., 1991; Albertão, 1992).

Essa hipótese está fundamentada na presença anômala de irídio em uma seção carbonática de águas profundas correspondentes ao K-Pg nas cidades de Gubbio, na rua da Contessa e Bottaccione, na Itália, bem como na descoberta da cratera de Chicxulub na Península de Yucatã no México (Alvarez et. al., 1980; Alvarez, 1987; Hildebrand et. al., 1991), que evidencia diretamente o impacto com o bólido de aproximadamente 10 km de diâmetro (Alvarez et. al., 1986; Elliot et. al., 1994). Vale ressaltar que os autores não desvinculam nenhuma das possíveis causas, citadas acima, e assim correlacionam-nas com o evento do bólido.

Após a publicação deste trabalho de Alvarez et. al. (1980), muitos outros estudos surgiram para corroborar e detalhar mais precisamente sobre essa teoria do impacto (Hildebrand et. al., 1991; Swisher et. al., 1992; Keller and Stinnesbeck, 1996; Chenet et. al., 2009).

Em contra partida, nas últimas décadas, as causas dessas crises de extinção têm sido fortemente debatidas (Keller et. al., 2016, 2017) com partidários da teoria do impacto do bólido (Alvarez et. al., 1980) se opondo àqueles que favorecem as origens terrestres enraizadas na atividade de Grandes Províncias Ígneas (LIP - *Large Igneous Province*) de (Courtillot e Renne, 2003; Keller et. al., 2008; Courtillot & Fluteau, 2010) e mudanças ambientais associadas (Ward et. al., 1995; Renne et. al., 2015), incluindo anoxia marinha, aquecimento global, acidificação dos oceanos e/ou mudanças no nível do mar (Hallam & Wignall, 1989; Font et. al., 2011 Renne et. al., 2013, 2015). À extinção em massa do final do Cretáceo (K-Pg) é intrigante na medida em que coincidiu com o impacto de um grande bólido e as volumosas erupções do LIP do Deccan Traps na Índia (Shoene et. al., 2015; Font et. al., 2021).

De acordo com Font et. al. (2021), a associação temporal entre LIPs e extinções em massa é reconhecida há mais de três décadas (Swicher et. al., 1992; Stother, 1993), mas somente nos últimos anos avanços nos métodos de datação radioisotópica (Swicher et. al. 1992; Courtillot et. al., 2000; Renne et. al., 2013) e outros proxies confirmaram a ligação de LIPs vulcanismo-extinção por pelo menos em três, e talvez todos os cinco principais fenômenos de crise de extinções do Fanerozóico (Blackburn et. al., 2013, Burgess and Bowring, 2015, Schoene et. al., 2015). A implicação é que o vulcanismo maciço e as

mudanças ambientais associadas são o principal motor das extinções em massa, embora o vulcanismo claramente nem sempre resulte em extinção em massa (Wignall, 2005; Font et. al., 2020). Mecanismos de morte causados por vulcões comumente implicados em crises de extinção incluem aquecimento global e, em menor grau, resfriamento, anoxia e acidificação nos oceanos, chuva ácida, danos ao ozônio e radiação UV-B prejudicial em terra (Bond et. al., 2014). Embora muitos deles também sejam efeitos potenciais do impacto de bólidos, a ausência de ligações temporais convincentes entre impactos e extinção além do exemplo do final do Cretáceo, sugere que os bólidos não são os principais impulsionadores de extinções no registro fóssil. De forma alarmante, existem semelhanças impressionantes entre as crises de extinção do passado e as previstas para as próximas décadas (Barnosky et. al., 2011; Ceballos et. al. 2015). A ciência ainda não sabe se um único estresse ambiental pode causar uma extinção em massa, ou se todas as extinções em massa são cenários multicausais, mas encontrar a resposta é de suma importância para o nosso futuro.

Nesse contexto, esse trabalho aborda pesquisas desenvolvidas nas bacias sedimentares no nordeste brasileiro, identificando estruturas sedimentares com as mesmas características das que foram encontradas em outros lugares do mundo como, por exemplo, em Gubbio e Contessa na Italia, Biddart na Franca, sugerindo que seriam as unidades estratigráficas que marcam o final do período Cretáceo e início do Paleógeno.

Essa sucessão deposicional de unidades estratigráficas da transição do K-Pg está presente nas rochas do afloramento da mina de Poty, no estado de Pernambuco, no Nordeste Brasileiro. Esse nível estratigráfico apresenta uma anomalia de irídio, um elemento químico não abundante na crosta terrestre que geralmente está associado a fenômenos vulcânicos e corpos extraterrestres (Alvarez et. al., 1980, 1990; Sawlowicz, 1993; Elliot et. al., 1994; Winter, 2006). Tectonicamente essa área é uma parte da Bacia Sedimentar de Pernambuco-Paraíba-Rio Grande do Norte. Alguns estudos anteriores descrevem o local como um dos primeiros a apresentar a anomalia do irídio em baixas latitudes na América do Sul (Albertão & Martins, 2002). Investigações preliminares da seção sedimentar que abrange o limite K-Pg na Bacia de Pernambuco forneceram evidências diretas de um evento de impacto de bólido. Esta é uma ocorrência particularmente interessante, porque ainda é a única seção de referência de fronteira K-Pg exposta em regiões de baixa latitude do sul da América do Sul, sem evidência de um hiato significativo ou retrabalho (Albertão, 1993). Além disso, esses autores encontraram evidências de um possível tsunami em Poty (Albertão & Martins, 1996; Barbosa & Neumann, 2004). O afloramento apresenta camadas com alto índice de energia e mistura de organismos da fauna e flora, quartzo de impacto e microesférulas (Koutsoukos, 1994),

aproximadamente 50 cm abaixo da camada onde é identificada como o inicio da idade daniana. O conteúdo fossilífero de organismos marinhos, caracterizados como foraminíferos plantônicos também é uma das razões pelas quais tem grande importância na mineração de calcário e argila (Albertao et. al., 1992).

Novos parâmetros ambientais (ou proxies) são conectados a esses cenários caóticos de extinção em massa, como o intervalo de baixa suscetibilidade magnética logo após o K-Pg, que foi observado pela primeira vez em Gúbbio (Lowrie et. al., 1990; Ellwood et. al., 2003), local onde este intervalo corresponde a uma zona de vários decímetros de espessura de calcários esbranquiçados. A cor branca tem sido interpretada como a remoção de ferro por dissolução pós-deposicional de minerais ferrimagnéticos. Lowrie et. al. (1990) sugeriram que essa dissolução foi causada pela infiltração descendente de águas redutoras que resultaram do rápido acúmulo de matéria orgânica produzida pela extinção em massa após o impacto.

A indicação de continuidade na sedimentação, além dos parâmetros sedimentológicos, é obtida por caracterização paleontológica (Albertao et. al., 1994; Fauth, et. al., 2005; Rodrigues et. at., 2014) (como microfósseis, que fornecem dados bioestratigráficos mais refinados) e também por magnetoestratigrafia (Butler et. al., 1977; Chenet et. al., 2007), já que por relação global (em projetos do Programa Internacional de Correlação Geológica – PICG), definiu-se a passagem Cretáceo-Paleógeno dentro do Chron Reverso de número 29 (C29R). Moërner (1982) na Dinamarca e Delacotte et. al. (1985) na França estabelecem que o limite K-Pg, nesses locais, encontra-se posicionado no C29R, em correlação com os dados de poços do Deep Sea Drilling Project (DSDP). Outra importante caracterização que tem sido feita é a geoquímica, através de elementos-traços, além da utilização de isópotos estáveis de carbono, oxigênio e estrôncio (Albertão, 1992; Nascimento et. al., 2011; Sial et. al., 2013, 2014).

Este trabalho de mestrado faz parte do grupo de pesquisa do CORE-IO-USP, com o ITT Fóssil da Unisinos e LITPEG da UFPE que é um projeto sobre a caracterização paleoambiental do limite entre os períodos Cretáceo - Paleógeno, no qual envolvem pesquisas de doutorado e pós-doutorado com fomento da Petrobrás e FAPESP.

2 JUSTIFICATIVA

A Mina de Poty (Fig. 1) pertence ao grupo Votorantim Cimentos, e é a segunda unidade de produção mais antiga do grupo, estando em atividade desde a década de 1940. Foi construída com o intuito de abastecer a região nordeste do Brasil, em uma época de grande carência de cimento no mercado regional, devido à dificuldade da importação deste produto decorrente dos conflitos gerados pela Segunda Guerra Mundial. Esse empreendimento foi fundamental para o desenvolvimento local, aumentando a atividade econômica e o crescimento populacional, provenientes da geração de emprego da Mina de Poty.

Gilberto Albertão e Paulo Martins (1992) iniciaram os estudos na Mina de Poty, e descobriram as evidências diretas do impacto meteorítico, registrados na estratigrafia, como da anomalia de irídio no local. Desde então estudos de grande relevância foram publicados sobre a importância geológica do afloramento (Albertao et. al., 1994; Fauth et. al., 2005; Rodrigues et. at., 2014). Após 25 anos de pesquisas que materializaram o momento geológico que marcou o final da Era Mesozoica e começo da Era Cenozoica, a Mina de Poty é reconhecida e a Votorantim cimentos assume o compromisso de implementar, junto à atividade minerária, estratégias para a geoconservação e em novembro de 2018, tornou-se um *geossítio* de patrimônio geológico de relevância mundial. Essa iniciativa integra o setor da indústria extrativa mineral com a sociedade, promovendo a conservação da natureza, biodiversidade e geodiversidade.

Do ponto de vista Paleogeográfico, a Mina de Poty é um ótimo alvo para o levantamento de dados paleomagnéticos, uma vez que está relativamente próxima à cratera de chixchulub em relação a outros lugares do planeta e necessita de um método complementar aos estudos anteriormente publicados, como bioestratigráfico (Tinoco, 1971; Koutsoukos et. al., 1990, 2006; Fauth et. al., 2005; Rodrigues et. al., 2014,), geoquímicos (Nascimento et. al., 2011; Sial et. al., 2013, 2014) e mineralógicos (Albertao & Matins, 1996; Barbosa et. al., 2005, 2006; Gertsch et. al., 2013). Portanto, nesse âmbito, fez-se necessário o levantamento de dados paleomagnéticos para assim poder identificar e caracterizar magneticamente as estruturas sedimentares, bem como, a sucessão do afloramento pós K-Pg.

Este trabalho traz um modelo de idade detalhado, com inversões de polaridade, incluindo novas interpretações e características magnéticas pós-deposicionais, incluindo novos dados paleomagnéticos sobre a sedimentação pós-catástrofe, a partir da magnetoestratigrafia acerca da transição do limite Cretáceo-Paleógeno.

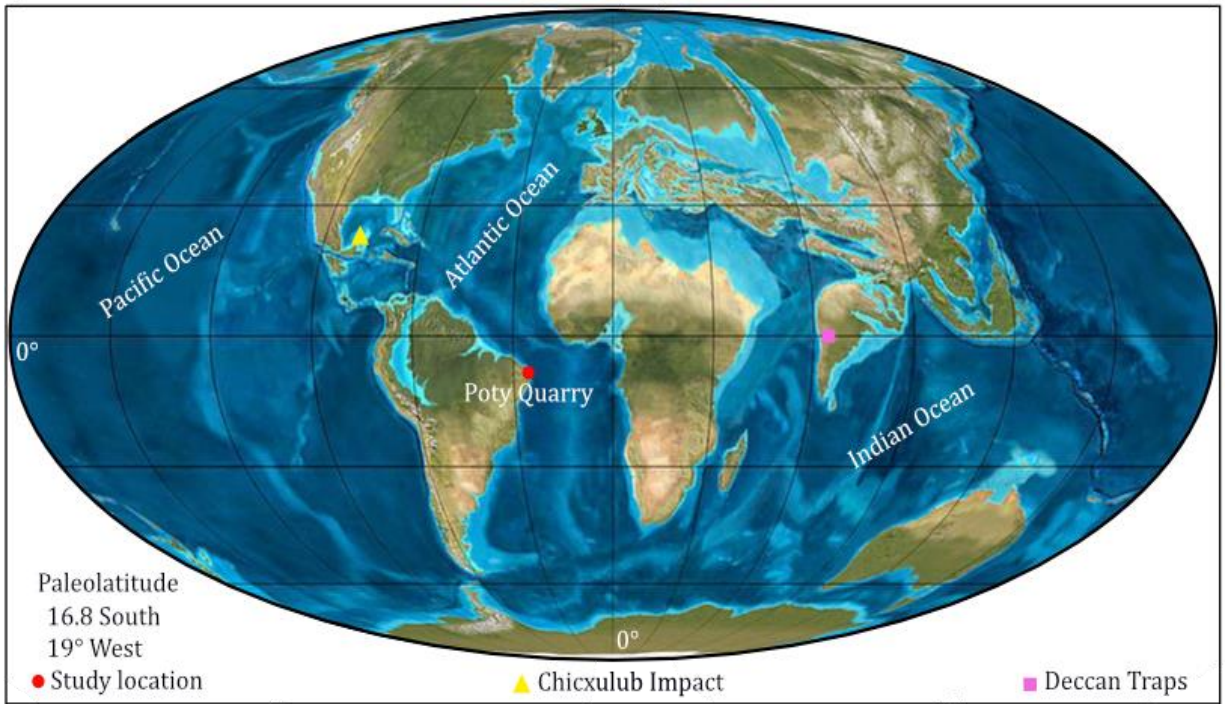

Figura 1: Paleomapa Mundi no período de estudo 66 Ma, com a disposição paleogeográfica das massas continentais e oceânicas. Modif. Scotese 2013.

3 OBJETIVOS

Este trabalho propõe-se a determinar a magnetoestratigrafia da seção aflorante sobre o limite K-Pg, a partir de análises paleomagnéticas, mineralógicas e geoquímicas em 112 amostras da Mina de Poty, correlacionando os novos dados paleomagnéticos com os dados bioestratigráficos e de outros estudos publicados anteriormente, elaborando um modelo de idade de alta resolução, com o intuito de compreender os eventos e condições paleoambientais e paleoclimáticas no final da Era Mesozoica e início da Era Cenozoica, que ocorreu por volta de 66 milhões de anos atrás, no geossítio da Mina de Poty.

Este método ainda não foi utilizado na seção estratigráfica, podendo ser de grande potencial para refinar a geocronologia. Estabeleceram-se estratigraficamente a posição da transição do Chron 29 Reverso e 29 Normal, bem como a sucessão dos chrons ao longo da estratigrafia.

3.1. Objetivos específicos

I. Elaborar uma magnetoestratigrafia a fim de caracterizar direções paleomagnéticas do afloramento de acordo com a Geomagnetic Polarity Time Scale GPTS.

II. Definir as condições paleoambientais no final do período Cretáceo e início do Paleógeno.

III. Relacionar a magnetoestratigrafia com a bioestratigrafia, elaborando um modelo de idade para o período, aumentando a resolução geocronológica do afloramento geológico na Mina de Poty.

4 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

O Geossítio K-Pg, local de estudo, está inserido dentro da Mineradora Votorantim Cimentos Poty (Fig. 1), localizada geograficamente a uma Latitude Sul de 7˚52'45,07" e Longitude Oeste de 34˚50'57,91", no município de Paulista, região metropolitana de Recife no estado de Pernambuco, Nordeste Brasileiro, apresentando até o momento, o registro geológico mais completo do Brasil sobre a transição do K-Pg (Albertao, 1993; Albertão & Martins, 1992, 2006).

O afloramento está localizado dentro da Bacia da Paraíba, que está inserida no contexto das bacias marginais brasileiras. A origem e evolução desta bacia estão relacionadas aos fenômenos de ruptura da litosfera, durante o processo de separação dos continentes sul-americano e africano, consequentemente a abertura do Oceano Atlântico (Beurlen, 1967c; Mabesoone & Alheiros, 1988; Barbosa, 2004), por volta de 140 Ma.

A Bacia do Paraíba ocupa uma área *onshore* de cerca de 7.600 Km² e sua área *offshore* é de cerca de 31.400 Km², estendendo- se na plataforma continental até a cota batimétrica de 3000 metros (Almeida et. al. 1977; Barbosa, 2004; Nascimento & Sial, 2011).

Mabesoone e Alheiros (1988, 1993) denominam de Bacia Pernambuco-Paraiba sendo delimitada pela a Zona de Cizalhamento Pernambuco e o Alto de Touros e caracterizaram a sedimentação dessa bacia como uma rampa carbonática, que foi inicialmente definida como uma rampa homoclinal com cobertura sedimentar rasa, onde possivelmente existiu até o final do Cretáceo, um alto entre os dois lados do Oceano Atlântico em forma de soleira, ou ponte terrestre submersa que ainda ligava a America do Sul e África (Barbosa & Lima Filho, 2006; Nascimento & Sial, 2011). Durante seu rebaixamento, basculou para sul, permitindo a sedimentação do rifte sul-atlântico chegar até a região a norte de João Pessoa

(Formação Gramame). Esses autores também caracterizaram cronologicamente essas formações, datando através de estudos sedimentológicos, paleontológicos e dados bibliográficos já datados anteriormente (Tinoco, 1971; Mabesoone, 1967; Almeida, 1977).

A evolução da Bacia da Paraíba, especificamente na sub-bacia de Olinda, foi interpretada por Lima Filho et. al. (2006), como ocorrendo em pelo menos três fases evolutivas. A primeira fase corresponde à abertura inicial da margem do Atlântico, sendo esta totalmente relacionada à Bacia de Pernambuco. A segunda fase corresponde a um evento tectônico do final da idade do Turoniano ao início da idade do Coniaciano. A terceira fase ocorreu durante o Paleógeno - Quaternário e corresponde ao movimento das estruturas NW-SE por movimentos transcorrentes sinistrais, evidenciados por um padrão sigmoidal de calcário. Esse evento é responsável pelo movimento da Ilha de Itamaracá e sua separação do continente (Morais et. al., 2005).

Segundo Barbosa & Lima Filho (2006), a Bacia da Paraíba apresenta duas áreas de depressão maior (grabens) que atuam como depocentros na faixa costeira. Esses depocentros estão localizados abaixo da Ilha de Itamaracá e na região de João Pessoa-Cabedelo. Na região de Itamaracá, o embasamento apresenta a maior profundidade, chegando a 400m. Atualmente nestes dois depocentros existem grandes complexos estuarinos. Essa bacia foi anteriormente denominada Bacia Pernambuco-Paraíba, sendo delimitada pela Zona de Cisalhamento de Pernambuco e Alto de Touros (Mabesoone e Alheiros, 1991, 1993). Entretanto esses autores já definiram as sub-bacias de Olinda, Alhandra e Miriri, localizadas entre a Zona de Cisalhamento de Pernambuco e Mamanguape Alto, como a verdadeira Bacia de Pernambuco-Paraíba. O nome da Bacia de Pernambuco-Paraíba foi substituído pelo nome de Bacia da Paraíba, pelas sub-bacias (Olinda, Alhandra e Miriri), localizadas entre a Zona de Cisalhamento de Pernambuco e Mamanguape. Nesta pesquisa adotamos o nome de Bacia da Paraíba (Barbosa, 2004; Barbosa et. al. 2006 e Lima Filho et. al. 2006).

Barbosa et. al. (2003) resume e diz que o preenchimento sedimentar da Bacia Paraíba teve início durante o Santoniano com a Formação Beberibe, segundo Beurlen (1967a, 1967b) é composta por arenitos continentais médios a grossos variando até arenitos conglomeráticos de ambientes flúvio lacustres. Sobre a Formação Beberibe ocorre a Formação Itamaracá (Campaniano) que foi proposta por Kegel (1955), como uma unidade de transição para a fase marinha, essa unidade é representada por depósitos costeiros de estuários e lagoas, contendo fósseis de ambiente marinho salobro, ocorrem ainda níveis de fosfato sedimentar no topo dessa unidade que é composta por depósitos de arenitos carbonáticos, folhelhos e carbonatos com siliciclastos ricamente fossilíferos. Sobre a unidade Itamaracá está a Formação Gramame

(Maastrichtiano), representada por calcários e margas depositados em uma plataforma carbonática não muito profunda entre 100 a 150m (Fauth & Koutsoukos, 2002). Em seguida, ocorrem os depósitos da Formação Maria Farinha (Paleoceno), cujo registro estratigráfico é mais complicado, devido à sua deposição ter se dado durante um evento regressivo que ocorreu na bacia a partir do final do Maastrichtiano. Os depósitos dessa unidade incluem calcários, calcários margosos e espessos níveis de marga na porção inferior, e calcários dolomíticos detríticos, contendo fauna fóssil de recifes e lagoas recifais na porção superior, divisão esta, proposta por Beurlen (1967a, 1967b).

O afloramento em estudo é composto por essas duas Formações supracitadas (Gramame e Maria Farinha) (Fig. 2).

As estruturas sedimentares presentes na transição da porção superior da Formação Gramame para as porções basais da Formação Maria Farinha, bem como os dados geoquímicos, paleontológicos e mineralógicos, caracterizam uma rampa carbonática controlada por tempestades em um processo de regressão marinha (Beurlen, 1967a, 1967b; Albertão, 1993; Barbosa et. al., 2006; Nascimento et. al., 2011).

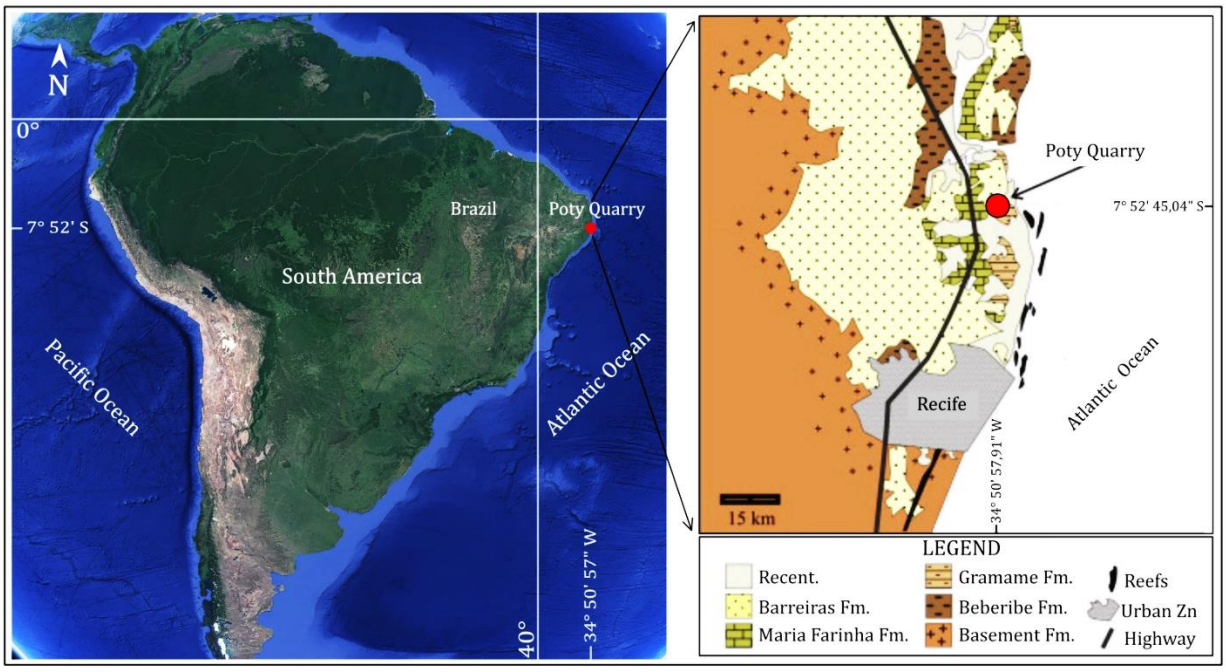

Figura 2: Representação geográfica do geossítio K-Pg, na mina de Poty. Modificado de Rodrigues, et. al. (2014).

4.1 Formação Gramame

Depositada acima da Formação Itamaracá, está a Formação Gramame, que é composta de calcários e margas depositados em uma plataforma de carbonato não muito profunda entre 100 e 150 m (Muniz, 1993). Este apresenta características de um trato de alto mar, sendo que em sua porção superior, a Formação Gramame apresenta indicações regressivas, pouco antes da passagem ao Daniano, o que possivelmente está associado a uma regressão forçada, induzida por elevação tectônica (Barbosa et. al., 2003; Barbosa, 2004, 2007).

Tinoco (1971) destaca ainda que a grande contração de formas planctónicas na fácie calcária da Formação Gramame (de 70% a 90% do numero total de foraminíferos), indica uma aparente sedimentação em aguas profundas ligada à ocorrência de formas bentônicas de aguas rasas (foraminíferos e crustáceos), aponta uma área de grande produtividade orgânica devido a eventos de ressurgência.

Os carbonatos e margas que representam a litologia dominante da Formação Gramame foram depositados em ambiente marinho com uma paleobatimetria variando entre 100 a 200m (Fauth & Koutsoukos, 2002; Barbosa, 2004).

Muniz (1993) fez considerações de grande importância para a compreensão estratigráfica que envolve a ocorrência dos fosseis basais da Formação Gramame, e a divide em porção inferior e superior. Segundo Muniz, na porção inferior ocorrem calcarenitos e excepcionalmente arenitos calcários com teor não elevado de P_2O_5, uma matriz altamente fossilífera, copm grande concentração de conchas de moluscos, mas de tamanha geralmente inferior ao comum para as espécies encontradas. As conchas são espessas, e bastante fragmentadas, indicando um ambiente de alta energia, no qual ocorreu a preservação das partes duras das conchas, talvez proximal de plataforma interna, com carater transgressivo. Na porção superior, a qual é encontrada na mina de Poty, encontram-se calcários, margas e calcários margosos. Os macrofósseis de moluscos ocorrem como moldes internos e externos, e a maioria dos moldes apresentam-se geralmente inteiros e no caso dos bivalvios articulados, denotando soterramento em posição de vida ou ausência de transporte significativo.

Barbosa (2004) ressalta que a regressão a partir do Maastrichtiano Superior também se deu de forma rápida, o que pode significar um novo evento de reativação e soerguimento tectónico da bacia, o que acelerou a desocupação marinha.

4.2 Formação Maria Farinha

Sobrepondo a Formação de Gramame e subjacente à Formação de Barreiras, a Formação de Maria Farinha é de cerca de 18m de espessura na área da pedreira (Fig.3) onde esta descrita à transição do Cretáceo (Maastrichtiano) e Paleógeno (Daniano) (Mabesoone et. al., 1968; Albertao, 1993; Sial et. al., 1992, 1993). A Formação Maria Farinha representa o inicio da fase regressiva da sucessão deposicional sedimentar da Bacia da Paraiba, e é constituída por calcários e margas depositados em ambiente marinho de ambiente médio a raso (Beurlen, 1967b).

É composta por leitos alternados de calcário, calcário dolomítico, margas e folhelhos. Da base para cima, há uma tendência geral de uma diminuição progressiva do carbonato, e também do aumento de sedimentos marinhos. Há também um aumento da abundância de materiais siliciclásticos e um aumento na frequência do material dolomitizado (Albertão & Martins, 2002).

Segundo Muniz (2003) esta Formação é composta por uma sucessão deposicional de calcários dolomíticos, calcários margosos e margas. Este conjunto de camadas é geralmente abundante em fosseis, com a predominância de moluscos bivalvios, gastrópodes, cefalópodes e crustáceos, sem mencionar os microfósseis dos quais os mais conhecidos são os foraminíferos. É considerada como sendo de idade paleocênica, mas suas camadas superiores podem ser de idade eocênica (Barbosa, 2004).

No contato da Formação Gramame com a Formação Maria Farinha, observa-se uma desconformidade, caracterizada por uma camada de calcário com aspecto conglomerático que apresenta retrabalhamento, com intraclastos, bioclastos e nódulos de fosfatos, associados à passagem do K-Pg. (Albertão, 1993; Stinnesbeck & Keller, 1996; Barbosa, 2004; Barbosa et. al., 2006).

Barbosa (2004) diz que foi identificado um n ivel de extinção do placton marinho nas proximidades da camada de calcário conglomerático que separa a base da Formação Maria Farinha da Formação Gramame; No limite dessa camada verificou-se o desaparecimento de formas cretáceas de foraminíferos e dinoflagelados e o surgimento de novas formas características do Paleógeno (Albertao, 1993; Barbosa, 2004; Nascimento, 2011).

Figura 3: Detalhe da seção estratigráfica K-Pg com suas respectivas formações geológicas

5 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Neste ponto, serão apresentados os conceitos fundamentais do paleomagnetismo, desde a definição do que é o campo magnético terrestre, até os métodos de análises e técnicas que investigam o registro do campo magnético no passado.

5.1 O campo geomagnético

O campo magnético terrestre é o campo que protege o planeta, também chamado de magnetosfera, descrito a primeira vez por um médico inglês chamado Willian Gilbert no sec. XVI. A teoria mais aceita para explicar esse fenômeno é a *Teoria do Dínamo*.

A Teoria do Dínamo do campo magnético da Terra se origina de uma sugestão de Larmor (1919) de que o campo magnético do Sol pode ser mantido por um mecanismo análogo ao de um dínamo auto-sustentante. Elsasser (1946) e Bullard (1949) seguiram essa sugestão propondo que o núcleo de ferro eletricamente condutor da Terra atua como um dínamo autoexcitante e produz correntes elétricas necessárias para manter o campo geomagnético. Se um disco condutor é girado em um pequeno campo magnético axial, uma

força eletromotriz (FEM) radial é gerada entre o eixo e a borda do disco. Uma bobina no circuito externo é colocada coaxialmente com o disco de modo a produzir feedback positivo para que o campo magnético que é produzido, reforce o campo axial inicial. Isso faz com que uma corrente maior flua devido ao aumento da força eletromagnética e o campo axial aumenta ainda mais, sendo limitado em última análise pela Lei de Lenz, pela resistência elétrica do circuito e pela potência mecânica disponível. O ponto principal deste efeito é que partindo de um campo muito pequeno, é possível gerar um campo muito maior. Assim, quando se considera a configuração do núcleo terrestre (interno sólido e externo líquido) e composição (ferro e níquel), o movimento de rotação do planeta, gera correntes elétricas e originam o campo magnético.

De acordo com Merrill et. al. (1998), o campo geomagnético é representado por três componentes: A magnitude (H), declinação (*D*) e inclinação (*I*). O sistema tridimensional de coordenadas cartesianas (Fig. 4) tem eixos x1, x2 e x3, que representam, na projeção geográfica, as direções Norte-sul, Leste-oeste e vertical, respectivamente. Bh é a projeção do vetor H no plano tangente à superfície da Terra. Esse vetor Bh pode ser dividido nas componentes Norte (Hn ou x3) e Leste (He ou x2). Hv é a projeção do vetor no eixo vertical (x3). *D* é medido a partir do Norte Geográfico no sentido horário e vai de 0° a 360°. *I* é o ângulo entre a componente horizontal do campo e o vetor do campo total (H). O campo magnético varia em função da superfície do planeta. Idealmente, a inclinação varia entre -90° (no polo Sul magnético) e +90° (no polo Norte magnético) e possui valor zero no equador magnético. A intensidade é maior próximo às regiões polares e menor próximo a região equatorial.

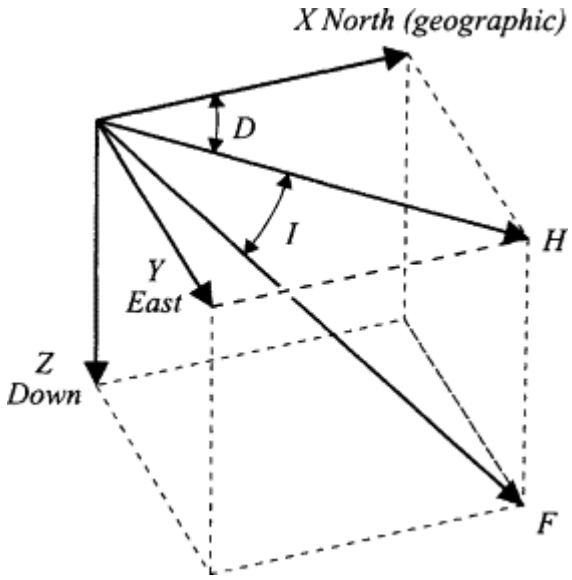

Figura 4: Os principais elementos do campo geomagnético. O desvio, D, de uma agulha de bússola do norte verdadeiro é referido como a declinação (considerada positiva para leste). A agulha da bússola encontra-se no meridiano magnético que contém o campo total F, que está em um ângulo I, denominado inclinação (ou mergulho), em relação à horizontal. A inclinação é considerada positiva para baixo (como no hemisfério norte) e negativa para cima (como no hemisfério sul). Fonte: Merril et. al. (1996).

Evidências paleomagnéticas demonstram que o campo geomagnético existiu desde o início da história da Terra e para recuperar informações sobre variações do campo magnético é necessário o uso de técnicas paleomagnéticas (Tarduno et. al., 2006). O uso do paleomagnetismo requer uma compreensão de como os minerais e rochas registram informações geomagnéticas. A estabilidade da magnetização remanente é amplamente dependente do tamanho de grão das partículas magnéticas. O registro magnético ideal ocorre em partículas que possuem magnetização uniforme. Tais partículas têm um estado magnético de domínio único (SD - single domain, na sigla em inglês). Na magnetita, que é o mineral mais comum formador de rocha ferrimagnética terrestre, a faixa de tamanho de partícula para um comportamento SD estável é de 30 a 80 nm (Tauxe, 2010). As magnetizações não permanecem estáveis para sempre: elas decaem após muito tempo, devido às influências externas do ambiente. No entanto, para partículas SD estáveis, o chamado tempo de relaxamento excede a idade da Terra se a rocha contendo as partículas SD permanecer à temperatura ambiente. É esta alta fidelidade de gravação magnética de grãos SD que fornece a base para a utilidade do paleomagnetismo na ciência da Terra. Diferentes materiais adquirem uma magnetização de longa duração, ou remanência, através de diferentes mecanismos.

Os mecanismos dos minerais e rochas adquirirem a magnetização estão relacionados com o momento de sua formação. Nas rochas ígneas, devido ao resfriamento do magma, os minerais magnéticos são orientados com o campo geomagnético (Fig. 5a), preservando o

momento magnético nos minerais (Fig. 5b). Nas rochas sedimentares as partículas magnéticas provenientes da erosão das rochas geradoras são depositadas e podem se alinhar ao campo geomagnético, originando uma magnetização remanente deposicional (Fig. 5c).

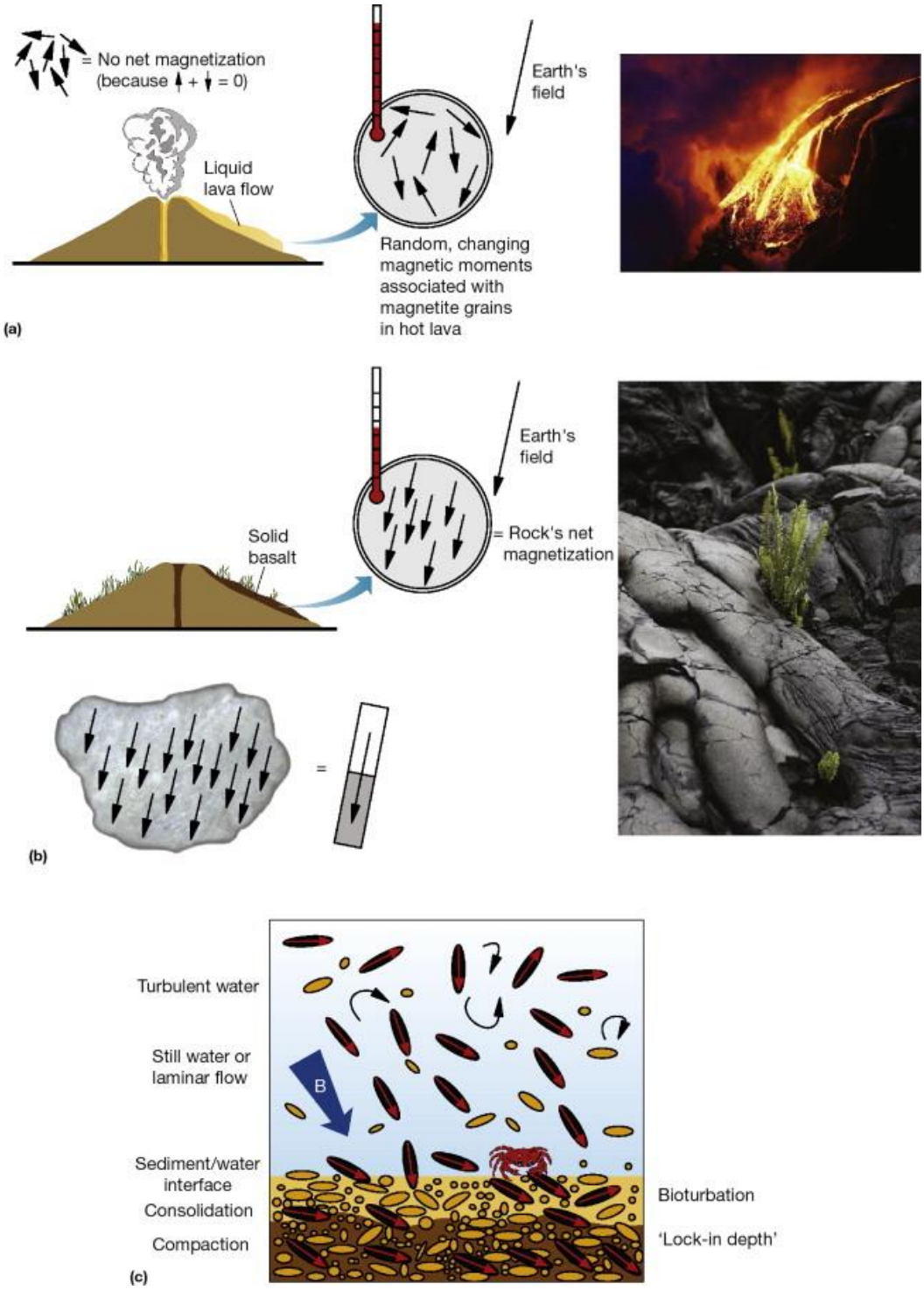

Figura 5: (a) Quando os fluxos de lava são quentes (ou seja, acima do Curie ou temperaturas de bloqueio dos minerais magnéticos na lava), a energia térmica excede qualquer energia de troca magnética atômica e os momentos magnéticos são aleatórios. (b) Quando a lava esfria através do Curie e das temperaturas de bloqueio, é adquirida uma magnetização termorremanente (TRM), que é alinhada paralelamente ao campo geomagnético

ambiente. (c) Quando partículas magnéticas são erodidas de uma rocha geradora e são depositadas como um sedimento, as partículas podem se alinhar com o campo geomagnético para dar origem a uma magnetização remanescente deposicional (DRM). Se o sedimento for remobilizado (por exemplo, por bioturbação), altos teores de água podem permitir que as partículas magnéticas se realinhem com o campo geomagnético por meio do torque exercido sobre essas partículas pelo campo, o que dá origem a uma magnetização remanescente pós-deposicional (PDRM). Fonte: Roberts and Turner (2013).

Neste contexto, o paleomagnetismo é a ferramenta de estudo do campo magnético, em escala geológica, que está registrado na magnetização natural remanente (NRM), presente em minerais magnéticos formadores de rochas. É um dos principais métodos para o estudo dos movimentos das placas litosféricas que formam a superfície da Terra. Com este método é possível quantificar os deslocamentos das placas ocorridos através do tempo geológico. Também é possível saber as características de paleopolos, direções magnéticas e inversões do campo ao longo do tempo.

A magnetoestratigrafia é uma parte do Paleomagnetismo que fornece dados adicionais para o estabelecimento da estratigrafia das sucessões de rochas sedimentares (Opdyke and Channell, 1996; Lowrie & Fichtner, 2020). Baseia-se, principalmente, na sequência de inversões de polaridade, registradas enquanto os sedimentos se depositavam (Fig. 5c). Estas informações ajudam a determinar as velocidades de deposição e taxas de sedimentação, permitindo comparar com outros proxies geológicos para definir uma base geocronológica sobre a idade dos sedimentos ao longo da estratigrafia (Lowrie, 2007; Langereis et. al., 2010). De maneira resumida, é uma ferramenta de correlação estratigráfica baseada nos registros das inversões de polaridade do campo geomagnético em rochas magmáticas ou sedimentares.

Quando utilizamos o paleomagnetismo é preciso entender que este método independe de outras propriedades físicas e permite correlações de longas distâncias, entretanto é preciso selecionar seções longas e contínuas que possuam alguns marcadores temporais bem estabelecidos que sirvam de referência. Há problemas em sucessões com baixas taxas de sedimentação, onde pequenas espessuras abrangem longos intervalos de tempo, e com grandes descontinuidades que possam passar despercebidos pela resolução do método.

Uma importante variante da magnetoestratigrafia é a relacionada a determinados parâmetros magnéticos não direcionais, como indicativo de mudanças climáticas moduladas, uma vez que a mineralogia, concentração e tamanho de grãos dos minerais magnéticos são correlacionáveis com as variações climaticamente induzidas e condições ambientais correspondentes à deposição do grão (Banerjee, 1994: Vigliotti, 1997; Keller et. al., 2004).

6 MATERIAIS E MÉTODOS

6.1 Amostragem

6.1.1 Coleta

Foram realizados dois campos geológicos para coleta de amostras.

Na primeira etapa de coleta de campo, realizado no dia 28 de fevereiro de 2019, foram coletadas 35 amostras a intervalos de 10 cm, sendo a maioria delas representada pelo período Paleógeno, na parte superior do afloramento, aproximadamente 3 metros de espessura (Fig. 6b).

Na segunda etapa de coleta de campo, realizada dia 02 de novembro de 2019, foram coletadas 65 amostras, representando os pontos que não foram coletados no primeiro campo, parte inferior, média e inicio da parte superior (Fig. 6c).

As amostras foram coletadas em blocos de tamanho médio de 15 cm de comprimento, 10 cm de largura e 5 cm de altura, esses blocos foram coletados de acordo com o nome de sua camada presente na sessão estratigráfica. Foi utilizado o mesmo método de coleta da primeira etapa de campo, com um intervalo de 10 cm entre as amostras.

Os blocos foram orientados e marcados com as direções magnéticas, em relação ao polo norte geográfico (sul magnético), e também em relação ao topo/base do afloramento. Esse método de coleta consiste em preservar as características da amostra para conseguir correlacionar campo magnético atual com o campo magnético no período de formação das rochas, orientadas pelos chamados paleopolos magnéticos.

Figura 6: A) Afloramento completo da seção estratigráfica K-Pg; B) Detalhe do grupo de pesquisa e local da coleta das amostras no primeiro campo geológico; C) Detalhe do grupo de pesquisa e local de coleta das amostras do segundo campo geológico.

6.1.2 Preparação

A preparação das amostras foi realizada no Centro Oceanográfico de Registros Estratigráficos do Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo (CORE-IO-USP), tendo início com a etapa de corte dos blocos para transformar em cubos menores, de medidas padronizadas 2 cm de comprimento x 2 cm de largura x 2 cm de altura, mantendo suas devidas orientações e marcações magnéticas de campo, para as análises paleomagnéticas (Fig. 7).

Nos blocos maiores, com altura maior que 7 cm foi possível cortar a amostra e dividi-la em parte superior e parte inferior (Fig. 8). Por exemplo, o bloco da amostra J1, coletado em campo e sendo um bloco grande, foi possível dividi-lo transformando em J1U e J1L, que significam Upper part (parte superior) e Lower part (parte inferior). Esse método de corte aumenta a resolução na estratigrafia, conseguindo obter mais dados e maior detalhe dentro de cada camada sedimentar do afloramento.

Portanto, com os cortes prontos foram obtidas 112 amostras, posteriormente analisadas neste estudo.

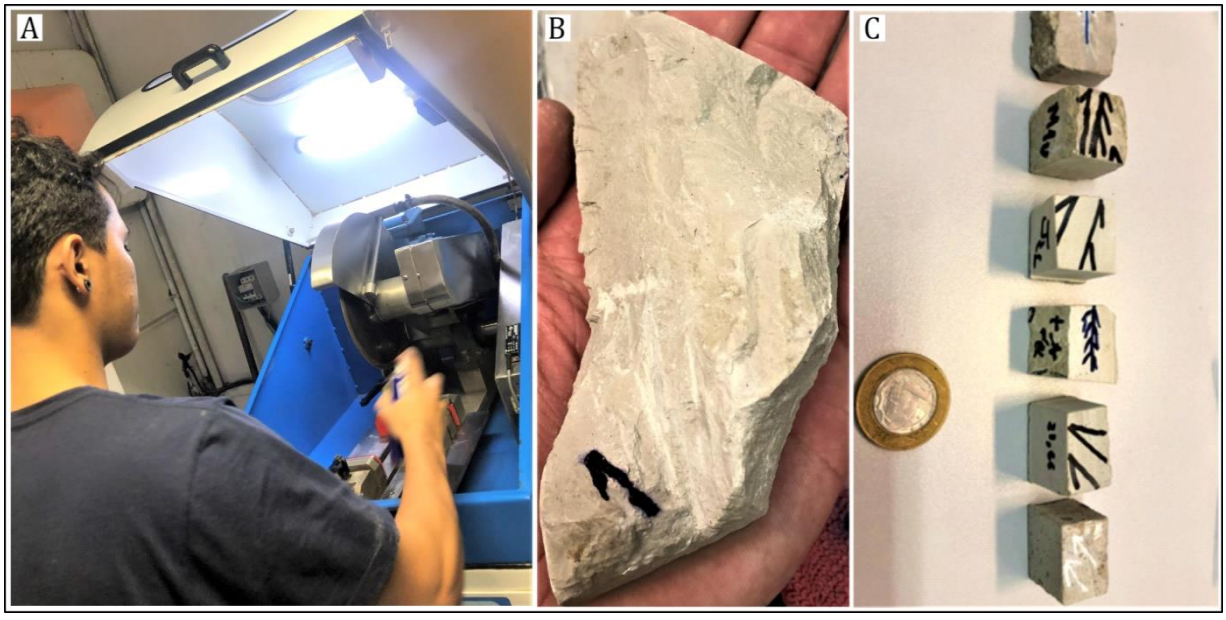

Figura 7: A) Trabalho de corte na serra de precisão; B) Bloco de rocha carbonática como foi coletado do afloramento; C) Amostras devidamente cortadas para início das medições.

Figura 8: A) Detalhe das amostras em cubos e suas medidas de 2x2x2 cm; B) Amostras cúbicas com suas respectivas orientações e direções magnéticas prontas para medições (NRM, ARM, IRM);

6.2 Mineralogia Magnética – Métodos Principais

6.2.1 Parâmetros Magnéticos

O magnetismo de rocha consiste nas análises magnéticas de propriedades físicas das rochas que surgem devido à orientação preferencial dos minerais presentes nas mesmas.

O estudo da mineralogia magnética permite identificar óxidos e sulfetos de ferro presentes em pequenas quantidades nos sedimentos, tanto com relação aos tipos mineralógicos e a proporção relativa entre eles, quanto à sua granulometria e orientação preferencial. Os parâmetros magnéticos são uma boa ferramenta para monitorar as variações de diferentes ordens de grandezas vetoriais que podem ocorrer para pequenas diferenças de concentração dos portadores magnéticos (Roberts et. al., 1995; Tauxe, 2010; Liu et. al., 2012).

Em seguida serão apresentados todos os parâmetros utilizados nesse trabalho, bem como suas relações entre si.

6.2.2 Susceptibilidade Magnética (Kmass/m³)

A Susceptibilidade Magnética é uma grandeza que caracteriza um material magnético de acordo com sua resposta a um campo magnético aplicado (Dunlop & Ozdemir, 1997), ou seja, é a capacidade de um material se magnetizar na presença de um campo induzido. Como a magnetização total de um material é dada pela soma da magnetização induzida (Ji) e da magnetização restante (Jr). A magnetização induzida é proporcional ao campo magnético aplicado (H).

$$M = \chi H$$

Susceptibilidade magnética é a razão entre a resposta magnética (magnetização induzida) de um material quando aplicada a um campo H e a intensidade de magnetização

adquirida pela indução de um campo magnético dividido por esse campo indutor. O campo indutor é fraco, geralmente menor que 0,5 mT.

As medidas de suscetibilidade magnética foram realizadas nas 112 amostras usando o Kappabridge MFK1-FA (AGICO) (Fig. 9), com o software Safyr4w. Foram realizadas três medições para cada amostra nas frequências F1 (976 Hz), F2 (3904Hz), F3 (15616Hz). Foi escolhida a F1 como base para a relação com os outros parâmetros magnéticos.

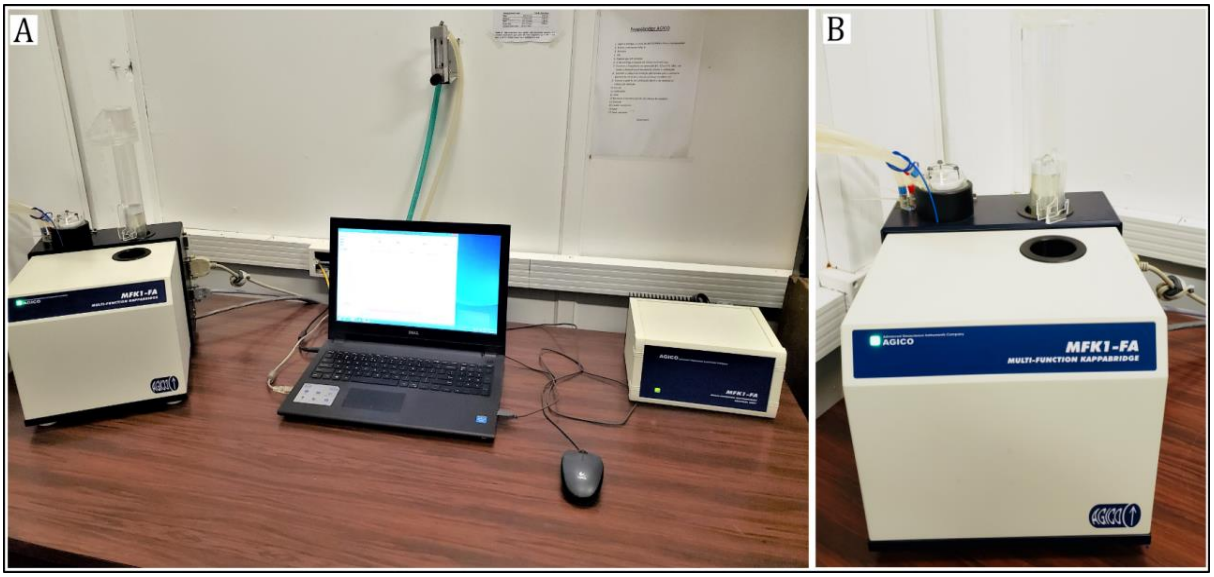

Figura 9: A-B) Equipamento Kappabridge MFK1-FA (AGICO) do Centro Oceanográfico de Registros Estratigráficos (CORE-IO-USP).

6.2.3 Magnetização Remanente Natural (NRM)

As análises paleomagnéticas consistem em medir a Magnetização Natural Remanente da rocha e depois desmagnetizar gradualmente cada amostra, que são submetidas a um campo magnético alternado (AF) que varia de acordo com a intensidade desejada nos passos da desmagnetização. Desta forma, a Magnetização Natural Remanente (NRM) da rocha com as etapas da desmagnetização gera uma curva da desmagnetização, onde, a partir dela conseguimos calcular as componentes angulares dos pontos da curva de desmagnetização.

O cálculo do vetor magnetização final é feito pelo método de componentes principais (PCA) de Kirschvink (1980). Essa técnica de PCA é utizada para estimar a colinearidade dos pontos da desmagnetização. A direção paleomagnética é determinada pela precisão dessa reta estimada que melhor se ajusta aos passos da desmagnetização e é estimada pelo ângulo máximo de desvio (MAD).

Calculando as principais componentes angulares da curva (PCAs) é possível determinar os valores angulares de inclinação e declinação do campo geomagnético. No magnetômetro longcore é possível de medir momentos magnéticos em diferentes direções (X, Y e Z).

Na Desmagnetização em campo alternado (AF) todas as amostras foram medidas. Porém nem todas tiveram boa desmagnetização, devido à baixa intensidade magnética estavam sujeitas ao ruído magnético, que afeta na medida da desmagnetização. Então foi preciso medir ao menos 3 vezes cada cubo de cada amostra com o objetivo de conseguir um resultado satisfatório para a elaboração da magnetoestratigrafia.

Desmagnetização em campo alternado (AFdemag)

A desmagnetização em campo alternado teve como passos: NRM (0 mT), 5, 10, 15, 20, 25, 30, 35, 40, 50, 60, 70, 80 e 90 mT. Esta etapa foi realizada em um Magnetômetro Longcore 2G Enterprises DC SQUID (Fig. 10a) com bobinas de desmagnetização AF e um manipulador (tray) automatizado de amostras (Fig. 10b) pertencente ao Laboratório de Paleomagnetismo do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da USP.

Figura 10: A-B Magnetômetro Longcore 2G Enterprises DC SQUID do Laboratório de Paleomagnetismo do IAG-USP (USPMAG), utilizado para medir a desmagnetização das amostras.

Desmagnetização Térmica (Thermaldemag)

Para a desmagnetização térmica (TH) foi utilizado um forno desmagnetizador blindado modelo ASC Scientific Thermal Demagnetizer TD48SC (Fig.11a), pertencente ao Laboratório de Paleomagnetismo do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da USP. É possível colocar cerca de 48 amostras no porta amostras de sílica para aquecerem e desmagnetizarem simultaneamente (Fig. 11b). Para essa medida foram

selecionadas 64 amostras e separadas em 2 grupos de 32 amostras, devido à diferença da intensidade magnética de cada grupo e teve como passos: NRM, 100, 150, 200, 250, 300, 350, 400, 450, 500, 520, 540 e 560°C.

Na desmagnetização térmica (TH), foram medidas 64 amostra, porém apenas 18 amostras tiveram boa desmagnetização e resultados satisfatórios.

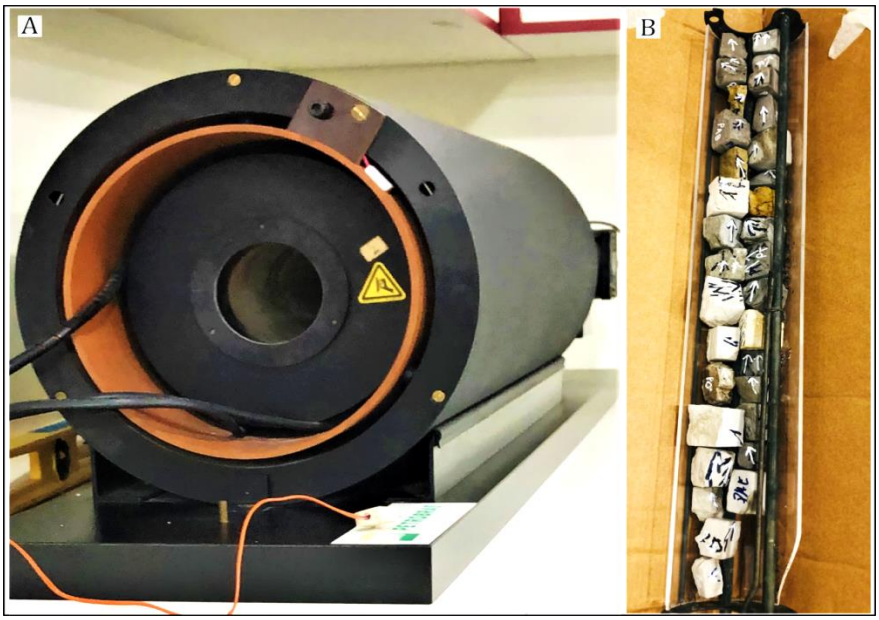

Figura 11: A) Forno de aquecimento ASC Scientific Thermal Demagnetizer de amostras do Laboratório de Paleomagnetismo do IAG-USP (USPMAG), utilizado para o método da Desmagnetização Térmica (TH); B) Amostras no porta-amostra de sílica, prontas para entrar no forno de aquecimento.

No forno, o tempo de espera de aquecimento foi de 50 minutos até o passo da temperatura de 500°C, 60 minutos para os passos de 500°C até o ultimo passo 560°C. O tempo de resfriamento para a temperatura ambiente foi em média 30 minutos.

Após cada intervalo de tempo de aquecimento e tempo de resfriamento, as amostras são retiradas do porta-amostra e embaladas em papel filme uma a uma, para a medida da magnetização remanente no magnetômetro Longcore 2G Enterproses DC SQUID.

O primeiro grupo de amostras da TH, representando a parte inferior do afloramento, não foi possível obter uma curva de desmagnetização completa. Portanto devido à má qualidade do dado, esses dados não foram utilizados na interpretação.

No segundo grupo de amostras da TH (Fig. 12), representando a parte média e superior do afloramento foi possível obter uma curva de desmagnetização coerente, onde a intensidade decresceu em função dos passos de TH até zero no último passo de 560°C, indicando a presença de magnetita na mineralogia magnética.

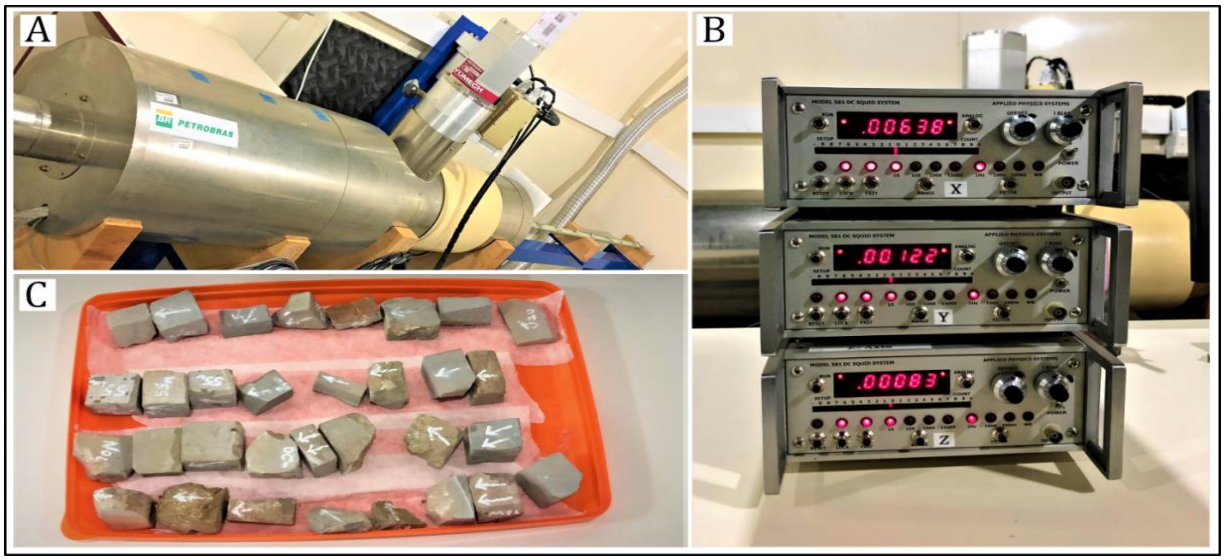

Figura 12: A) Magnetômetro Longcore 2G Enterprises DC SQUID do Laboratório de Paleomagnetismo do IAG-USP (USPMAG) medindo as amostras; B) Osciloscópio dos eixos de medição do Longcore 2G enterprises DC SQUID; C) Amostras da TD prontas para entrar no Longcore 2G.

6.2.4 Magnetização Remanente Anisterética (ARM) e Isotermal (IRM)

A Magnetização Remanente Anisterética (ARM) é uma magnetização remanente adquirida quando uma rocha ou sedimento é exposto a um campo alternado (AF) que cai gradativamente a zero na presença de um campo direto (DC) fraco (Merrill et. al., 1998). A magnetização total orienta-se na direção do campo direto aplicado. Esse parâmetro permite identificar frações mais finas. A plotagem dos dados ao longo da estratigrafia revela detalhes sobre os grãos magnéticos presentes em cada camada da seção. Com a ARM é possível analisar o comportamento da magnetita fina.

A ARM foi medida em todas as amostras (112) a um passo de 100 mT. Foi usado esse passo para elaboração da plotagem dos dados da ARM.

A Magnetização Remanente Isotermal (IRM) é adquirida quando um campo direto é aplicado sobre a amostra e imediatamente removido, denominado de pulso indutor, em uma determinada temperatura, que normalmente é a temperatura ambiente (Dunlop & Özdemir, 1997). A magnitude da IRM varia de acordo com a intensidade do campo aplicado (Thompson & Oldfield, 1986) e o grau de alinhamento dos grãos depende da força do campo aplicado e da resistência dos minerais magnéticos presentes na amostra, ou seja, de sua coercividade (Lowrie, 1997).

De acordo com Tauxe (2010), Liu et. al. (2012), Thompson (2012), a coercividade é energia necessária para reduzir do ponto de saturação (ponto de magnetização máxima) a

magnetização zero de uma partícula, ou seja, é a resistência do mineral portador magnético a desmagnetização.

Para aquisição do dado de IRM é necessário que se aplique campos cada vez mais altos em uma determinada amostra, até que a saturação dos minerais magnéticos seja alcançada. É um método não destrutivo que permite o estudo da mineralogia magnética em temperatura ambiente (Tauxe, 2010; Thompson, 2012).

A IRM máxima que se pode induzir em uma amostra é denominada de Magnetização Remanente Isotermal de Saturação (SIRM) e o campo no qual a saturação é alcançada varia de acordo com o comportamento magnético dos grãos. A SIRM pode fornecer informações sobre o tipo dos grãos que compõem a assembleia dos minerais magnéticos.

Para realizar as medidas, as amostras foram magnetizadas até uma ARM de 100 mT em campo AF, depois desmagnetizadas passo a passo. Posteriormente, foram magnetizadas novamente com uma IRM com campo de 1000 mT (IRM de saturação, S-IRM) e depois foi aplicado um campo no sentido contrário (*back field*, H-IRM*)* de 100 mT e 300 mT permitindo o estudo direto das propriedades de coercividade.

A Razão S (*S-ratio*) é a divisão dos passos da IRM de -300 mT/1000 mT, essa razão é conveniente no reconhecimento da quantidade de hematita proporcionalmente ao conteúdo de magnetita (Thompson & Oldfield, 1986). Permite identificar minerais portadores magnéticos de baixa e alta coercividade ao longo da seção (Thompson, 2012). Quando os valores estão próximos a 1, esses são representados por minerais com baixa coercividade, como a magnetita. Quando estão próximos a zero são representados por minerais com maior coercividade, como a hematita.

Essas medidas foram realizadas no Pulser Indutor de campo magnético (Fig. 13a) no Laboratório de Paleomagnetismo do IAG/Universidade de São Paulo, USPmag-IAG-USP.

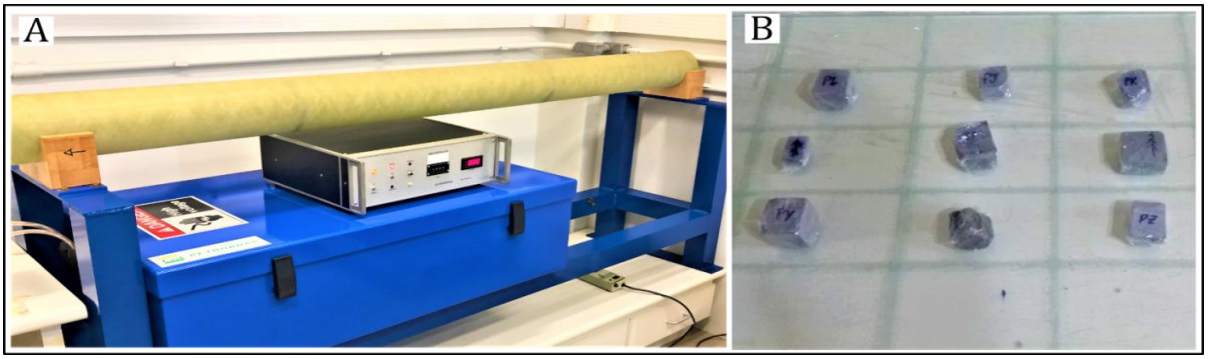

Figura 13: A) Pulser indutor de campo magnético do Laboratório de Paleomagnetismo do IAG-USP (USPMAG), utilizado para medir Isotermal magnetização remanente (IRM); B) Amostras do pulser prontas para entrar no Longcore 2G.

6.2.5 Curvas Termomagnéticas

As curvas termomagnéticas são usadas para identificação de minerais decorrente a sua temperatura de Curie (ou Neel), pois as rochas adquirem e mantém a magnetização quando resfriam a uma temperatura abaixo da temperatura de Curie (Tc) de uma assembleia de partículas, o campo geomagnético tende a alinhar os momentos em sua direção. Quando essas partículas passam pelas temperaturas de bloqueio o tempo de relaxação e a elas associado aumenta rapidamente congelando sua magnetização e gerando o que se determina como magnetização termoremanente, quando a rocha atinge a temperatura ambiente.

6.2.6 Curvas de Histereses

De acordo com Tauxe (2018) as curvas de histereses (Fig. 14) têm aplicações em estudos de análises de paleoambientes e paleoclimáticas. Os minerais ferrimagnéticos podem reter magnetização remanescente e podem ser magnetizados até a sua saturação na presença de um campo intenso. Histerese é uma propriedade exclusiva do grupo de minerais ferrimagnéticos (Férrimagnéticos e antiferromagnéticos), na qual quando um campo magnético é aplicado a um grão magnético. Esse campo atua nas paredes dos domínios dos grãos portadores magnéticos, essas paredes são os limites da magnetização do grão. O campo atua deslocando-as de tal forma a aumentar a magnetização resultante e quando o campo é removido, as paredes não retornam ao mesmo local, pois o grão adquire magnetização remanescente. Tauxe (2006) o domínio de Weiss é a região onde todos os momentos magnéticos estão orientados na mesma direção, e é da ordem de 0,1 a 0,05 Micrômetros. Os grãos muito pequenos têm apenas um domínio (SD). Quanto maior o grão, mais domínios terá, e quando mais domínios, menos energia magnetoestática. Com mais domínios, há mais domínios orientados para regiões diferentes.

Para analisar essa propriedade, um campo artificial é aplicado, aumentando progressivamente até a saturação da amostra. Se aplicado um campo magnético decrescente, a magnetização decai, mas não volta ao seu estado inicial, por causa das forças de coercividade, e só retornará a ele se um campo no sentido oposto equivalente a essa força for aplicado, ou seja, um campo com o mesmo valor do ponto de saturação, porém oposto a esse. Assim, atingirá a saturação de sinal exposto. Se o campo for retirado, a curva não passará novamente pela origem (MCELHINNY, et. al.1999).

Cada mineral ferromagnético tem um valor típico de saturação, e este valor pode ser usado, junto com a forma do grão, para definir a quantidade de domínios no grão (Fig. 14). O

tamanho do grão magnético é importante para definir os domínios do mineral. Assim, os parâmetros de saturação magnética (Ms), remanência magnética residual (Mrs), campo coercitivo (Hc) e a força de remanência coercitiva (Hcr).

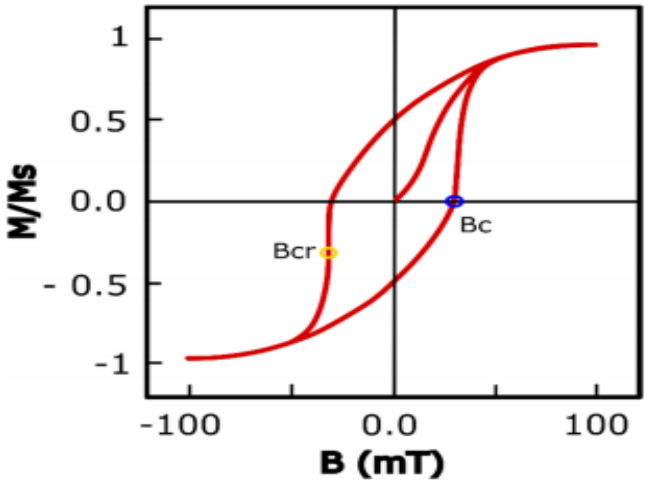

Figura 14: A) Histerese magnética com orientação aleatória, Bc é a coercividade volumétrica da amostra e (Bcr) é a coercividade de remanência. Fonte: Tauxe (2020)

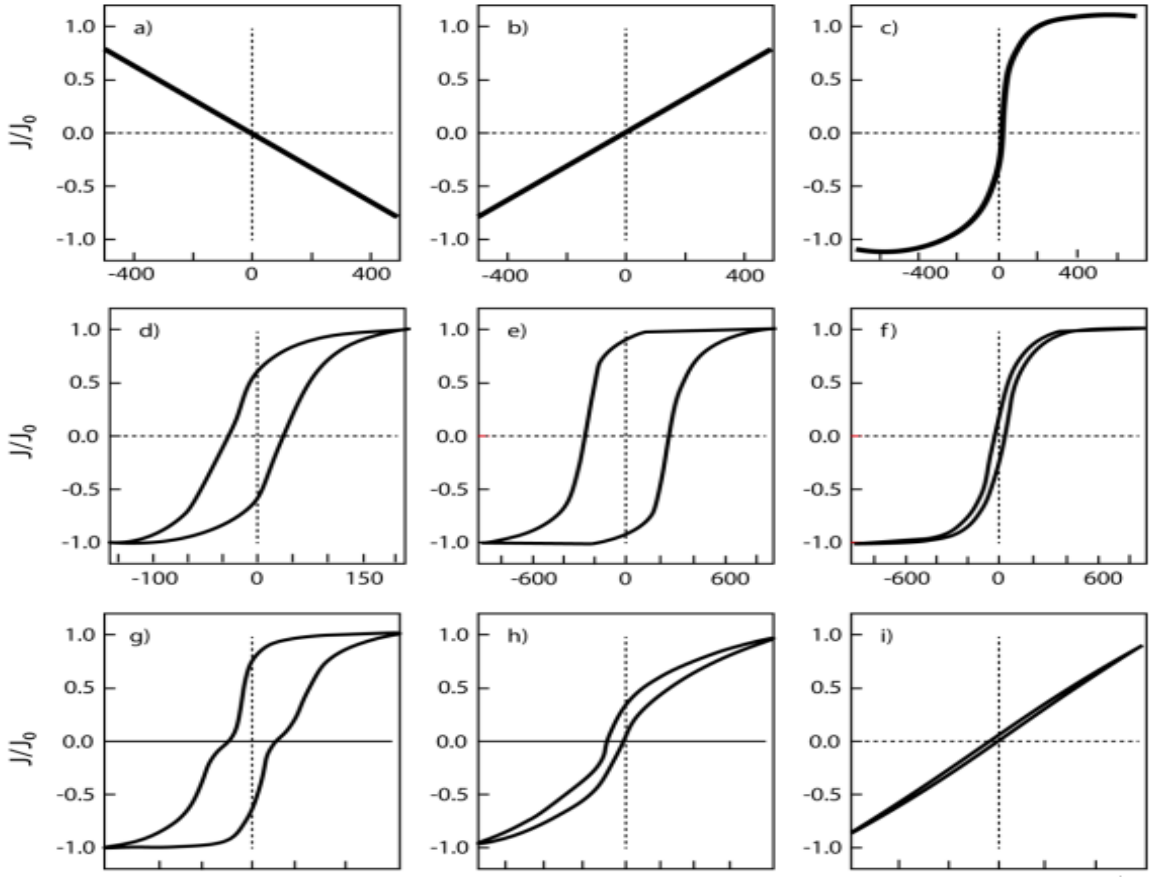

Figura 15: Exemplos de curvas de histerese para diferentes tipos de minerais: A) Diamagnético; B) paramagnéticos: C) superparamagnéticos; D) uniaxiais domínio único; E) Magnetocristalino domínio único; F) pseudodomínio único; G) magnetita e hematita; H) magnetita de domínio único (SD), superparamagnética (SP); I) outro exemplo de magnetita SD/SP. Fonte: Tauxe (1998).

A identificação da mineralogia magnética é feita a partir dessas curvas de histerese características de cada mineral magnético como é exemplificado (Fig. 15). Para efetuar a medida, as amostras foram pulverizadas (Fig. 16a), e os grãos foram colocados em cápsulas cilíndricas (Fig.16b) para serem analisadas no magnetômetro vibracional (VSM Micromag LakeShore 3900) (Fig. 17a).

Na primeira etapa de medições os grãos foram colocados em cápsulas de tamanho 0 (Fig. 16b), com o intuito em ter maior quantidade de sedimentos para análises magnéticas, já que o sinal magnético era bem baixo. Porém foi observada uma resposta não satisfatória, pois os ruídos magnéticos estavam altos e interferindo nas curvas. Então todas as amostras foram preparadas novamente em cápsulas menores de tamanho 4 (Fig. 17b) e assim foi obtido um melhor resultado sobre as curvas de histerese.

A partir dessas curvas foi possível obter os parâmetros magnéticos como magnetização de saturação, magnetização de remanência e coercividade de cada espécime.

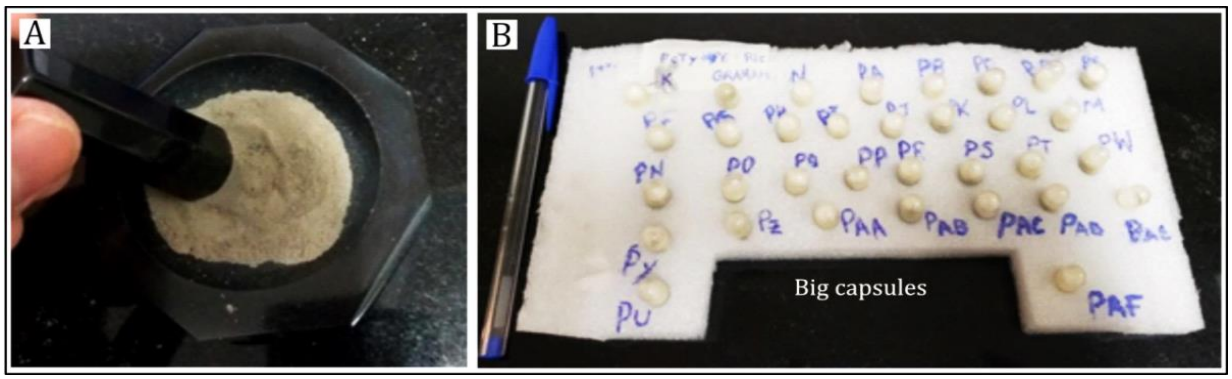

Figura 16: A) Amostra sendo pulverizada para preenchimento das primeiras cápsulas (tamanho grande); B) Cápsulas prontas para as primeiras análises

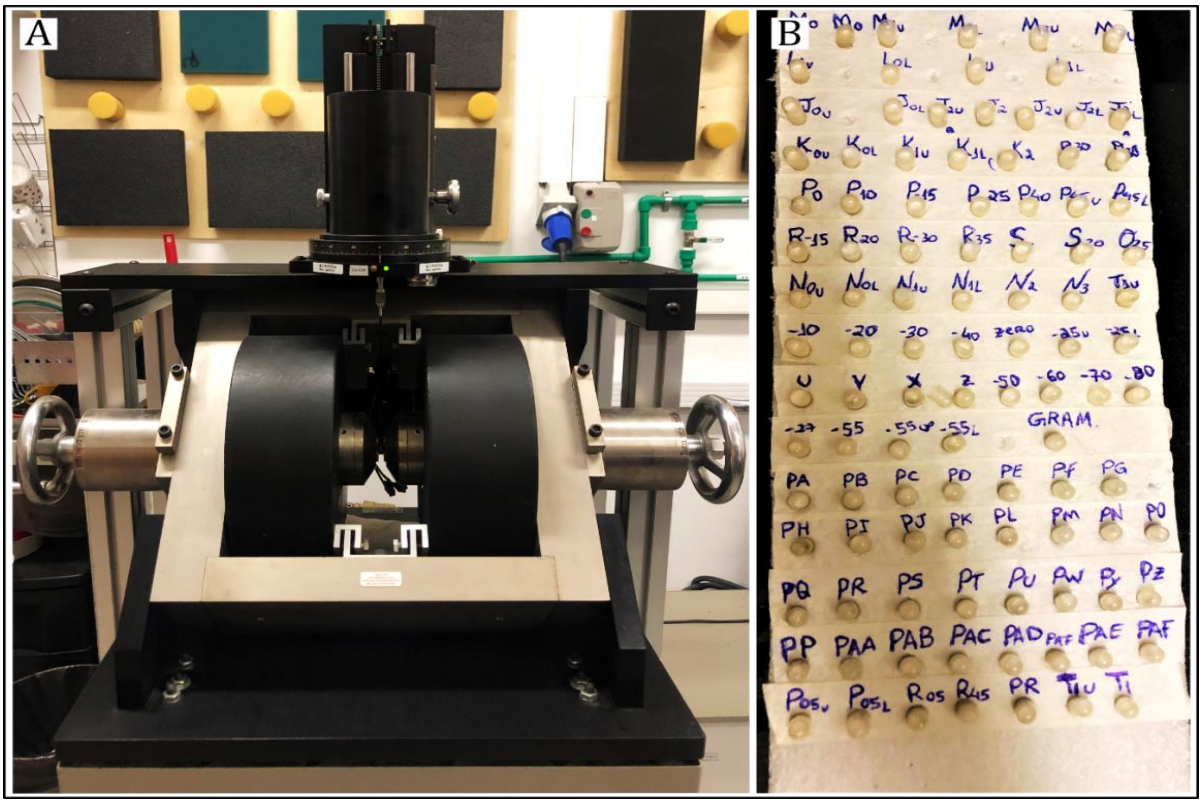

Figura 17: A) Magnetômetro de Amostra Vibrante (VSM) Micromag 3900 do Centro Oceanográfico de Registros Estratigráficos (CORE-IO-USP), utilizado para as medidas de Histerese, IRM e FORCs. B) Todas as amostras foram preparadas novamente em cápsulas pequenas prontas para medição.

6.2.3 First Order Reversal Curves (FORCs)

Um diagrama de Curva Reversa de Primeira Ordem (First Order Reversal Curve) FORC, consiste em um diagrama plotado a partir de loops de histereses parciais (Fig. 18). Essa medida começa com a saturação da amostra por um campo de alta intensidade e positivo, depois a intensidade desse campo é diminuída a um valor Ha, e posteriormente aumentada novamente, até a saturação em passos equivalentes a Hb.

Esses diagramas são bastante úteis na caracterização de minerais magnéticos e de domínios magnéticos.

Segundo Roberts et. al. (2000) um FORC contém maior detalhe sobre a malha magnética de uma amostra, pois é possível caracterizar e identificar diferentes componentes magnéticas em uma mesma amostra. É possível observar os grãos magnéticos e suas interações, como domínios simples, pseudo-simples domínios e multidomínios.

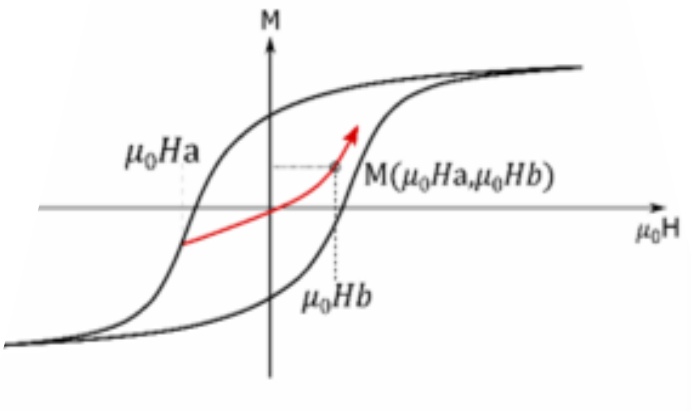

Figura 18: Curva em vermelho representa um FORC de uma etapa de saturação, redução (Ha) e aumento passando por (Hb). Fonte: Modificado de Carvalo et. al. (2004).

6.3 Mineralogia geoquímica – Métodos Complementares

6.3.1 Parâmetros geoquímicos

As interpretações de dados geoquímicos fornecem uma série de informações geológicas, sobre a mineralogia e disposição dos elementos químicos ao longo da seção estratigráfica de grande importância. Neste trabalho são métodos complementares ao método magnético.

6.2.3 Fluorescência de raios-x (XRF)

A Fluorescência de raios-x (XRF) é uma ferramenta analítica qualitativa e semi-quantitativa poderosa para medir a concentração elementar em massa de sólidos e soluções e elementos de identificação. É uma técnica não destrutiva baseada na detecção dos fótons característicos dos elementos, emitidos como resultado de uma interação ressonante (efeito fotoelétrico) com fótons dados por uma fonte adequada. A irradiação por um feixe primário de raios-x causa a emissão de raios-x fluorescentes com energias discretas características dos elementos presentes na amostra. Devido à quantização dos níveis de energia no átomo, cada radiação emitida corresponde a um elemento, possibilitando sua identificação. A fonte de raios-x energiza os átomos da amostra para remover os elétrons dos orbitais internos; dessa maneira, a estrutura eletrônica do átomo se torna instável e os elétrons nos orbitais superiores migram para o orbital inferior. Um detector mede o comprimento de onda e a intensidade dos raios-x emitidos pelos átomos energizados quando os elétrons dos orbitais mais externos alteram seu nível de energia para alcançar a estabilidade.

Medições de fluorescência de raios-x foram realizadas para determinar os elementos

presentes nas amostras. Este é um método consolidado para avaliar a proveniência do sedimento e entender as condições paleoambientais, bem como a dinâmica deposicional em escalas temporais e espaciais (Cullers, 2000, Giorgioni et. al., 2017).

As medições foram obtidas com o espectrômetro sequencial de fluorescência por raio-x dispersiva por comprimento de onda Supermini 200 de Rigaku (Fig. 19a), pertencente ao laboratório CORE do IO-USP. O Supermini 200 de Rigaku possui um gerador de raios-x com um tubo de raios-x Pd Target refrigerado a ar de 200W e cristais de análise padrão P-ET (para Al-Ti) e LIF (para Ti-U) e detectores F-PC (contenção proporcional ao fluxo de gás) para elementos leves e SC (contenção de cintilação) para elementos pesados. Pode ser usado em condições constantes de 50Kv e 4 mA.

As amostras foram pulverizadas e homogeneizadas; então, aproximadamente 1 g de material foi colocado em suportes plásticos de filme de polipropileno (Fig. 19b) e analisado em uma atmosfera de hélio. Os dados foram processados usando o software ZSX da Rigaku.

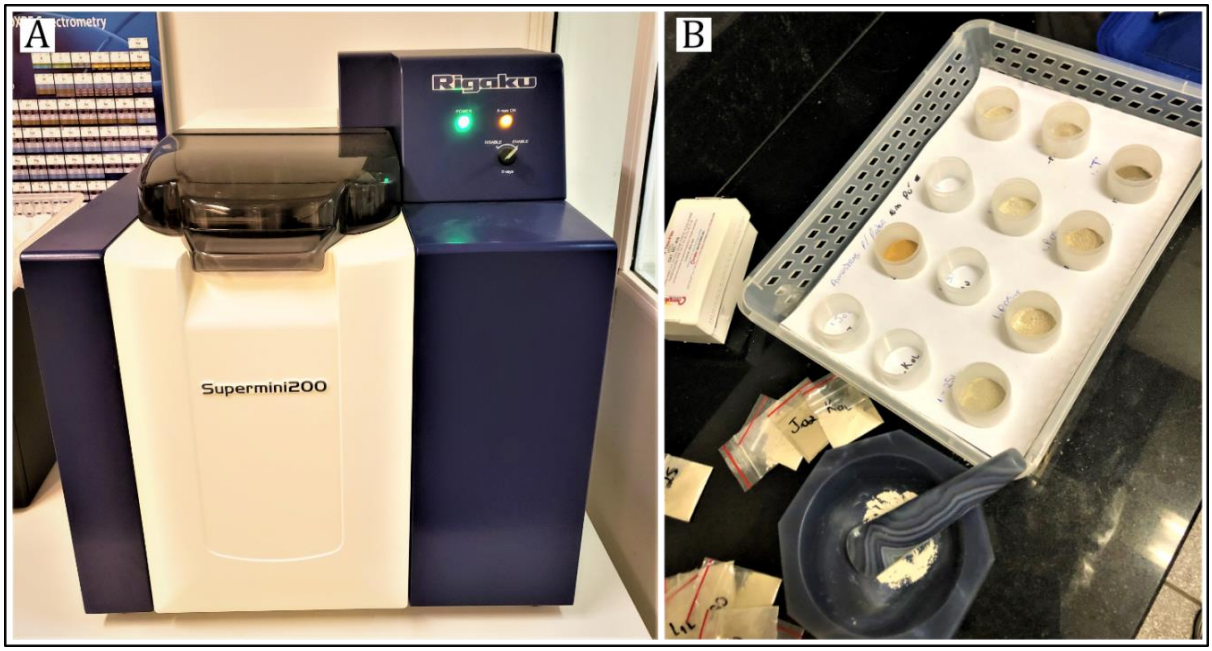

Figura 19: A) Equipamento de XRF Supermini 200 de Rigaku do Centro Oceanográfico de Registros Estratigráficos (CORE-IO-USP); B) Preparação das amostras para medição no XRF.

6.3.3 Difratometria de raios-x (XRD)

A composição mineralógica do sedimento foi obtida em todas as amostras por análise de difração de Raios X(XRD) em pó com o difratômetro Olympus BTX, pertencente ao laboratório CORE do IO-USP. As amostras foram pulverizadas em uma almofariz de ágata com tamanho de partícula <150 μm e uma alíquota de cerca de 15 mg foi analisada com radiação Co-K, a 30 kV e 0,326 mA, na faixa de 2θ de 5 a 55 °. A identificação e análise de minerais foram realizadas no software XPowder, que utiliza o banco de dados PDF-2 International Center for Diffraction Data (ICDD).

O estudo de materiais cristalinos pode ser realizado a partir da combinação das escalas de comprimento de onda e essa estrutura pode ser obtida diretamente por difração de raios-x (Lamonaca et. al., 2014). Segundo os mesmos autores, os Raios-X são ondas eletromagnéticas com comprimento de onda na faixa de distâncias interatômicas (0,1-10 A). Normalmente, um material em pó é exposto a um feixe de raios-x monocromático, que por sua vez interfere ou difrata à medida em que o feixe atinge a estrutura cristalina. Os ângulos de difração variam com a distância (espaçamento d) entre os planos adjacentes de átomos no cristal. Posteriormente, um padrão de difração distinto é gerado para cada material cristalino. Esses ângulos de difração podem ser usados para calcular o espaço (d) de acordo com a Lei de Bragg: $\lambda = 2d\sin\theta$. O comprimento de onda do feixe incidente (λ) é geralmente fixo para a maioria dos difratômetros e θ representa o ângulo entre o feixe difratado e o plano cristalográfico.

Normalmente, as experiências de XRD requerem uma amostra finamente moída, que é então pressionada contra um pellet. Este requisito é necessário para garantir orientação aleatória suficiente dos cristais na amostra. O sistema de difração de raios-x de bancada compacto BTX II apresenta outra maneira de abordar esse problema (Pedrão et. al., 2021). Usando 15 mg de amostra, o BTX II move a amostra através de sua câmara de vibração integrada. Ao fazer isso, o BTX II é capaz de apresentar todas as diferentes orientações da estrutura do cristal para a ótica do instrumento.

6.3 Bioestratigrafia

A bioestratigrafia é o ramo da estratigrafia que se concentra na identificação e organização de estratos com base em seu conteúdo fóssil. Estratos com conteúdo fóssil distinto são denominados unidades bioestratigráficas, ou zonas. A bioestratigrafia desenvolveu-se independentemente na Inglaterra e na França logo após 1800 com base na percepção bem articulada por William Smith de que “os mesmos estratos foram encontrados sempre na mesma ordem de superposição e continham os mesmos fósseis” (Harris, 2014). Os bioestratígrafos reconhecem cinco tipos principais de zonas bioestratigráficas: zonas de distribuição, zonas de intervalo, zonas de linhagem, zonas de assembleia e zonas de abundância. A biocronologia é o reconhecimento de intervalos de tempo geológico por fósseis (Lucas et. al., 2007). Os fósseis de qualquer organismo representam um determinado intervalo de tempo geológico chamado biocron (Schneider et. al., 2020). A bioestratigrafia é geralmente usada como um método de correlação estratigráfica, que é o processo de determinar a equivalência de idade ou posição estratigráfica de rochas sedimentares em diferentes áreas (Loutit, et. al., 1988) (Fig. 20). Através de seu uso na correlação estratigráfica, a bioestratigrafia tornou-se a base primária para a construção da escala de tempo geológica relativa.

Os dados de bioestratigrafica foram realizados pelo ITT Fossil da Universidade Vale dos Sinos no Rio Grande do Sul, sob supervisão do Professor Doutor Gerson Fauth, que são membros do grupo de pesquisa sobre as condições paleoambientais do período Cretáceo.

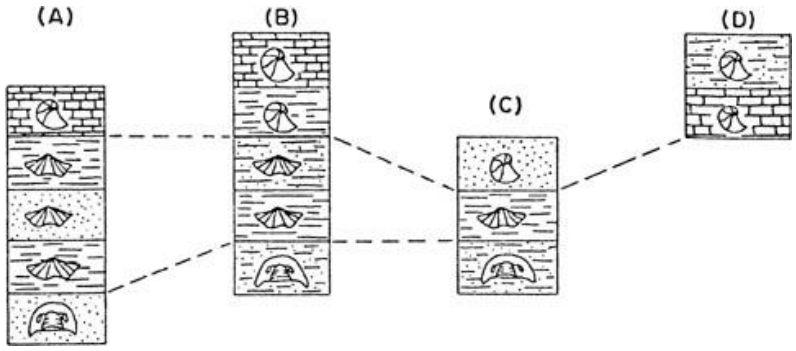

Figura 20: modelo de identificação de biozonas e correlação, sequências sedimentares em locais distintos com a mesma semelhança fossilífera. Fonte: Sylvester-bradley (1979).

7 RESULTADOS

Para caracterizar magneticamente as amostras, primeiramente foi efetuado o método de susceptibilidade magnética das amostras, os valores mostraram que a intensidade magnética das amostras era fraca, ou seja, o sinal magnético fraco (10^{-9} A/m), onde o sinal só melhora depois dos 300 cm, ao longo da sucessão deposicional.

A investigação paleomagnética possui três objetivos principais: i) isolar a componente da magnetização original de uma ou mais componentes secundárias; ii) atribuir um grau de confiabilidade nos dados; iii) explicar as origens dos materiais magnéticos.

Nesse trabalho as amostras foram submetidas à desmagnetização térmica e desmagnetização por aplicação de campo alternado. As respostas a esses métodos foram agrupadas em diagramas de desmagnetização que serviram de base para analisar as componentes principais (PCA) e identificar componentes vetoriais de magnetização.

As PCAs fornecem valores de inclinação (I) e declinação (D) e os erros estatísticos associados (k e a95) que remetem ao grau de confiabilidade do dado.

A mineralogia magnética das amostras foi identificada pelas curvas de histerese e também pelas temperaturas de bloqueio da componente característica.

As magnetozonas normais e reversas foram identificadas de acordo com os dados estatísticos das desmagnetizações (AF e TD) a partir dos valores da inclinação magnética e da componente característica.

7.1 Susceptibilidade Magnética

Os valores de susceptibilidade magnética na F1 (976 Hz) variaram de 9,05 x 10^{-9} a 1,02 x 10^{-8} m^3kg, tendo sido possível observar a baixa susceptibilidade magnética próximo ao limite K-Pg, o que corresponde com os mesmos valores de estudos publicados por Font et. al. (2015), Lowrier et. al. (1990). Este intervalo de baixa suscetibilidade corresponde aproximadamente às biozonas CF1 e CF2 que contêm mudanças drásticas nos foraminíferos planctônicos, nano e macrofósseis que foram extintos durante o limite K-Pg e é aproximadamente coincidente com o momento das erupções da fase 2 do vulcanismo de Deccan (LIP).

Font et. al. (2015) e Lowrier et. al. (1990), destacam que os primeiros estudos sobre o limite K-Pg feitos em Bidart, na França e em Gubbio, na Itália, mostraram dados de baixa susceptibilidade magnética e Lowrier et. al. (1990) atribuíram a baixa intensidade de

magnetização à dissolução pós-deposicional dos minerais ferrimagnéticos. Eles acreditam que a dissolução seja uma consequência da infiltração descendente de águas redutoras que resultaram do rápido acúmulo de matéria orgânica produzido por extinções em massa após o impacto hipotético.

Os valores de susceptibilidade magnética são baixos no Maastrichiano, diminui mais ainda próximo ao K-Pg se mantém baixo (aproximadamente a 1,66 $x10^{-9}$ m^3/kg) até a profundidade de 200 cm, onde começa a aumentar, a 335 cm a susceptibilidade magnética atinge um novo pico (aproximadamente a 1,81 x 10^{-8} m^3/kg). Aos 460 cm atinge seu valor máximo (9,43 x 10^{-8} m^3/kg). A partir dos 500 cm até o topo do afloramento (995 cm) os valores continuam sem muitas variações (aproximadamente 5,38 x 10^{-8} m^3/kg).

Esses valores da ordem de 10^{-8},10^{-9} m^3/kg são concordantes com o tipo litológico das rochas sedimentares, caracterizada como carbonato de cálcio com alternância de argilas médias e finas.

7.2 Natural Remanência Magnética

Desmagnetização Térmica (TH) e em campo alternado (AF)

Com as medidas de Remanência Magnética Natural (NRM), foi possível observar as principais componentes angulares bem como o ângulo de desvio máximo (MAD) da tangente de desmagnetização (Fig. 21 e 22), esses dados foram calculados e processados no software Puffinplot (Tab.1). Assim foram adquiridos os ângulos de declinação e inclinação das amostras (Tab.2), que correspondem às respectivas polaridades do campo magnético terrestre, a qual as rochas foram submetidas em seu período deposicional (Tab.3).

Desta forma, foi possível plotar esses dados no domínio da litologia e obter os valores positivos e negativos sobre as polaridades pertencentes a cada amostra coletada.

O valor de intensidade da magnetização natural remanente das amostras é baixo, e oscilou entre 8,19 x 10^{-6} e 1,23 x 10^{-2} Am^2/kg.

Thermal Demag							
Sample Code	**Depth (cm)**	Intensity	Declination (°)	Inclination (°)	MAD3	k	a95
PAF	**995**	1.23E-02	97.36	-72.95	9.14	49.44	17.72
PAE	**970**	6.07E-03	71.96	-84.63	6.79	96.22	12.64
PAD	**945**	3.60E-03	191.86	-88.29	3.65	334.48	6.95
PZ	**890**	1.04E-02	107.28	-83.88	5.9	129.14	10.89
PW	**870**	2.46E-04	263.02	-82.48	24.5	5.66	57.57
PT	**850**	2.59E-02	262.92	-79.84	8.85	54.88	16.8
PK	**760**	1.63E-02	267.16	-74.3	4.6	141.11	10.42
PJ	**750**	1.02E-02	290.08	-81.65	2.67	599.32	5.04
PH	**730**	4.49E-03	91.34	-57.74	5.83	82.63	13.65
PG	**720**	3.67E-03	83.25	-2.37	3.89	269.12	7.53
PE	**700**	5.53E-03	123.57	-78.43	2.77	531.78	5.35
PD	**690**	5.92E-03	316.66	-78.17	4.84	479.57	5.64
PB	**670**	1.05E-02	234.28	-85.19	3.58	323.4	6.87
PA	**660**	9.17E-03	267.83	-63.7	6.18	78.95	13.97
M1L	**100**	1.86E-04	58.46	56.57	4.66	141.31	10.41
M0	**90**	4.82E-05	68.56	18.51	11.56	11.45	38.25
J2U	**30**	8.19E-06	234.21	49.9	27.39	2.21	119.74
KPG	**0**	4.58E-04	178.54	8.02	3.6	249.61	5.83

Tabela 1: Dados da desmagnetização Térmica (TH), com os nomes das amostras, profundidades, identificação das camadas do afloramento, intensidade magnética, declinação, inclinação, e máximo desvio angular (MAD3).

AF Demag							
Sample Code	**Depth (cm)**	**Bed Name**	**Intensity**	**Declination**	**Inclination**	**MAD3**	**Quality**
PAF	**995**	**29**	3.96E-05	287.13	26.04	6.36	2
PAE	**970**		3.82E-05	275.41	16.89	2.24	2
PAD	**945**		5.93E-05	276.19	27.46	1.65	3
PAC	**920**		2.74E-04	193.67	53.15	7.06	3
PAB	**910**		1.78E-05	167.06	-39.92	3.17	1
PAA	**900**		1.37E-03	117.11	-51.53	2.65	1
PZ	**890**		1.62E-04	223.88	-18.23	2.29	1
PY	**880**		7.70E-05	227.59	-5.42	3.01	1
PW	**870**	**28**	7.40E-05	51.52	36.11	2.55	1
PU	**860**		6.36E-05	203.14	15.18	1.8	1
PT	**850**		1.48E-04	157.09	-43.54	1.57	1
PS	**840**		1.13E-04	315.05	22.28	4.07	1
PR	**830**		1.45E-04	286.99	-2.23	3.66	1
PQ	**820**		1.62E-04	351.74	-40.49	2.54	1
PP	**810**		6.34E-05	73.45	56.97	15.23	3
PO	**800**		1.87E-04	253.42	-4.48	2.3	3
PN	**790**		1.77E-04	64.46	-11.68	15.95	3
PM	**780**		6.41E-05	239.91	-24.32	24.02	3
PL	**770**		6.26E-05	155.5	-14.79	7.63	1
PK	**760**		4.34E-05	71.35	-25.03	5.35	1
PJ	**750**		3.68E-05	85.4	-14.05	6.27	1
PI	**740**		2.97E-05	63.1	15.23	5.42	1
PH	**730**		3.38E-05	307.09	-48.83	5.4	1
PG	**720**		6.50E-05	236.05	-18.42	6.69	1
PF	**710**		3.19E-05	85.4	-19.78	6.33	1
PE	**700**		3.83E-05	229.16	-27.64	16.66	2
PD	**690**		3.14E-05	147.34	-51.7	3.34	2
PC	**680**		6.21E-05	53.52	-11.63	11.87	1
PB	**670**		4.47E-05	352.81	-71.28	2.47	2
PA	**660**	**27**	6.49E-05	305.76	-11.73	2.92	2
Z	**615**	**Z**	1.08E-04	36.47	-19.48	5.42	3
X	**575**	**X**	4.80E-05	70.86	-10.46	9.71	1
V	**500**	**V**	4.52E-05	358.82	29.49	12.47	2
U	**460**	**U**	3.94E-04	77.43	24.4	0.84	2
TU1	**420**	**T**	4.77E-03	192.99	-14.82	1.23	1
T1	**410**		1.64E-04	87.85	-19.79	4.17	1
T	**400**		4.36E-05	92.83	-8.97	3.54	3
S20	**385**	**S**	3.63E-05	121.29	-5.24	5.26	2
S0	**365**		1.21E-05	255.08	-22.10	11.15	1
R45	**345**	**R**	5.45E-04	136.57	-46.81	4.21	1
R35	**335**		6.70E-06	126.55	-4.99	10.53	1
R30	**330**		4.11E-06	297.02	-24.52	25.37	1
R20	**320**		7.82E-06		-17.63	8.15	1
R15	**315**		1.69E-05	341.68	-12.26	7.15	1
R05	**300**		2.88E-05	101.23	-18.27	5.6	1
P45L	**262.5**		1.62E-05	107.17	-5.44	7.41	2
P40	**260**		1.57E-05	77.75	-4.18	9.29	1
P30	**250**		2.21E-05	344.28	-28.88	12.03	2
P25	**245**		1.62E-05	135.10	-34.97	6.39	2
P15	**235**		7.71E-05	351.06	37.99	5	3
P10	**230**		1.56E-05	184.17	-5.70	13.03	2
P05U	**225**		1.10E-05	103.54	1.87	4.71	3
P0	**220**		3.26E-05	162.37	-16.30	5.46	1
O30	**215**	**O**	2.68E-05	189.26	40.32	5.21	3
O25	**210**					7.01	2

Tabela 2: Dados da desmagnetização em campo alternado, com os nomes das amostras, profundidades, identificação das camadas do afloramento, intensidade magnética, declinação, inclinação, e máximo desvio

angular (MAD3).

AF Demag							
Sample Code	**Depth (cm)**	**Bed Name**	**Intensity**	**Declination (°)**	**Inclination (°)**	**MAD3**	**Quality**
N3	**175**	**N**	1.68E-05	113.37	-34.32	7.46	2
N2	**170**		1.04E-05	68.03	-18.86	8.62	1
N1U	**165**		1.36E-05	49.91	-16.93	5.02	2
N1L	**160**		1.47E-05	49.91	-14.41	6.63	2
N0U	**155**		2.21E-05	83.51	-19.21	3.51	1
N0L	**150**		1.41E-05	281.25	-8.50	7.21	1
M2U	**145**	**M**	5.19E-05	102.12	-24.01	6.91	2
M2L	**125**		4.11E-05	100.71	-8.51	5.04	1
M1U	**110**		2.56E-05	109.41	-33.26	9.64	1
M1L	**100**		6.80E-05	103.74	-24.03	2.07	1
M0	**90**		4.16E-05	92.11	-28.45	2.48	1
L2U	**80**	**L**	2.42E-05	75.41	-25.89	11.49	1
L2L	**76**		2.44E-05	61.66	-6.61	15.81	3
L1U	**72**		3.15E-05	84.55	-23.33	13.51	1
L1L	**68**		5.30E-06	80.93	-28.63	6.9	1
L0U	**64**		1.51E-05	179.40	-18.68	10.61	1
L0L	**60**		2.39E-05	56.20	10.50	18.65	2
K2	**55**	**K**	4.36E-05	250.52	-69.96	23.64	3
K1U	**50**		1.20E-05	310.63	-19.28	15.82	2
K1L	**45**		2.46E-05	68.76	-11.98	15.64	3
K0U	**40**		4.47E-06	347.66	-48.92	10.07	3
K0L	**35**		2.28E-05	76.59	-18.61	13.01	3
J2U	**30**	**J**	2.30E-05	258.61	11.93	17.77	1
J2L	**25**		3.45E-06	54.57	23.04	9.42	3
J1U	**20**		2.02E-05	53.15	13.14	7.17	2
J1L	**15**		2.04E-05	56.22	20.45	13.51	3
J0U	**10**		1.15E-05	168.54	42.45	14.78	3
J0L	**5**		1.22E-05				
KPG	**0**	**I/J**	3.68E-05	228.77	25.12	4.36	1
-10	**-10**	**G-H-I**	1.91E-05	127.44	29.54	5.61	1
-20	**-20**	**E-F-D**	1.26E-05	52.63	12.64	14.29	2
-25U	**-25**	**D**	2.52E-05	137.06	62.87	26.42	3
-25L	**-26**		2.08E-05	161.84	40.2	11.03	1
-27	**-27**		2.01E-05	19.71	87.67	6.41	3
-30	**-30**		2.08E-05	146.21	13.61	25.26	2
-40	**-40**		6.15E-05	317.02	-56.27	6.02	2
-50	**-50**		1.66E-05	266.46	29.34	8.88	2
-55U	**-55**		1.36E-05	79.84	2.4	9.36	2
-55M	**-56**		4.80E-06	144.35	10.62	9.9	3
-55L	**-58**		4.03E-05	81.96	-27.51	7.88	3
-60	**-60**		2.73E-05	73.92	7.89	6.94	2
-70	**-70**	**C**	1.85E-05	87.82	-8.73	2.22	2
-80	**-80**	**C - B**	3.67E-05	19.46	2.42	10.48	1
-90	**-90**	**B**	4.52E-05	170.20	32.41	20.65	2
GRAMAME	**-100**		2.41E-05	259.94	-28.61	4.47	2

Tabela 3: Dados da desmagnetização em campo alternado, com os nomes das amostras, profundidades, identificação das camadas do afloramento, intensidade magnética, declinação, inclinação, e máximo desvio angular (MAD3).

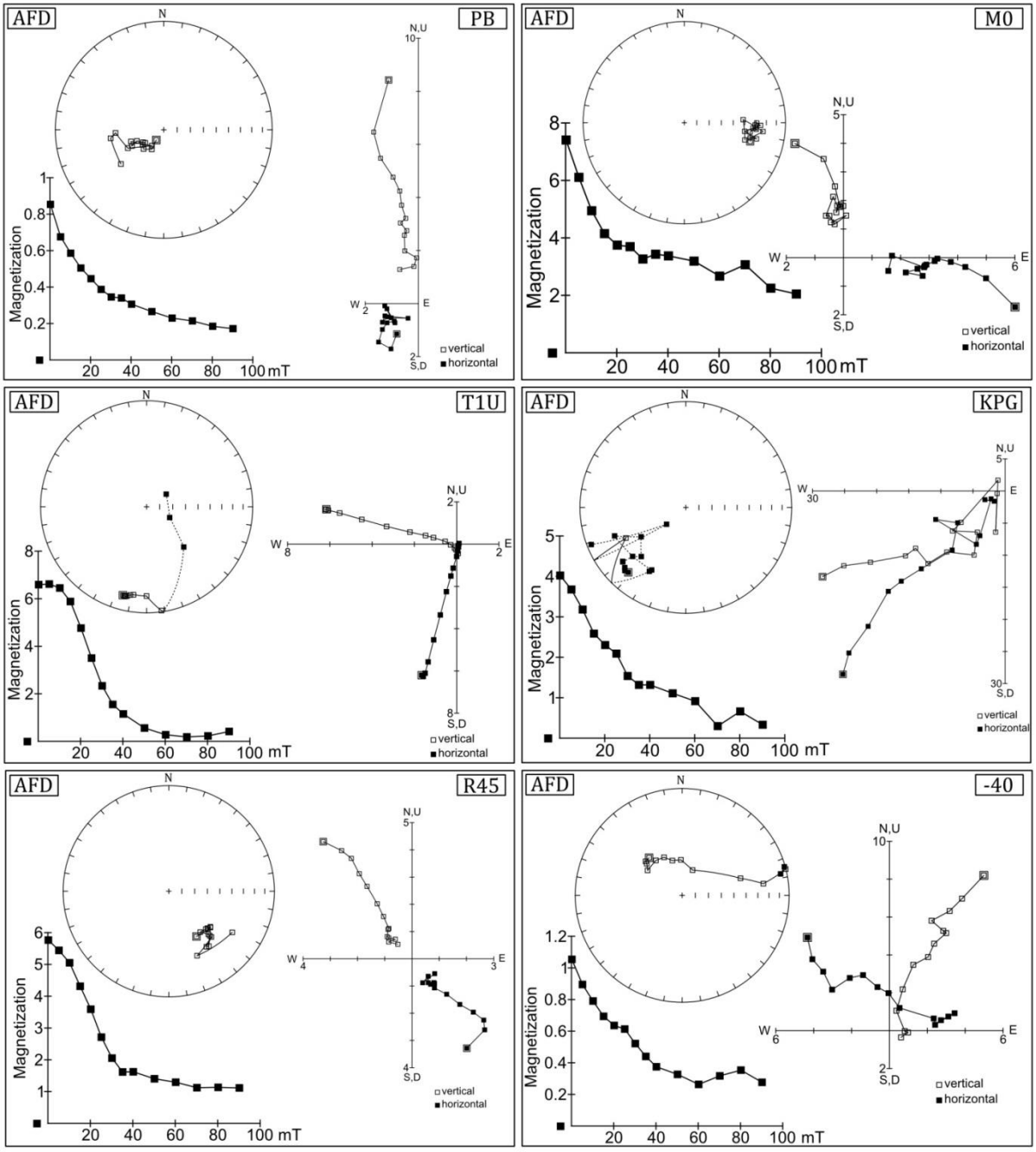

Figura 21: Exemplos de desmagnetização a campos alternados de amostras carbonáticas. Em quadrantes estão cada amostra com a projeção de Zijderveld, projeção estereográfica e curvas de intensidade magnética normalizadas (M/Mmax) em função da temperatura.

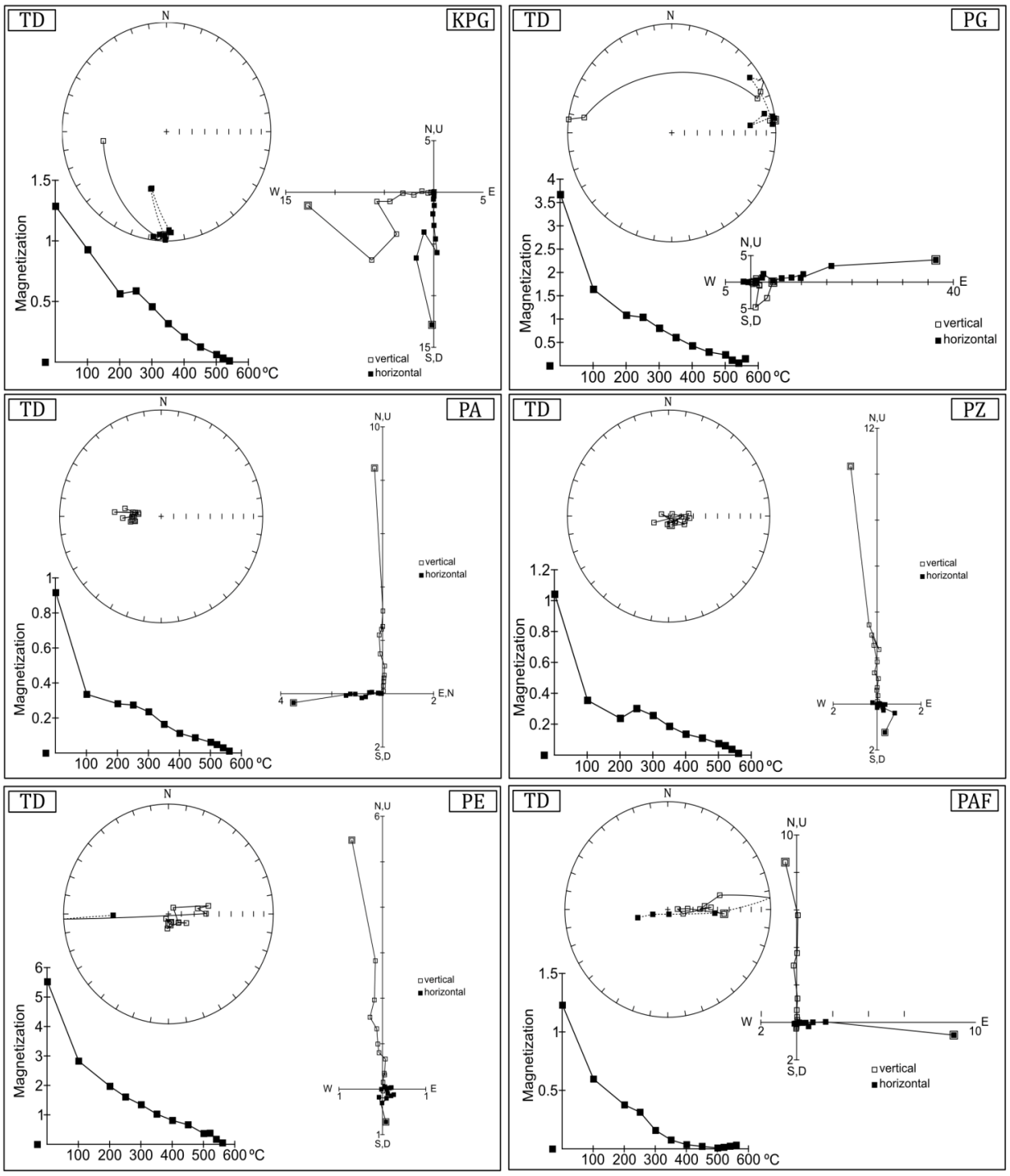

Figura 22: Exemplos de desmagnetização térmica de amostras carbonáticas. Em quadrantes estão cada amostra com a projeção de Zijderveld, projeção estereográfica e curvas de intensidade magnética, normalizadas (M/Mmax) em função da temperatura.

É possível observar que a maior parte das amostras possui uma inclinação negativa apontando para o sul. Foi adotado um MAD < 12°. Em algumas amostras o MAD passou desse limite devido à curva de desmagnetização ser instável. Os valores de inclinação esperados eram em torno de 18° até 38° calculado pela paleolatitude.

Da profundidade de -100 até 30 cm foram obtidos dados positivos de inclinação, o que corresponde à polaridade reversa no hemisfério sul. De 30 cm a 60 dados negativos de inclinação, correspondendo à polaridade normal, no hemisfério sul. Esses dados são confiáveis e foram plotados de acordo com a litologia (Fig. 32). Com isso, foi feita a interpretação magnética e relacionada com a GPTS 2012, então nesses limites de profundidade foram detectados os Chrons 29R e 29N. (Tab. 3)

De acordo com a GPTS 2012, o Chron 29R inicia-se a 66.398 Ma e termina em 65.688 Ma, tendo duração de 0.710 Ma. O Chron 29N inicia-se a 65.688 Ma e termina em 64.958 Ma, tendo duração de 0.730 Ma.

Na profundidade de 60 cm, é possível observar um valor positivo na inclinação, podendo ser relacionado ao Chron 28R, que tem uma duração rápida 0.291 Ma.

De 68 cm a 420 cm os valores de inclinação são negativos, sendo relacionados ao Chron 28N, que se inicia em 64.667 Ma e termina em 63.494 Ma.

De 460 cm a 500 cm os valores de inclinação são positivos sendo relacionados ao Chron 27R, que se inicia a 63.494 Ma e termina em 62.517 Ma.

De 575 cm a 910 cm os valores de inclinação são negativos e são relacionados ao 27N, que se inicia a 62.517 Ma e termina em 62.221 Ma.

7.3 Mineralogia Magnética

7.3.1 Curvas Termomagnéticas

Para ajudar na caracterização dos minerais magnéticos, foram realizadas medidas termomagnéticas em 34 amostras, da seção estratigráfica da Mina de Poty, sendo elas (Tab.4):

Gramame	KPG	K	M2L	O30	P30	R45	T1U	X	PF	PT
-60	J0U	K1L	N	P0	P45	S0	U	PA	PG	PZ
-10	J2	L1L	O25	P15	R15	S20	V	PD	PS	PAD

Tabela 4: Amostras que foram medidas e adquidas as curvas termomagnéticas.

As curvas termomagnéticas são representadas em aquecimento (vermelho) e resfriamento (azul) O aquecimento foi realizado até a temperatura de 700 °C e o resfriamento até a temperatura ambiente. As altas temperaturas ajudam na determinação do ponto de Curie, ou temperatura de bloqueio das partículas. Essas curvas não são reversíveis, o que sugere uma alteração mineral durante o processo de aquecimento.

Os resultados mostram baixos valores de susceptibilidade termomagnética durante o aquecimento e exibem um pico em aproximadamente 520°C. Esse aumento da susceptibilidade tem início em 400 °C e apresenta um pico em 520°C. Após atingir esse máximo a susceptibilidade começa a diminuir até chegar a zero, onde a temperatura está a 580°C. Temperaturas mais baixas que a temperatura de Curie da magnetita pura (Tc = 580°C) podem estar associadas a baixo conteúdo de titânio na amostra (Richter et. al. 2006). As curvas de resfriamento mostram um comportamento variado entre as amostras, que pode significar que nem toda fração magnética foi alterada no aquecimento até 700°C.

O tratamento dos dados foi feito no software Cureval, onde as curvas foram normalizadas pela massa correspondente em cada amostra gerando as curvas finais.

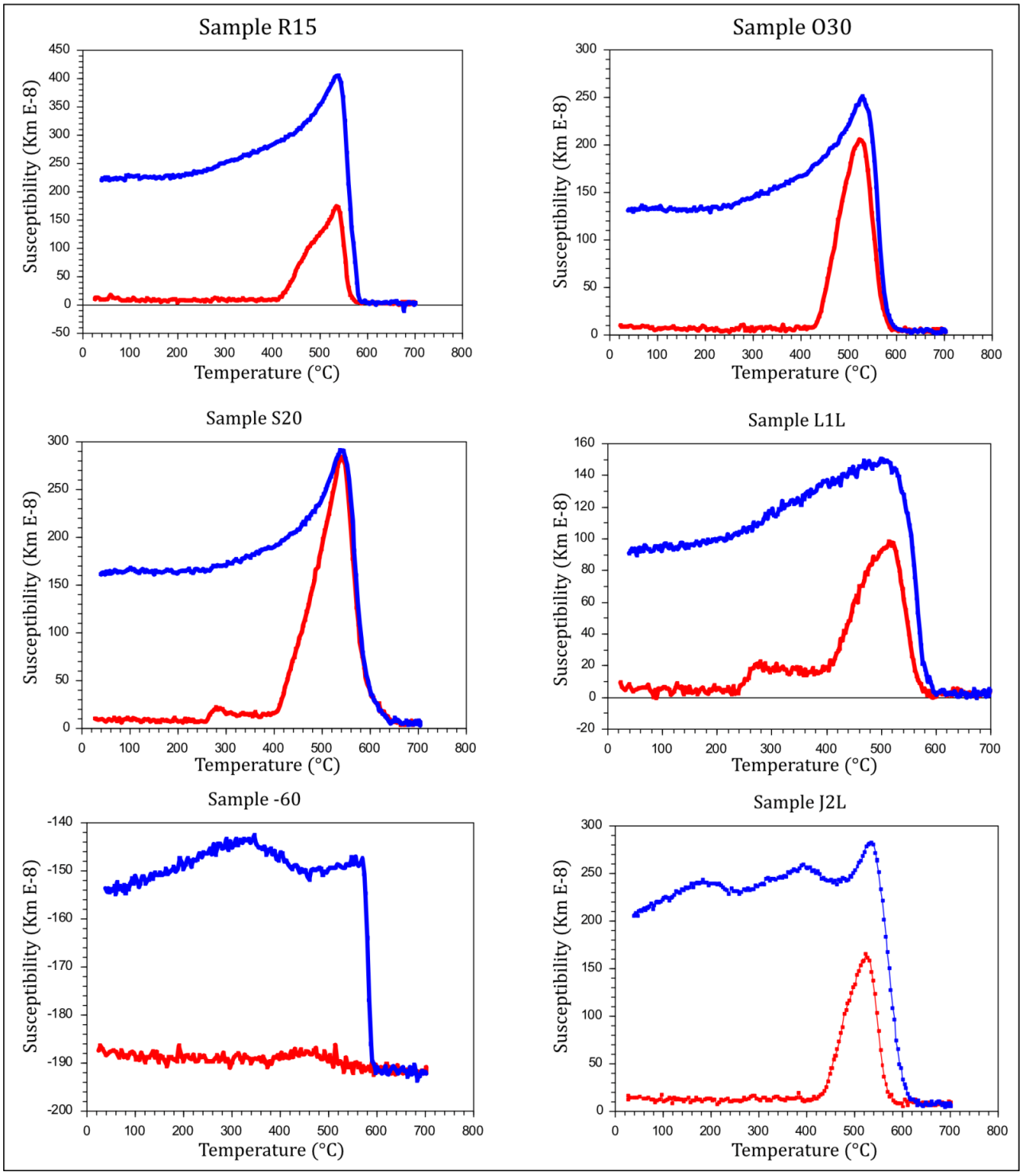

Figura 23: Curvas termomagnéticas de amostras representativas da sessão estratigráfica, normalizadas pela susceptibilidade máxima em cada amostra. Os gráficos indicam curvas térmicas de aquecimento em vermelho e as curvas térmicas de resfriamento em azul. Os dados de Susceptibilidade magnética são plotados em função da temperatura °C.

7.3.2 Curvas de Histerese Magnética e FORCs

Foram medidas as curvas de histerese magnética nas 112 amostras coletadas cujos resultados destacam valores de coercividade baixa (Hc). Os loops de histerese em sua grande maioria possuem comportamento ruidoso devido à baixa intensidade magnética das amostras.

Após mudança no tamanho das capsulas, passando para o método de analisar o material pulverizado em as capsulas menores (tamanho 4) as curvas de histerese magnética melhoraram e foi possível obter dados confiáveis, que indicaram a presença de minerais paramagnéticos, de domínio único (Fig. 24).

Esses resultados de histerese e susceptibilidade termo-remanente são coerentes com assinatura de minerais ferromagnéticos de remanência estável que apresentam coercividade compatíveis com domínios simples e/ou pseudomonodomínios, interpretada como a magnetita.

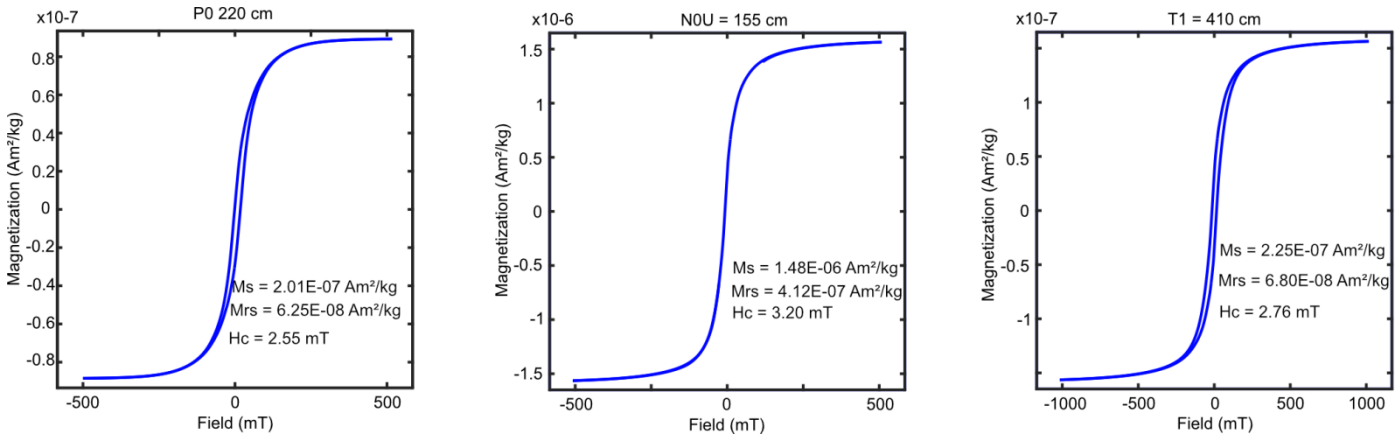

Figura 24: Histereses magnéticas normalizadas por suas respectivas massas, com correção dia/paramagnética. Curvas finas, pouco reversivas, destacando a baixa coercividade geral dos grãos magnéticos.

Pelo comportamento das curvas de histerese e curvas reversas de primeira ordem (Fig. 25) analisadas a partir deste estudo e comparadas com a literatura (Tauxe, 2010; Tauxe et. al., 2018; Thompson & Oldfield, 1986), foi detectada a magnetita detrítica, sendo o mineral portador magnético da seção estratigráfica, porém não é descartada a hipótese de haver outros minerais portadores magnéticos como hematita, pirita e pirrotita.

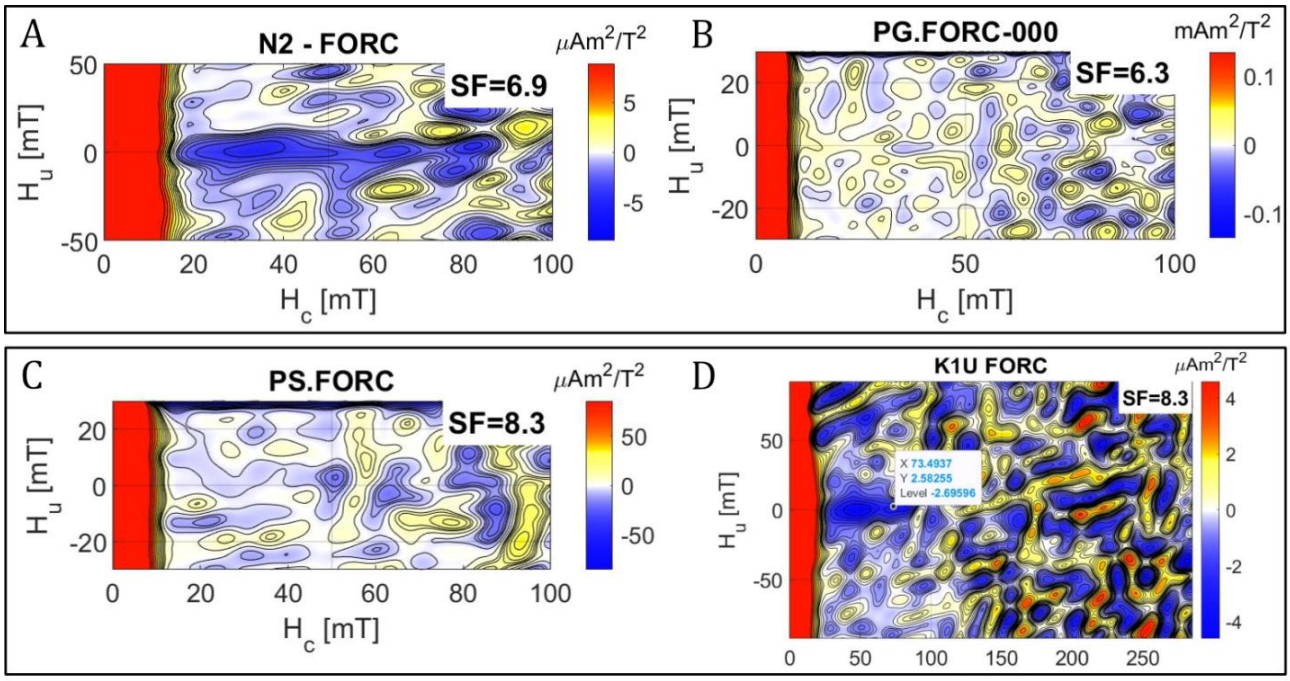

Figura 25: Diagramas de Curvas Reversivas de Primeira Ordem (FORCs) em todas as amostras o comportamento dessas curvas foi parecido, representando minerais magnéticos de baixa intensidade magnética, e baixa coercividade, caracterizando grãos paramagnéticos de domínio único/pseudo único.

7.3.3 Magnetização Remanente Anisterética (ARM) e Isotermal (IRM)

Ao longo da seção estratigráfica observa-se uma contribuição de fração paramagnética na susceptibilidade magnética.

Pelas curvas de aquisição da ARM foi possível detectar o comportamento das frações mais finas da magnetita, tendo os picos mais representativos a 50 cm na camada K, 160 cm na camada N e a 770 cm na camada 27, indicando frações muito finas.

A partir das curvas de aquisição da IRM foram obtidos os parametros de H-IRM, S-IRM e Razão-S (S-Ratio) (Tab. 5 e 6), junto com os dados das curvas de histereses (Tab. 8 e 9) e foram plotados de acordo com a profundidade ao longo da estratigrafia (Fig. 27 e 28). Desse modo foi observada a presença de um mineral portador magnético característico de baixa coercividade, entre 2 e 9 mT de domínio único ou pseudo domínio único e de acordo com Thompson & Oldfield (1986), Evans & Haller (2003), Tauxe (2018), essa assinatura magnética mineral é apresentada pela magnetita de origem detrítica. Não foi detectada a presença de minerais de alta coercividade em nenhuma parte da seção geológica analisada.

Sample Code	Depth (cm)	S-IRM 1000 mT	H-IRM 100 mT	H-IRM 300 mT	S-Ratio (300/1000mT)
PAF	**995**	1.26E-02	2.55E-03	2.08E-02	1.65
PAE	**970**	1.02E-02	1.99E-02	9.78E-03	0.96
PAD	**945**	1.05E-02	2.79E-02	9.20E-03	0.88
PAC	**920**	6.55E-02	3.17E-02	3.74E-02	0.57
PAB	**910**	4.92E-02	1.30E-02	4.58E-02	0.93
PAA	**900**	2.80E-02	1.65E-02	1.91E-02	0.68
PZ	**890**	2.07E-02	4.92E-03	1.93E-02	0.93
PY	**880**	5.06E-02	1.52E-02	4.28E-02	0.85
PW	**870**	5.16E-02	1.82E-02	4.38E-02	0.85
PU	**860**	2.81E-02	7.16E-03	2.94E-02	1.05
PT	**850**	4.52E-02	1.25E-02	4.12E-02	0.91
PS	**840**	3.69E-02	8.96E-03	3.52E-02	0.95
PR	**830**	4.33E-02	1.40E-02	3.58E-02	0.83
PQ	**820**	6.73E-02	2.09E-02	5.92E-02	0.88
PP	**810**	4.94E-02	1.28E-02	4.61E-02	0.93
PO	**800**	5.54E-02	1.87E-02	5.66E-02	1.02
PN	**790**	3.78E-02	1.17E-02	3.72E-02	0.98
PM	**780**	3.66E-02	1.20E-02	3.43E-02	0.94
PL	**770**	3.35E-02	7.93E-03	3.09E-02	0.92
PK	**760**	2.97E-02	8.54E-03	2.70E-02	0.91
PJ	**750**	2.02E-02	6.01E-03	1.80E-02	0.89
PI	**740**	1.35E-02	3.86E-03	1.17E-02	0.87
PH	**730**	8.38E-03	1.90E-03	7.95E-03	0.95
PG	**720**	8.82E-03	1.50E-03	1.00E-02	1.13
PF	**710**	1.04E-02	2.54E-03	9.79E-03	0.94
PE	**700**	9.54E-03	1.42E-03	1.07E-02	1.12
PD	**690**	1.09E-02	2.27E-03	1.15E-02	1.06
PC	**680**	2.72E-02	8.62E-03	2.32E-02	0.85
PB	**670**	2.00E-02	6.09E-03	1.77E-02	0.89
PA	**660**	1.91E-02	5.60E-03	1.75E-02	0.92
Z	**615**	4.85E-02	1.12E-02	3.17E-02	0.65
X	**575**	2.20E-02	5.36E-03	1.75E-02	0.80
V	**500**	1.38E-02	3.49E-03	1.09E-02	0.79
U	**460**	4.39E-02	3.85E-02	2.08E-02	0.47
TU1	**420**	2.83E-01	1.23E-01	3.29E-01	1.16
T1L	**410**	6.39E-02	1.85E-02	5.37E-02	0.84
T	**400**	7.26E-02	2.20E-02	6.04E-02	0.83
S20	**385**	6.88E-03	1.97E-03	1.08E-03	0.16
S0	**365**	2.57E-03	1.02E-04	8.03E-04	0.31
R45	**345**	1.33E-01	2.48E-02	2.80E-02	0.21
R35	**335**	1.70E-02	7.54E-03	1.27E-02	0.75
R30	**330**	7.58E-03	9.70E-04	2.55E-03	0.34
R20	**320**	2.82E-03	7.13E-04	1.88E-03	0.67
P45U	**265**	3.98E-03	5.43E-04	1.95E-03	0.49
P45L	**262.5**	2.55E-03	3.43E-04	1.38E-03	0.54
P40	**260**	2.61E-03	5.30E-04	1.36E-03	0.52

Tabela 5: Dados da IRM com os nomes das amostras, profundidades, SIRM, HIRM100, HIRM300 e Razão S.

Sample Code	Depth (cm)	S-IRM 1000 mT	H-IRM 100 mT	H-IRM 300 mT	S-Ratio (300/1000mT)
P30	**250**	6.80E-03	3.17E-03	5.89E-03	0.87
P25	**245**	2.75E-03	5.71E-04	1.74E-03	0.63
P15	**235**	9.61E-03	4.35E-03	1.35E-03	0.14
P05U	**225**	2.58E-03	4.70E-04	5.46E-04	0.21
P05L	**222.5**	3.09E-03	1.49E-03	6.90E-04	0.22
P0	**220**	1.06E-02	2.96E-03	9.50E-04	0.09
O30	**215**	3.19E-03	4.87E-04	1.66E-03	0.52
O25	**210**	4.19E-03	1.04E-03	1.18E-03	0.28
N2	**170**	2.94E-03	2.98E-04	9.12E-04	0.31
N0U	**155**	2.37E-03	4.84E-04	1.74E-03	0.73
N0L	**150**	1.13E-03	3.65E-04	7.90E-06	0.01
M2L	**125**	7.81E-03	9.42E-04	5.72E-03	0.73
M1L	**100**	1.82E-02	1.42E-02	8.93E-03	0.49
M0	**90**	7.24E-03	3.17E-03	5.12E-04	0.07
L2U	**80**	5.13E-03	2.98E-03	4.33E-03	0.84
L2L	**76**	1.41E-03	7.53E-04	1.28E-03	0.91
L1U	**72**	1.00E-02	2.90E-03	1.33E-03	0.13
L1L	**68**	9.23E-03	4.25E-03	7.23E-03	0.78
L0L	**60**	1.54E-03	4.74E-04	1.13E-03	0.73
K2	**55**	1.26E-03	4.25E-04	9.65E-04	0.77
K0U	**40**	1.62E-03	8.68E-04	1.45E-03	0.90
K0L	**35**	1.32E-03	1.50E-03	1.68E-03	1.27
J2U	**30**	1.28E-03	2.07E-04	6.39E-04	0.50
J2L	**25**	8.68E-04	6.12E-04	8.34E-04	0.96
J1U	**20**	2.53E-03	1.74E-03	2.44E-03	0.96
J1L	**15**	6.85E-04	3.83E-04	6.43E-04	0.94
J0L	**5**	1.59E-03	6.92E-04	1.35E-03	0.85
KPG	**0**	8.73E-04	4.80E-04	6.60E-04	0.76
-10	**-10**	3.04E-03	2.05E-03	2.70E-03	0.89
-20	**-20**	2.69E-02	1.99E-02	2.37E-02	0.88
-25U	**-25**	7.50E-03	1.81E-03	1.34E-03	0.18
-25L	**-26**	7.56E-03	1.28E-03	3.93E-03	0.52
-27	**-27**	8.57E-03	4.64E-03	6.96E-03	0.81
-30	**-30**	4.19E-03	2.17E-03	3.64E-03	0.87
-40	**-40**	3.59E-02	2.76E-02	3.42E-02	0.95
-50	**-50**	4.77E-02	3.49E-02	4.17E-02	0.87
-55U	**-55**	2.18E-03	6.70E-04	1.59E-03	0.73
-55M	**-56**	7.19E-03	1.49E-03	3.87E-03	0.54
-55L	**-58**	3.03E-03	2.85E-03	3.04E-03	1.00
-60	**-60**	3.21E-03	1.48E-03	2.58E-03	0.80
-70	**-70**	2.37E-03	8.28E-04	2.03E-03	0.86
-80	**-80**	3.90E-03	1.86E-03	3.37E-03	0.86
-90	**-90**	1.94E-02	1.47E-02	1.80E-02	0.93
GRAMAME	**-100**	3.66E-03	1.59E-03	3.36E-03	0.92

Tabela 6: Dados da IRM, com os nomes das amostras, profundidades, SIRM, HIRM-100, HIRM-300 e Razão S.

Sample Code	Depth (cm)	Bc [mT]	Ms [Am^2]	Mrs [Am^2]
PAC	**920**	1.45E-03	1.15E-07	4.58E-09
PAB	**910**	6.12E-03	1.89E-07	1.14E-08
PZ	**890**	5.10E-03	7.90E-07	1.36E-08
PY	**880**	8.30E-03	1.22E-07	1.01E-08
PT	**850**	8.23E-03	1.34E-07	9.90E-09
PR	**830**	1.02E-02	1.23E-07	1.87E-08
PQ	**820**	7.40E-03	1.24E-07	1.19E-08
PO	**800**	4.82E-03	1.63E-07	8.13E-09
PN	**790**	3.60E-03	1.98E-07	1.22E-08
PM	**780**	5.80E-03	1.32E-07	1.20E-08
PL	**770**	9.70E-03	1.21E-07	9.32E-09
PK	**760**	4.20E-03	8.35E-08	4.14E-09
PJ	**750**	9.88E-03	1.79E-07	1.07E-08
PI	**740**	5.60E-03	1.46E-07	1.91E-08
PH	**730**	1.12E-02	1.11E-07	1.10E-08
PG	**720**	9.41E-03	1.08E-07	8.53E-09
PF	**710**	1.32E-02	1.04E-07	6.48E-09
PE	**700**	7.73E-03	1.28E-07	8.97E-09
PD	**690**	1.41E-02	7.51E-08	1.25E-08
PC	**680**	9.34E-03	1.76E-07	1.69E-08
PB	**670**	1.18E-02	1.91E-07	2.08E-08
PA	**660**	9.95E-03	2.33E-07	1.64E-09
Z	**615**	9.71E-03	1.28E-07	7.08E-09
X	**575**	6.17E-03	1.03E-07	3.74E-09
V	**500**	5.97E-03	1.79E-07	2.04E-08
U	**460**	2.56E-03	9.10E-06	5.44E-08
TU1	**420**	1.21E-03	1.72E-07	2.36E-08
T1	**410**	2.76E-03	2.25E-07	6.80E-08
S20	**385**	2.95E-03	5.96E-07	4.05E-08
S0	**365**	7.18E-03	1.33E-08	2.27E-09
R45	**345**	1.58E-03	2.75E-07	3.94E-08
R30	**330**	2.50E-03	1.16E-06	2.07E-07
R20	**320**	2.45E-03	2.25E-07	3.69E-08
R15	**315**	3.31E-03	3.56E-07	1.94E-08
R05	**300**	1.15E-03	1.57E-07	1.64E-08
P45U	**265**	2.92E-03	1.73E-07	3.61E-08
P45L	**262.5**	3.12E-03	1.01E-07	2.53E-08
P40	**260**	6.74E-03	1.51E-08	3.18E-09
P25	**245**	2.09E-03	4.97E-06	7.95E-07
P15	**235**	7.83E-03	2.87E-08	2.64E-09
P10	**230**	3.01E-03	1.63E-07	2.29E-08
P05U	**225**	1.69E-03	3.43E-08	5.70E-09

Tabela 7: Dados de Curvas de Hysterese magnética com nomes das amostras, profundidades, Magnetização de Saturação (Ms), Magnetização de Remanência (Mr) e Coercividade (Hc).

Sample Code	Depth (cm)	Bc [mT]	Ms [Am^2]	Mrs [Am^2]
P0	**220**	2.55E-03	2.01E-07	6.25E-08
O30	**215**	2.05E-03	3.29E-06	4.88E-07
N3	**175**	3.23E-03	7.95E-08	7.55E-09
N2	**170**	1.01E-03	1.39E-08	4.48E-09
N1L	**160**	1.82E-03	1.94E-08	2.38E-09
N0U	**155**	2.09E-03	1.48E-06	4.12E-07
N0L	**150**	1.19E-03	2.08E-08	7.60E-10
M2U	**145**	2.40E-03	4.31E-06	4.96E-07
M2L	**125**	3.64E-03	3.79E-08	4.60E-09
M1U	**110**	2.31E-03	4.03E-08	3.80E-09
M1L	**100**	3.54E-03	3.65E-06	5.43E-07
M0	**90**	1.02E-03	5.85E-08	7.89E-09
L1U	**72**	3.15E-03	1.83E-08	1.55E-09
L1L	**68**	1.83E-03	1.59E-08	2.51E-09
L0U	**64**	1.51E-03	2.13E-06	2.42E-07
L0L	**60**	7.31E-03	3.90E-08	4.64E-09
K2	**55**	1.19E-03	1.42E-08	6.64E-09
K0U	**40**	1.48E-03	3.01E-09	1.99E-09
K0L	**35**	8.29E-03	1.55E-08	1.17E-09
J2U	**30**	2.52E-03	4.39E-09	2.23E-09
J2L	**25**	5.48E-03	2.56E-08	1.93E-09
J0U	**10**	4.53E-03	5.19E-08	8.34E-10
J0L	**5**	1.20E-03	9.49E-09	2.96E-09
KPG	**0**	1.05E-03	3.26E-08	8.39E-09
-10	**-10**	3.42E-03	7.29E-09	3.84E-09
-20	**-20**	1.89E-03	1.58E-05	3.25E-06
-25U	**-25**	5.21E-03	1.95E-08	8.10E-10
-25L	**-26**	9.26E-03	9.75E-07	1.72E-09
-27	**-27**	6.39E-03	6.63E-09	2.14E-09
-30	**-30**	1.47E-03	1.15E-08	9.64E-10
-40	**-40**	1.81E-03	2.56E-08	2.58E-09
-50	**-50**	6.82E-03	1.17E-07	1.52E-08
-55U	**-55**	9.13E-03	5.28E-08	5.02E-09
-55M	**-56**	3.22E-03	4.97E-08	1.60E-08
-55L	**-58**	3.33E-03	1.66E-08	9.72E-10
-60	**-60**	8.40E-03	3.02E-07	6.42E-08
-70	**-70**	5.02E-03	2.69E-08	4.51E-09
-80	**-80**	3.83E-03	2.59E-07	4.27E-08

Tabela 8: Dados de Curvas de Histereses magnética com nomes das amostras, profundidades, Magnetização de Saturação (Ms), Magnetização de Remanência (Mr) e Coercividade (Hc).

7.4 Magnetismo de Rocha

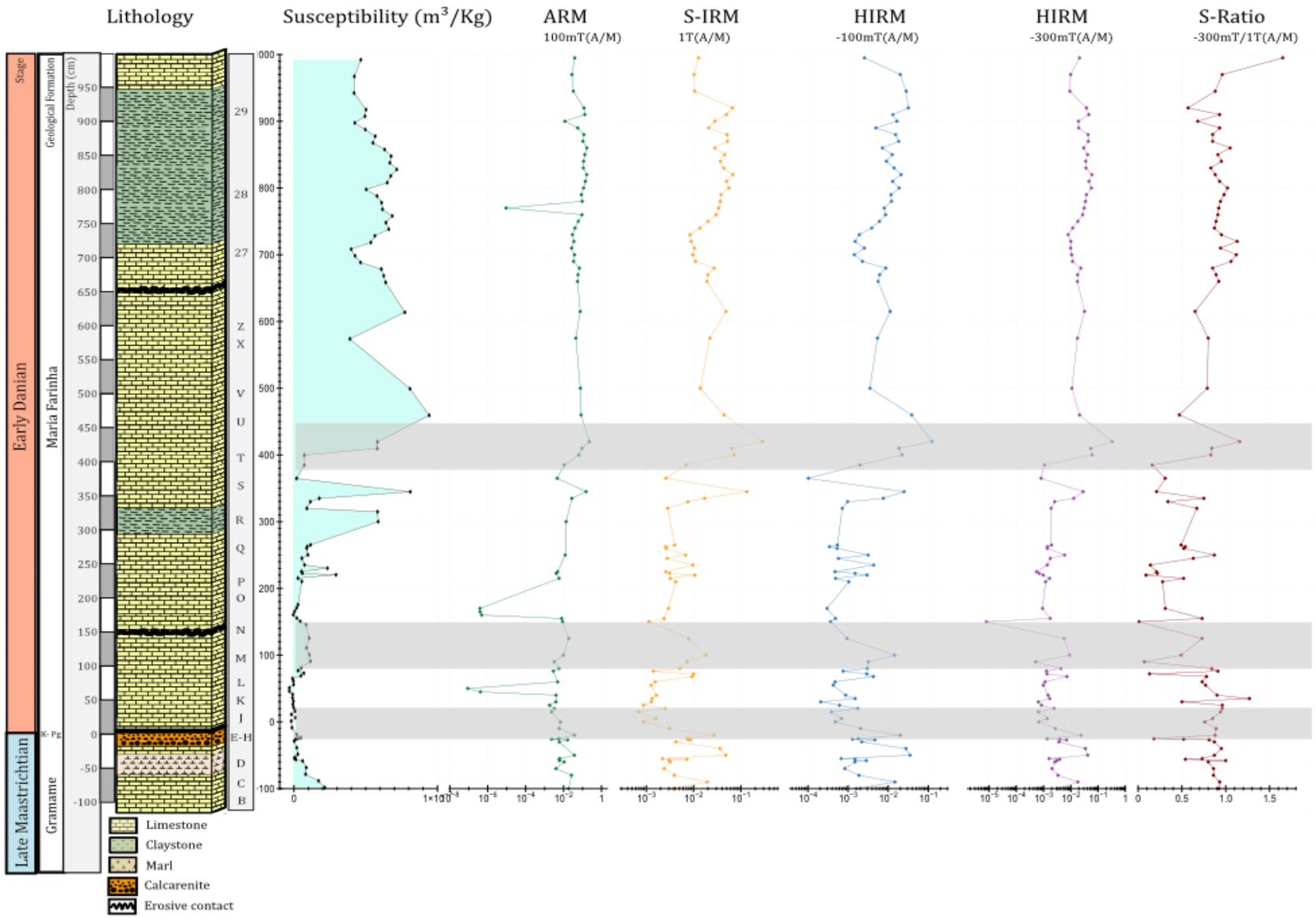

Figura 26: Perfil litológico com plotagem dos dados de Susceptibilidade Magnética, ARM, S-IRM, H-IRM. As bandas cinzas destacam valores magnéticos coerentes de acordo com a MS, ARM e IRM.

7.5 Magnetismo Ambiental

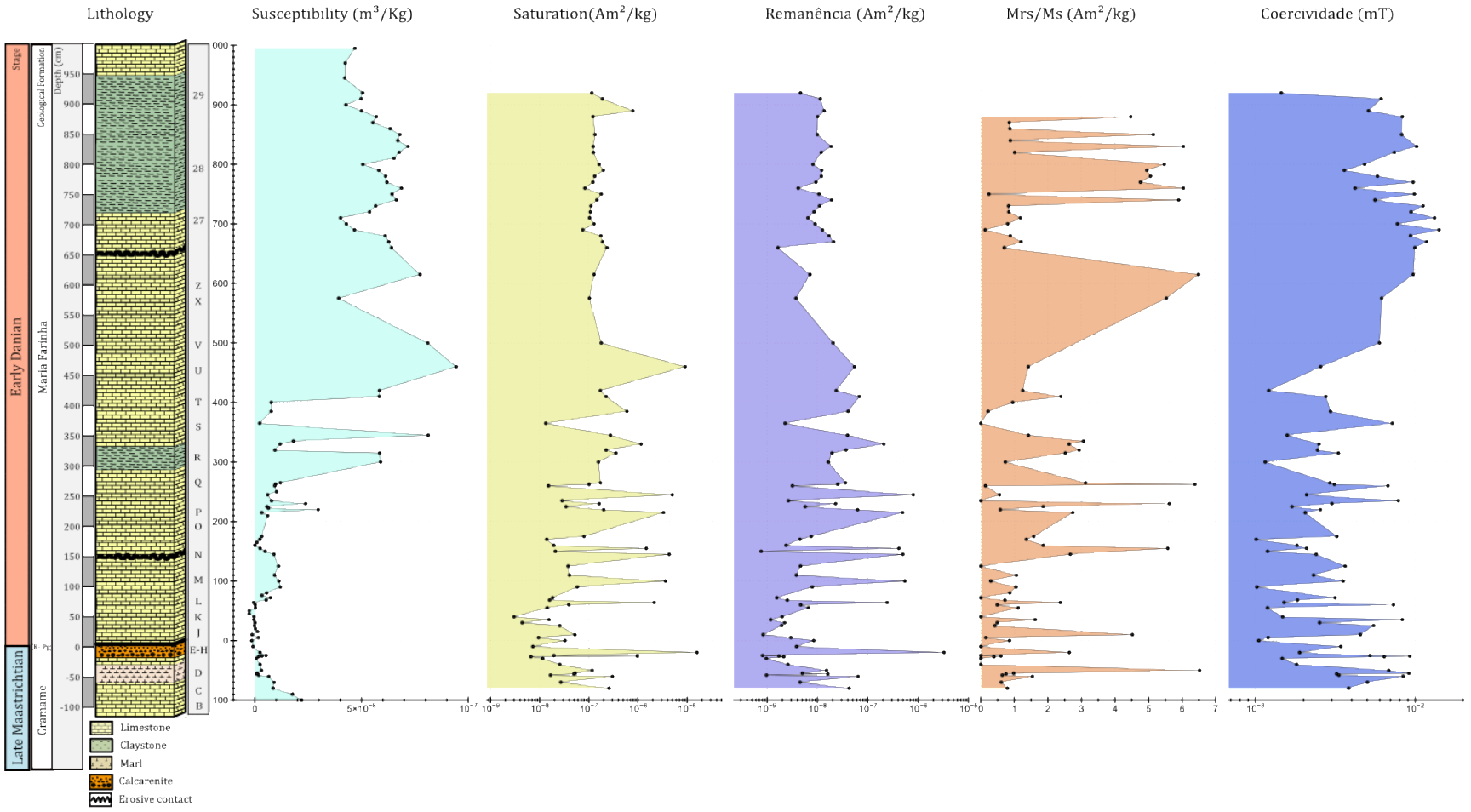

Figura 27: Perfil litológico com plotagem dos dados de Susceptibilidade Magnética, e parâmetros de magnetismo ambiental (Grão magnético) Saturação, Remanência, Remanência/Saturação, e Coercividade.

7.6 Geoquímica Elementar

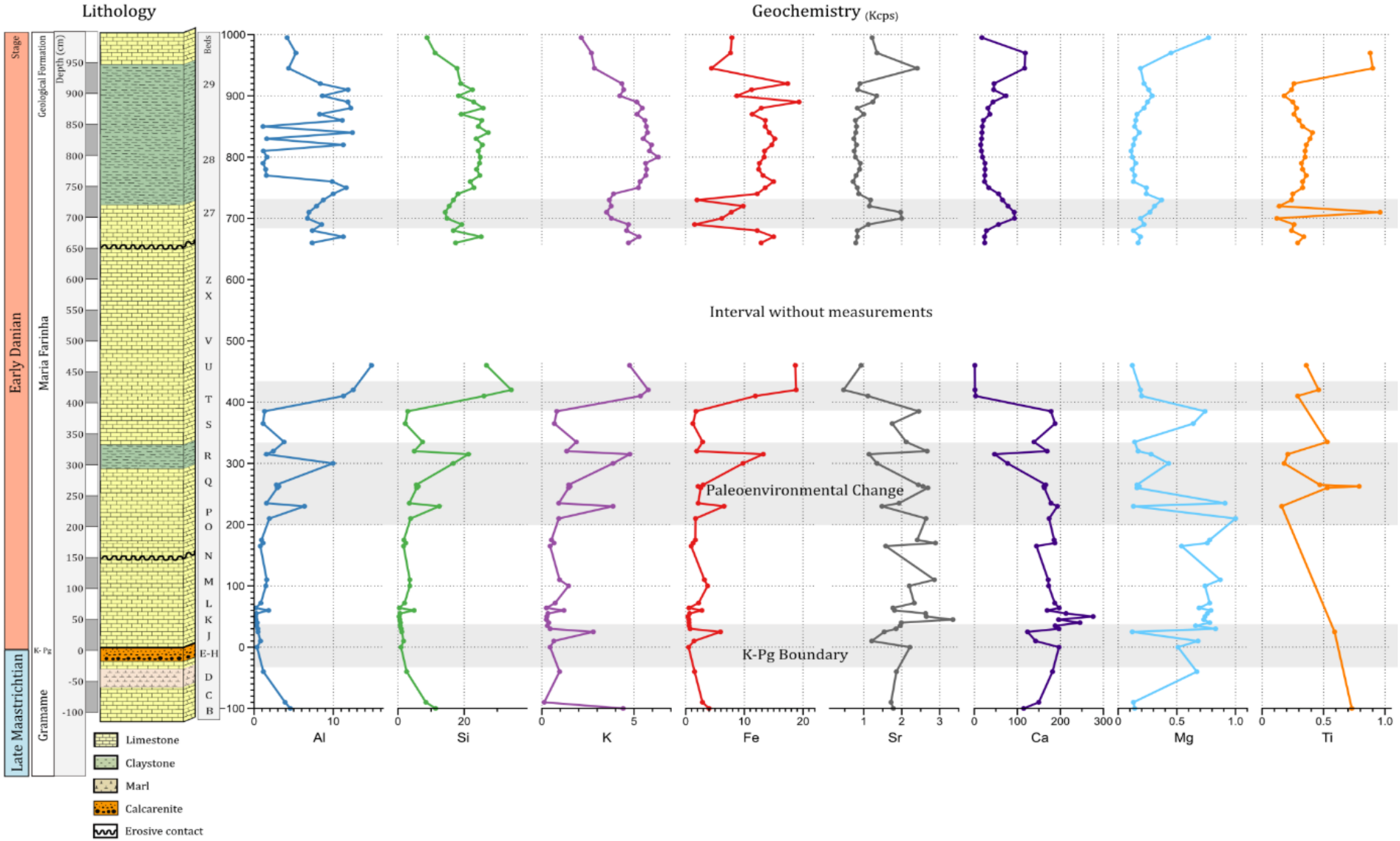

Figura 28: Perfil litológico com dados de análises elementares de XRF. Em azul curva elementar do Alumínio, em verde do Silício, em roxo do Potássio, em vermelho do Ferro, em cinza do Estrôncio, em azul marinho do Cálcio, em azul claro Magnésio, em laranja do Titânio.

7.7 XRF

Os resultados obtidos com o método de fluorescência de raios-x mostram que os elementos relacionados a sedimentos de origem continental (Fe, K, Si, Al, Ti) apresentam comportamento semelhante (Fig. 28). Esses elementos terrígenos apresentam valores próximos de zero nas amostras próximo ao K-Pg, atingindo um mínimo de 0 cm. Entre 660 cm e 1000 cm, onde se observa um registro contínuo dos dados, o Si varia entre 8,7 Kcps e 25,5 Kcps, sendo o elemento terrestre detectado com o maior número de contagens. O Fe mostra valores entre 4,3 Kcps e 15,2 Kcps, que são consideravelmente mais baixos que o Si; no entanto, este é o elemento terrestre com o menor ruído. Al e K apresentam valores de 4,1 a 12,4 Kcps e de 2,1 a 5,9 Kcps, respectivamente. Ti é o elemento terrestre com as contagens mais baixas, variando de zero a 400 kcps. Ca, Sr e Mg apresentam comportamento inverso ao registrado para os elementos terrestres. Abaixo de 660 cm, esses elementos apresentaram os maiores valores registrados. O Ca atingiu um máximo próximo de 197 Kcps a 0 cm e possui o maior número de contagens, com valores entre 14,7 e 117 Kcps, entre 660 cm e 1000 cm, onde Sr mostra valores entre 0,71 e 2 Kcps e Mg mostra valores entre 0,1 e 0,8 Kcps.

7.8 XRD

A análise de difratometria de raios x foi feita em 32 amostras da sessão, as amostras da primeira coleta de campo, parte superior do afloramento.

Nove grupos de amostras foram identificados com o método XRD. As amostras PAC (920 cm) e K / PG (0 cm) não pertencem a nenhum grupo (fig. 29). As amostras representativas são K0 (40 cm), N (160 cm), PA (660 cm), PG (720 cm), PJ (750 cm), PQ (820 cm), PZ (890 cm), PAE (970 cm) As porcentagens das fases reconhecidas em relação à sua quantidade total são mostradas para as amostras representativas. (Fig.30).

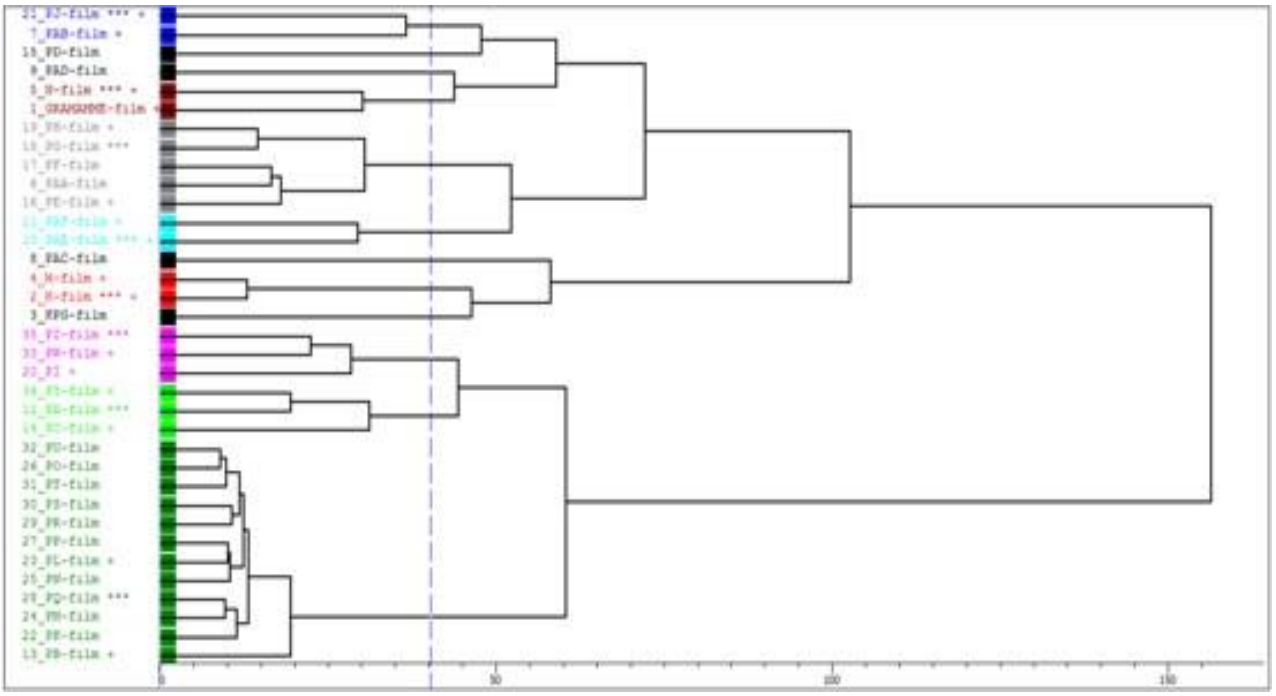

Figura 29: Dendrograma resultante da análise de cluster que mostra a semelhança entre amostras com base no método de difratometria de raios x.

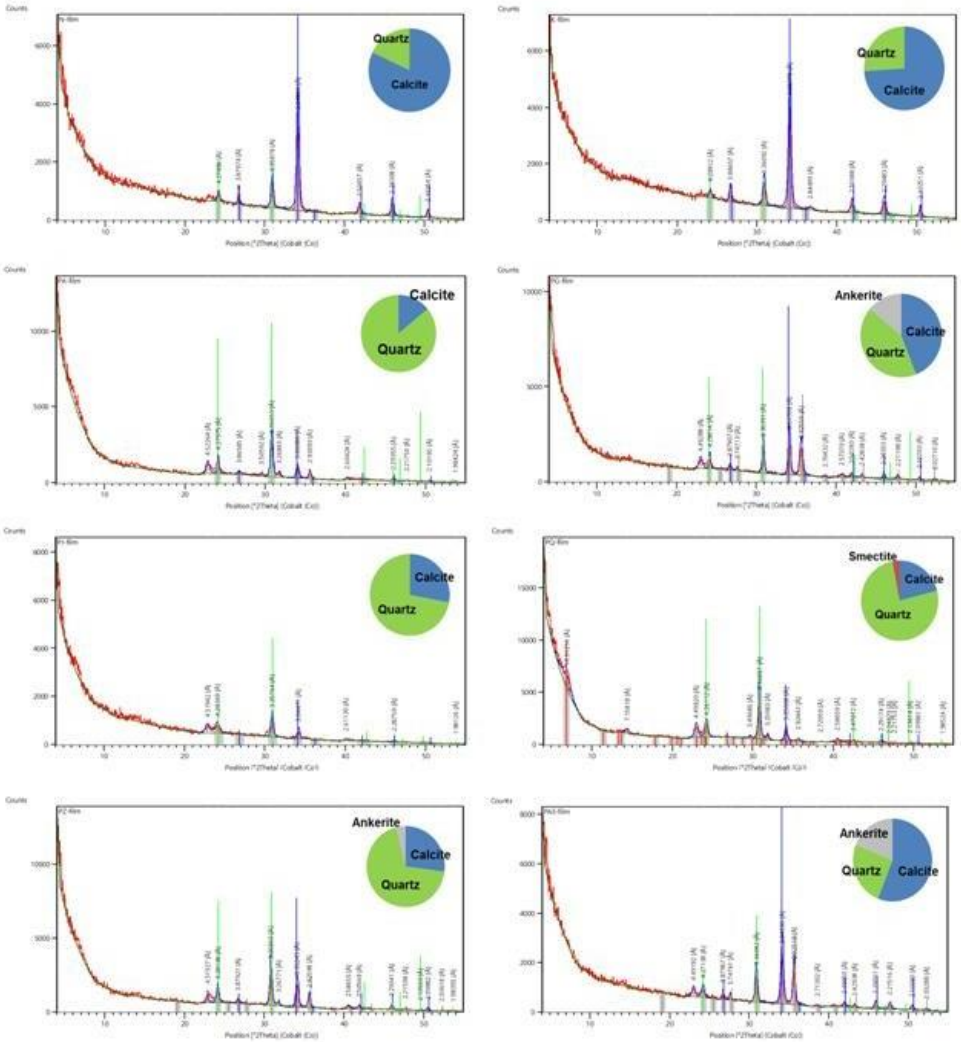

Figura 30: Difratograma representativo de amostras com suas porcentagens e reconhecimento de fases minerais.

7.9 Bioestratigrafia

Os dados bioestratigráficos mostram a identificação de foraminíferos bentônicos, bem como as biozonas limitadas:

- A biozona P1a, com abundância fosfática rara, que interfere na pobre preservação fossilífera.
- A biozona P1b, com abundância fosfática rara, e pobre preservação do conteúdo fossilífero.
- A biozona P1c, com rara abundância fosfática, e pobre preservação do conteúdo fossilífero.
- A biozona P2, tem uma boa abundância fosfática, e boa preservação do conteúdo fossilífero.

As espécies de foraminíferos encontradas e usadas para pontos de amarração (*tiepoints)* da bioestratigrafia são nas amostras:

J1- *Subbotina triloculinoides*, **K2**- *Praemurica inconstans*, **N0**- *Praemurica uncinata*.

SAMPLE	Abundance	Preservation	*Eoglobigerina edita*	*Parasubbotina pseudobulloides*	*Woodringina claytonensis*	*Woodringina hornerstownensis*	Subbotina trivialis	*Praemurica pseudoinconstans*	*Guembelitria cretacea*	Subbotina triloculinoides	*Praemurica inconstans*	*Praemurica uncinata*	Indeterminated and fragments	Biozone
J0	R	VP	x	x	x	x	x						x	P1a
J1	R	VP	x	x				x	x	x			x	P1b
J2	R	VP		x	x		x						x	
K1	R	VP		x		x							x	
K2	R	VP	x							x	x		x	P1c
M1	B													
N0	R	VP	x		x			x				x	x	P2
N1	R	VP	x			x					x		x	
N2	B													
PA	A	G	x	x	x	x		x			x		x	
PB	A	G	x	x	x	x	x	x	x	x	x		x	
PC	A	G	x	x		x		x			x		x	
PD	A	G	x	x		x		x			x		x	
PE	A	G	x	x		x	x	x	x	x	x	x	x	
PF	A	G	x	x		x		x			x		x	
PG	A	G	x	x	x	x	x	x	x		x		x	
PH	A	G	x	x		x		x	x	x	x		x	
PI	A	G	x	x		x	x	x	x	x	x		x	
PJ	A	G		x	x	x		x			x		x	
PK	A	G		x		x		x		x	x		x	
PL	A	G	x	x		x		x			x	x	x	
PM	A	G	x	x	x	x	x	x	x	x	x		x	
PN	A	G	x	x		x	x	x			x		x	
PO	A	G		x		x		x					x	
PP	A	G		x		x	x	x	x				x	
PQ	A	G		x		x		x			x	x	x	
PR	A	G	x	x		x		x			x		x	
PS	A	G		x		x		x	x	x	x	x	x	
PT	A	G		x		x	x	x			x		x	
PU	A	G		x		x	x	x			x		x	
PW	A	G	x	x		x		x			x	x	x	
PY	A	G		x		x		x		x	x		x	
PZ	A	G	x	x		x		x			x		x	
PAA	A	G		x		x	x	x		x	x		x	
PAB	A	G	x	x		x		x			x		x	
PAC	R	P		x		x		x			x	x	x	
PAD	B													
PAE	B													
A = abunc		G = good												
R= rare		P = poor												
B= barre		VP = very poor												

Tabela 9: dados da análise bioestratigráficas com as respectivas espécies de foraminíferos encontradas e caracterização fossilífera.

8 DISCUSSÃO

Neste estudo, foram utilizadas cinco técnicas para estudo da mineralogia magnética, além da análise da variação dos parâmetros de concentração com relação à profundidade, para então conseguir identificar o portador magnético nos sedimentos da sessão K-Pg.

Os dados de magnetismo de rocha ajudam a compreender o comportamento dos grãos magnéticos ao longo da coluna estratigráfica, auxiliando na caracterização mineralógica de cada camada sedimentar do afloramento. Na maioria das amostras analisadas, foi possível detectar a presença de minerais paramagnéticos, de remanência estável, e em algumas amostras a presença de minerais diamagnéticos, próximo ao limite K-Pg.

Nas amostras abaixo do K-Pg (-20, -25, -30, -50 -55) é possível observar que as curvas de desmagnetização não são constantes, há alguns picos de magnetização possivelmente associados ao retrabalhamento dos sedimentos, onde é interpretada por muitos autores (Albertão et. al. 1994; Koutsoukos, 1994) como a camada D, onde ocorre o tsunamito. Nessa parte da seção estratigráfica possui uma mistura de material de diferentes fontes e é uma das características mais importantes. O material continental está presente na forma de alguns fragmentos orgânicos e de siliciclásticos relativamente abundantes (principalmente quartzo e feldspato). Intraclastos e pelóides fosfatizados indicam uma contribuição de material continental de área costeira (Koutsoukos, 2006). Geralmente são derivados de camadas fosfatizadas estágio do Campaniano, bem conhecidos na Bacia de Pernambuco, que foram erodidos e removidos de blocos soerguidos ao longo da paleocosta. Conchas de bivalves e gastrópodes também ocorrem e representam, juntamente com fragmentos de equinóides e dentes de tubarão, os componentes marinhos rasos (Barbosa, 2004). Abundantes foraminíferos caracteristicamente bentônicos representam ambientes marinhos mais profundos (Tinoco, 1971; Koutsoukos, 2006). Todos esses componentes estão totalmente misturados e, dependendo do tamanho do material, são representativos quando é feito o levantamento magnético das partículas e acabam interferindo nos resultados magnéticos, aumentando a interação do sedimento com outras partículas o que interfere na magnetização natural remanente dos grãos.

Pelos resultados obtidos e observado o início da sedimentação do estágio Daniano (camada J), também é observado um possível retrabalhamento dos sedimentos o que influencia na intensidade magnética dos sedimentos, e após várias tentativas obteve-se curvas de desmagnetizações satisfatórias, conseguindo então os valores angulares de inclinação e declinação. Da camada J (profundidade de 30 cm) a camada L (profundidade 80 cm) esse

comportamento sedimentar permanece. Na camada M (100 cm) o sinal magnético é otimizado, possibilitando maior identificação das componentes angulares, auxiliando na qualidade do dado. Na camada N (150 cm) identificou-se um contato erosivo já relatado anteriormente por Albertão & Martins (2002), Barbosa (2004), Fauth (2005), onde muda o comportamento magnético dos sedimentos, a taxa de sedimentação aumenta (Neumann et. al. 2009; Nascimento-Silva et. al. 2011) e os valores de inclinação são respetivamente negativos até a camada T (400 cm). Da camada T até a camada V (500 cm) os valores são confiáveis com ótimas curvas de desmagnetização, sendo possível obter as componentes angulares principais com valores de inclinação positivos que correspondem à reversão de polaridade que foi interpretada até a camada Z (615 cm), onde há um novo contato erosivo. Na camada 27 (660 cm), que é referente à parte superior do afloramento os valores das componentes angulares principais são ótimos e representam valores negativos de inclinação até a camada 28 (900 cm), sendo possível caracterizar a zona magnética. Os valores das componentes angulares principais de inclinação para as amostras da camada 29 até o topo da seção (1000 cm) mostram que são valores positivos, porém são valores de inclinação altos (~80°), que não correspondem com a paleolatitude, portanto nesse estudo esses valores são interpretados como anômalos, possivelmente associados a explosões de dinamite que podem reorientar os minerais magnéticos, derivados da atividade de extração mineral da Mina de Poty.

As curvas de histereses e curvas reversivas de primeira ordem (Forcs) mostram que o método magnético marca a presença e proporção relativa de partículas finas perto do estado do domínio unico (SD), indicativo de contribuição de partículas superparamagnéticas.

A identificação do mineral portador magnético foi realizada pela IRM, onde ficaram evidentes os valores dos parametros magnéticos como coercividade, saturação e remanência sendo concordantes com a assinatural mineral magnética da magnetita, que caracteriza a seção estratigráfica. Na desmagnetização térmica (TH) também é observada a presença de magnetita, e titano magnetita nas faixas de temperatura de bloqueio ou temperatura de Curie. Desse modo foi constatado por meio destas análises realizadas ao longo da seção estratigráfica que os minerais portadores magnéticos são representados pela magnetita detrítica e titano magnetita, não descartanto a possibilidade de ter sulfetos de ferro como pirita, pirrotita ou greigita na seção estratigráfica.

A desmagnetização térmica e a em campos alternados nas amostras de Poty mostram direções similares, e estabilidade direcional quando comparadas e relacionadas com a bioestratigrafia que auxilia na determinação das idades relativas das magnetozonas.

Um levantamento quimioestrátigráfico da Bacia da Paraiba constatou que a

deposição de carbonato durante o K-Pg é marcada pelo final um sistema de alto nível do mar dando lugar a um estágio regressivo. A queda do nível do mar permite condições anóxicas gerando anomalías positivas de Cério (Nascimento-Silva et. al. 2011). A baixa susceptibilidade magnética indica um ambiente redutor ou anóxico, possivelmente associado ao impacto meteorítico, que provocou diversas consequências posteriormente intensificadas pelo vulcanismo intenso da LIP Deccan na Índia (Abrajevitch et. al., 2015; Font et. al., 2018). Essas mudanças podem ser sumarizadas por uma abrupta mudança climática, interrupção da fotossíntese, inverno nuclear, efeito estufa (aumento de CO_2), tsunamis e massivas erupções vulcânicas em todo planeta. Esse cenário multicausal é sustentado e explica a extinção em massa de aproximadamente 75% da vida na terra (Smit et. al., 1999; Kellet et. al., 2008; Archibald et. al., 2010; Font et. al. 2021).

A geoquímica revela ciclos de enriquecimento e empobrecimento em elementos (por exemplo, Si, Al) associados à contribuição de sedimentos terrígenos. O aumento de sedimentos terrígenos corresponde aos períodos de inundação da bacia ou a períodos regressivos. A diminuição, por sua vez, esteve associada a períodos de estabilidade da deposição de carbonatos.

Como é possível observar nos dados deste trabalho, nas margas-calcárias nas Formações Gramame e Maria Farinha, é detectado o aporte de sedimentos terrígenos nas camadas P, R e T profundidades 200, 300 e 400, esses resultados estão associados a mudanças ambientais. O aumento da susceptibilidade magnética é possivelmente associado à mudança paleoambiental sendo interpretada como a transição de um ambiente marinho profundo para um ambiente marinho raso de plataforma continental (regressão marinha). Ou seja, esses dados concordam com estudos anteriores nesta bacia.

Os resultados obtidos com os métodos secundários, complemetares a magnetoestratigrafia, de XRD e XRF, mostram variações de cálcio e o teor de calcita com a mesma tendência, indicando uma boa concordância nos resultados desses dois métodos, servindo de comparação na resposta da suscetibilidade magnética e o conteúdo dos elementos terrestres que se mostraram concordantes (Fig. 28).

Correlação com a Geomagnetic Polarity Time Scale (GPTS)

Seguindo os dados de bioestratigrafia realizados pelo ITT FOSSIL da Universidade Vale dos Sinos (Unisinos), obteve-se a confiabilidade das magnetozonas correlatas com a escala de tempo de polaridade geomagnética (GPTS) de Grandstain et. al. (2012) entre a base do Chron 29R até o chron 27N.

Os pontos de amarração (*tie-points)* para a correlação foram os dados de foraminíferos plantônicos das amostras J1, K2 e N0.

Com esses pontos, integrados aos dados de magnetoestratigrafia foi possível obter as taxas de sedimentação, que foi constatada como uma baixa (1mm/2,45x10^3 ano) desde o Maastrichtiano (-100 cm) até o início do Daniano (profundidade de 160 cm), onde há um contato erosivo entre as camadas M e N. Após isso, é constatada uma alta taxa de sedimentação (1mm/1,44x10^3 ano), ou seja, ocorre uma mudança paleoambiental.

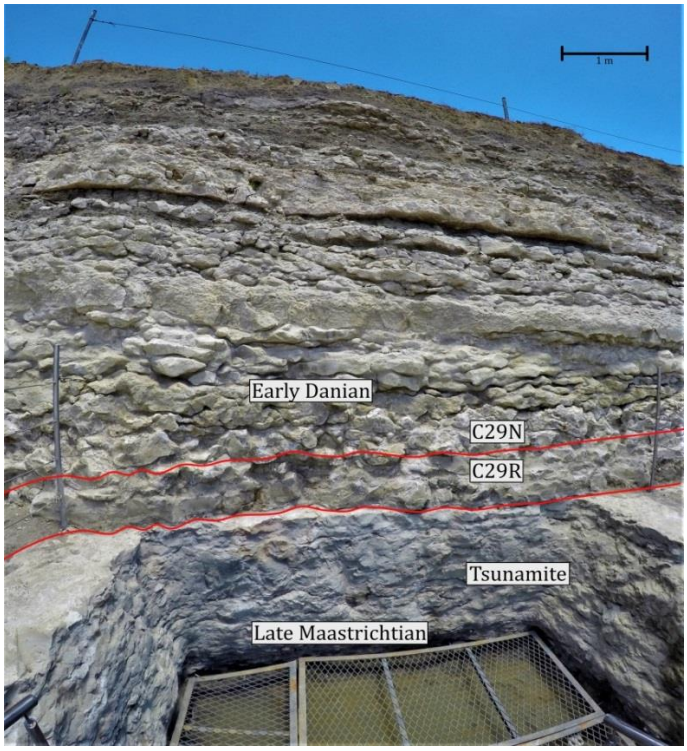

Figura 31: Detalhe da interpretação paleomagnética, com o limite entre os Chrons, indicando a reversão e polaridade magnética (29Reverso/29Normal).

8.1 Magnetoestratigrafia

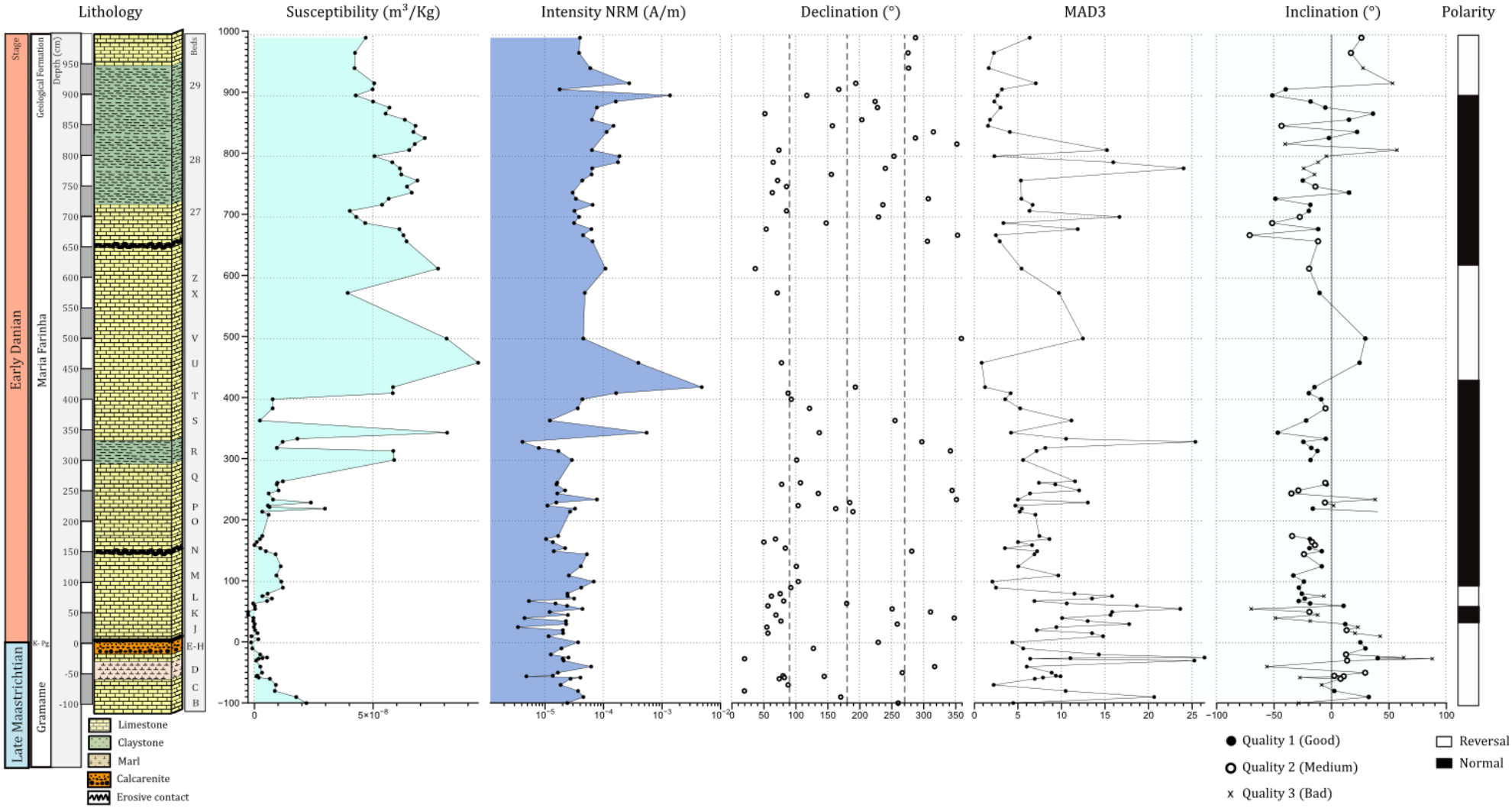

Figura 32: Perfil litológico com plotagem dos dados de susceptibilidade magnética, intensidade magnética da desmagnetização AF, declinação e inclinação com as devidas qualidades aferidas e as polaridades magnéticas.

Analisando a magnetoestratigrafia foi constatado que as amostras possuem um momento magnético baixo, o que dificulta na desmagnetização. Esse momento magnético baixo está associado ao tipo litológico das amostras, que são carbonatos e margas calcárias. Foi preciso efetuar um levantamento de dados bem detalhados e refinados para a elaboração da magnetoestratigrafia. Foi identificado o Chron 29R na base da seção estratigráfica, devido à inclinação positiva das amostras com boa qualidade na desmagnetização tanto em AF quanto na térmica (TH). Os dados foram plotados de acordo com a litologia presente em cada camada e suas qualidades aferidas para maior controle de posição e limitação das magnetozonas.

Para a elaboração do modelo de idade, foram integrados os dados de magnetoestratigrafia, bioestratigrafia e as interpretações feitas a partir dos dados geoquímicos, que possibilitou fazer a relação com a escala de tempo de polaridade geomagnética (GPTS) dos autores de Grandstein et. al. (2012).

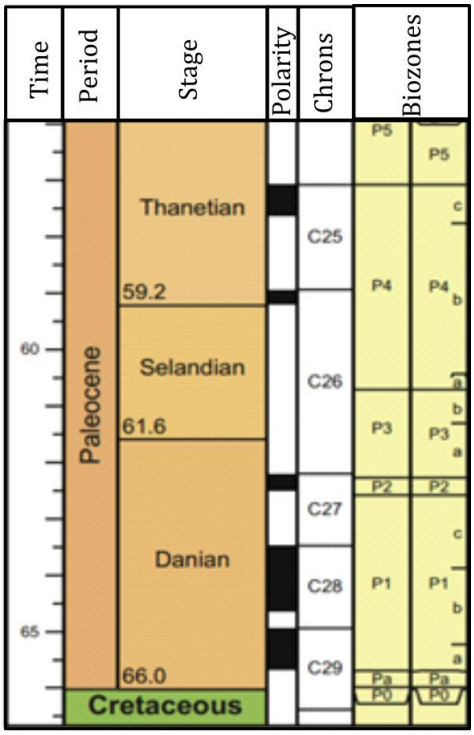

Figura 33: Escala do tempo de polaridade geomagnética, a GPTS 2012, correspondente ao período de estudo, com os períodos, chrons, polaridades e biozonas.

8.2 Modelo de Idade

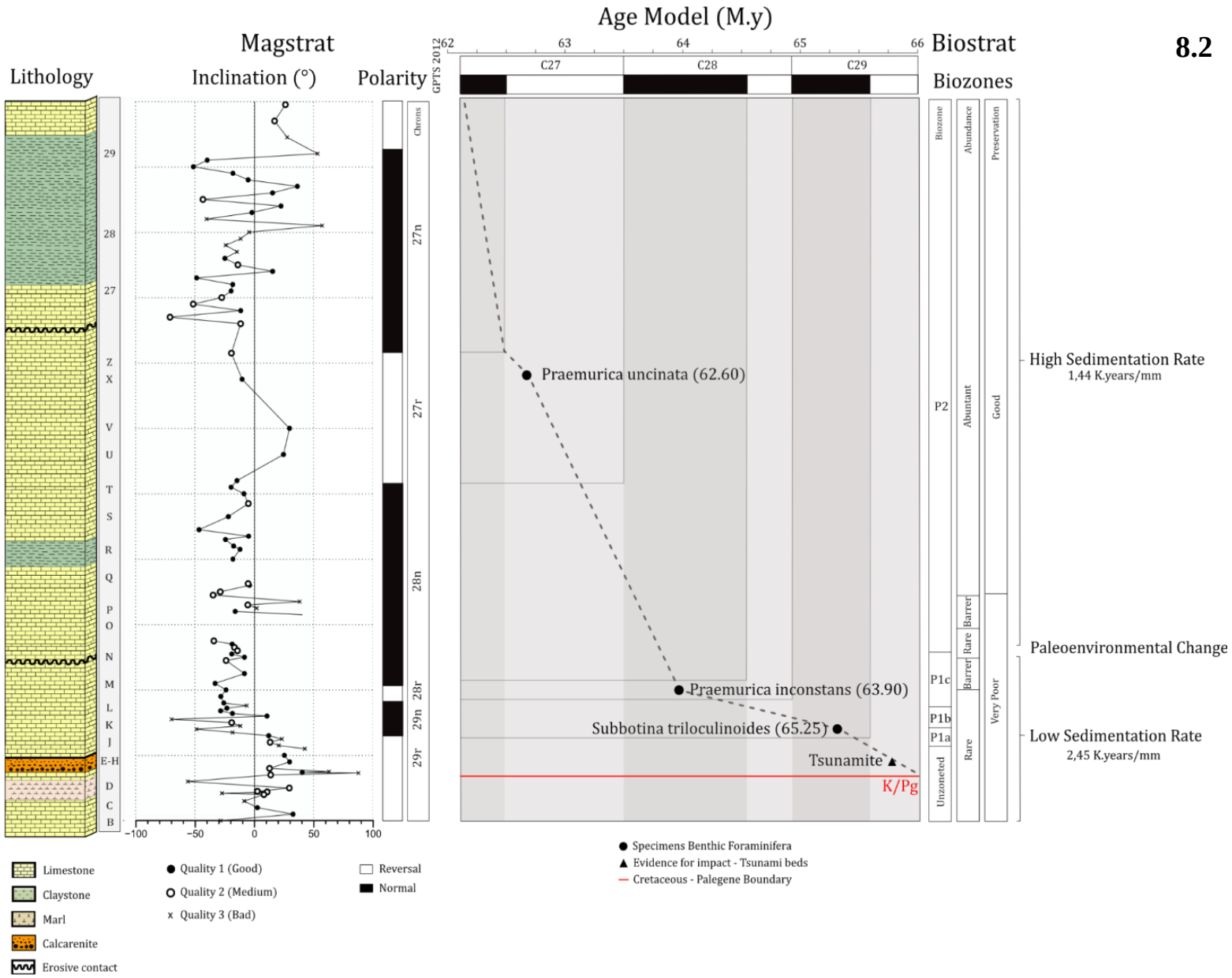

Figura 34: Modelo de idade realizado pela magnetoestratigrafia e bioestratigrafia correlacionado com a GPTS 2012, com plotagem dos dados inclinação, polaridade, magnetozonas, biozonas, abundância, preservação e aferidas e as polaridades magnéticas.

9 CONCLUSÕES

O geossítio da mina de poty é um exemplo de sedimentação marinha pré e pós-catástrofe, registrando dois tipos de paleoambientes em sua estratigrafia. As investigações da mineralogia magnética indicam baixa susceptibilidade magnética, na parte inferior do afloramento (próximo ao K-Pg) indicando um ambiente crítico, instável, que influencia em todos os outros parâmetros magnéticos, como é possível observar nas desmagnetizações.

Vale ressaltar que esse estudo paleomagnético nunca havia sido feito anteriormente na Mina de Poty, portanto é uma nova base de dados que auxiliará na geocronologia atual da seção estratigráfica, bem como para os estudos futuros no geossítio K-Pg.

A desmagnetização em campo alternado e térmica nas rochas da Mina de Poty mostram direções similares e estabilidade direcional. A faixa de temperatura de Curie da magnetita é observada na desmagnetização térmica. Tendo um comportamento estável por conta dos grãos finos.

Com o levantamento dos dados magnetoestratigráficos foi possível determinar o Chron 29R e 29N, obtendo as magnetozonas sendo divididas por suas respectivas polaridades geomagnéticas esperadas e concordantes com a literatura (Sharpton et. al. 1992; Adatte et. al. 1996; Courtillot & Renne 2003; Keller et. al. 2004; 2008; Chenet et. al. 2007; Tobin et. al. 2012; Font et. al. 2018). Também foi alcançado o objetivo principal do trabalho, que era a construção da magnetoestratigrafia e elaboração do modelo de idade para a Mina de Poty.

Os dados magnéticos, bioestratigráficos e geoquímicos integrados permitem indicar as possíveis mudanças ambientais ocorridas, no período analisado, com maior precisão. Neste caso, os dados indicam uma grande crise ambiental e mostram um intervalo característico de ambiente marinho anóxico no início do Daniano, o que corresponde com outras seções estratigráficas estudadas no mundo inteiro, como em Gúbbio na Itália e Bidart na França (Lowrie et. al., 1982; Coccioni et. al., 2004; Font et. al., 2011, 2015, 2018).

O método científico mostra ser a melhor maneira para explicarmos os fenômenos da natureza, nos ensinam que construir o conhecimento é estar sujeito à investigação, verificação, avaliações críticas dos resultados e arguições. Então, a compreensão magnetoestratigráfica do limite K-Pg só pode ser sustentada por dados que foram verificados e investigados.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Abrajevitch, A., Font, E., Florindo, F., & Roberts, A. P., 2015. Asteroid impact vs. Deccan eruptions: The origin of low magnetic susceptibility beds below the Cretaceous–Paleogene boundary revisited. Earth and Planetary Science Letters, 430, 209-223. doi: 10.1016/j.epsl.2015.08.022

Adatte, T., Stinnesbeck, W., & Keller, G., 1996. Lithostratigraphic and mineralogic correlations of near K/T boundary clastic sediments in northeastern Mexico: implications for origin and nature of deposition. Special Paper of the Geological Society of America, 307, 211-226. doi: 10.1130/0-8137-2307-8.211

Albertão, G. A., Martins, P. P., JR., 1992. O Limite Cretáceo- Terciário nas Bacias Sedimentares da Costa Leste Brasileira. 35º Congresso de Geologia do Brasil, Anuais.

Albertão, G. A., 1993. Abordagem interdisciplinar e epistemológica sobre as evidencias do limite do Cretáceo-Terciario, com base em leituras efetuadas no registo sedimentar da Bacias da Costa Leste Brasileira [Tese de Mestrado]: Universidade Federal de Ouro Preto, 2 Volumes, 251 pp.

Albertão, G. A., & Martins Jr, P. P., 1996. A possible tsunami deposit at the Cretaceous-Tertiary boundary in Pernambuco, northeastern Brazil. Sedimentary Geology, 104(1-4), 189-201. doi: 10.1016/0037-0738(95)00128-X

Albertão, G. A., and Martins, P. P., 2002. "Petrographic and Geochemical Studies in the Cretaceous-Tertiary Boundary, Pernambuco—Paraíba Basin, Brazil." In Geological and Biological Effects of Impact Events, pp. 167-196. Springer, Berlin, Heidelberg.

Albertão, G.A.; Martins Jr,P.P.. 2006. Limestones Strata of Poty Quarry (Paulista), State of Pernambuco - Evidences of a Catastrophic Event on the First Geological Record of the K-T Boundary in South America. Geological and Palaeontological Sites of Brazil.

Alvarez, L. W., Alvarez. W., Asaro, F. e Michel, H. V., 1980. Extraterrestrial cause for Cretaceous- Terciary extincion. Science, 208. doi: 10.1126/science.208.4448.1095

Alvarez, W., 1986. Toward a theory of impact crises. Eos, Transactions American Geophysical Union, 67(35), pp.649-658. doi: 10.1029/EO067i035p00649

Alvarez, W., Smit, J., Lowrie, W., Asaro, F., Margolis, S. V., Claeys, P., ... & Hildebrand, A. R., 1992. Proximal impact deposits at the Cretaceous-Tertiary boundary in the Gulf of Mexico: A restudy of DSDP Leg 77 Sites 536 and 540. Geology, 20(8), 697-700.

Alvarez, W., 2003. Comparing the evidence relevant to impact and flood basalt at times of major mass extinctions. Astrobiology, 3(1), pp.153-161.
doi: 10.1089/153110703321632480.

Archibald, J. D., Clemens, W. A., Padian, K., Rowe, T., Macleod, N., Barrett, P. M., Gale, A., Holroyd, P., 2010. Cretaceous Extinctions: Multiple Causes. Science. Volume 328, p. 973. doi: 10.1126/science.328.5981.973-a

Banerjee, S. K., 1994. Contributions of fine-particle magnetism to reading the global paleoclimate record. Journal of Applied Physics, 75(10), 5925-5930.
doi 10.1063/1.355517:

Barbosa[1], J. A., de Souza, E. M., Filho, M. F. L., & Neumann, V. H., 2003. A estratigrafia da Bacia Paraíba: uma reconsideração. Estudos Geológicos, 13, 89-108.

Barbosa, J. A., 2004. "Evolução da Bacia Paraíba durante o Maastrichitano- paleoceno- formações Gramame e Maria Farinha, NE do Brasil. Dissertação de Mestrado, Pós-graduação em Geociências – UFPE, 230p.

Barbosa, J. A., Souza, E. M., Lima Filho, M. Neumann, V. H., 2004. The stratigraphic evolution of the Paraiba Basin, NE Brazil, A basic analysis using sequence stratigraphy tools. Am. Assoc. Petr. Geol., Annual Meeting. Dallas. Abstratc in CD Rom.

Barbosa, J. A. & Lima Filho. M. F., 2005. Os domínios da Bacia da Paraíba. III Congresso Brasileiro de P&D em Petróleo e Gás, Anais em CD-Rom.

Barbosa, J. A., Moraes, M. A., Nascimento, M. C., Neumann, V. H., 2005. Porosidade provocada por bioturbação em carbonatos da Sub-bacia de Canguaretama, Bacia Potiguar. XXI Simpósio Geol. Nord, 238- 241.

Barbosa, J. A & Lima Filho, M. F., 2006. Aspectos estruturais e estratigráficos da faixa costeira Recife-Natal: observações em dados de poços. Boletim de Geociências da Petrobras, 14(1): 287-306.

Barbosa, J. A., Viana, M. S. S., Neumann, V. H., 2006. Paleoambientes e icnofácies da seqüência carbonática da Bacia da Paraíba (Cretáceo-Paleogeno), Nordeste do Brasil. Revista Brasileira de Geociências, 36(3): 73-90.

Barbosa, J. A., 2007. A deposição carbonática na faixa costeira recife-natal, NE do Brasil: aspectos estratigráficos, geoquímicos e paleontológicos. Tese de Doutorado, Pós-Graduação em Geociências – UFPE, 270p.

Barnosky, A. D., Matzke, N., Tomiya, S., Wogan, G. O., Swartz, B., Quental, T. B., ... & Ferrer, E. A., 2011. Has the Earth's sixth mass extinction already arrived?. Nature, 471(7336), 51-57. doi: 10.1038/nature09678

Beerbower, J. R., 1968. Search for the Past.

Beurlen, K., 1967a. Estratigrafia da faixa sedimentar costeira Recife-João Pessoa. Boletins de Geologia São Paulo. 16(1): 43-53.

Beurlen, K., 1967b. Paleontologia da faixa sedimentar costeira Recife-João Pessoa. Boletins de Geologia, São Paulo. 16(1):73-79.

Beurlen, K., 1967c. A estrutura geológica do Nordeste do BRail. Anais XXI Cong. Bras. de Geol, Curitiba. (1): 151-158.

Blackburn, T. J., Olsen, P. E., Bowring, S. A., McLean, N. M., Kent, D. V., Puffer, J., ... & Et-Touhami, M., 2013. Zircon U-Pb geochronology links the end-Triassic extinction with the Central Atlantic Magmatic Province. Science, 340(6135), 941-945. DOI: 10.1126/science.1234204

Bond, D. P., Wignall, P. B., Keller, G., & Kerr, A. C., 2014. Large igneous provinces and mass extinctions: an update. Volcanism, impacts, and mass extinctions: causes and effects, 505, 29-55. doi: 10.1016/j.palaeo.2016.11.005

Bond D.P.G., Grasby S.E., 2017. On the causes of mass extinctions. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 478, pp. 3-29. doi: 10.1016/j.palaeo.2016.11.005.

Bonté, P., Delacotte, O., Renard, M., Laj, C., Boclet, D., Jehanno, C., & Rocchia, R., 1984. An iridium rich layer at the Cretaceous/Tertiary boundary in the Bidart section (southern France). Geophysical Research Letters, 11(5), 473-476. doi: 10.1029/GL011i005p00473

Bowman, V. C., Francis, J. E., Riding, J. B., Hunter, S. J., & Haywood, A. M., 2012. A latest Cretaceous to earliest Paleogene dinoflagellate cyst zonation from Antarctica, and implications for phytoprovincialism in the high southern latitudes. Review of Palaeobotany and Palynology, 171, 40-56., doi: 10.1016/j.revpalbo.2011.11.004.

Brito Neves, B. B., Feitosa, E. C., Bezerra, F. H., 2005. A Sub-bacia Alhandra (Sul-Sudesteda Paraíba) revisitada: contribuição denovos dados geológicos e geofísicos. In: SBG XXISimp. Geol. Nord. Boletim d A Sub-bacia Alhandra (Sul-Sudesteda Paraíba) revisitada: contribuição denovos dados geológicos e geofísicos, 204-207.

Burgess, S. D., & Bowring, S. A., 2015. High-precision geochronology confirms voluminous magmatism before, during, and after Earth's most severe extinction. Science advances, 1(7), e1500470. dOI: 10.1126/sciadv.1500470

Bullard, E. C., 1949. The magnetic field within the Earth. Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences, 197(1051), 433-453.

Butler, R. F., Lindsay, E. H., Jacobs, L. L., & Johnson, N. M., 1977. Magnetostratigraphy of the Cretaceous–Tertiary boundary in the San Juan Basin, New Mexico. Nature, 267(5609), 318-323.

Butler R.F., 1992. Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes, Blackwell, Boston, p. 319.

Campanha, V. A., 1979. Contribuição ao estudo do Calcário Oiteiros, RN. Revista. Braileira de Geociências. 9(4):219-231.

Campanha, V. A., Saad, A. R., 1999. A Arquitetura Deposicional Carbonática do Senoniano no Nordeste Brasileiro e o posicionamento dos Calcários Miriri e Oiteiros. Simpósio Sobre o Cretáceo do Brasil. Boletim de resumos, 1: 115-119.

Cande S.C, Kent D.V., 1995. Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 100(B4), 6093-6095. doi: 10.1029/94JB03098.

Ceballos, G., Ehrlich, P. R., Barnosky, A. D., García, A., Pringle, R. M., & Palmer, T. M., 2015. Accelerated modern human–induced species losses: Entering the sixth mass extinction. Science advances, 1(5), e1400253. doi: 10.1126/sciadv.1400253.

Channell, J. E., Kent, D. V., Lowrie, W., & Meert, J. G., 2004. Timescales of the paleomagnetic field (Vol. 145). American Geophysical Union.

Chen A.P., Egli,R. B.M. Moskowitz, 2007. First-order reversal curve (FORC) diagrams of natural and cultured biogenic magnetic particles. J. Geophys. Res., 112, p. B08S90. doi: 10.1029/2006JB004575.

Chenet, A.L., Quidelleur, X., Fluteau, F., Courtillot, V. and Bajpai, S., 2007. 40K–40Ar dating of the Main Deccan large igneous province: Further evidence of KTB age and short duration. Earth and Planetary Science Letters, 263(1-2), pp.1-15. doi: 10.1016/j.epsl.2007.07.011.

Chenet, A. L., Courtillot, V., Fluteau, F., Gérard, M., Quidelleur, X., Khadri, S. F. R., ... & Thordarson, T., 2009. Determination of rapid Deccan eruptions across the Cretaceous-Tertiary boundary using paleomagnetic secular variation: 2. Constraints from analysis of eight new sections and synthesis for a 3500-m-thick composite section. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 114(B6). doi:10.1029/2008JB005644.

Coccioni R., Ferraro E., Giusberti L., Lirer, FV. Luciani, A. Marsili, S. Spezzaferri, 2004. New -insight on the late Cretaceous–Eocene foraminiferal record from the classical Bottaccione and Contessa pelagic Tethyan sections (Gubbio, central Italy): results from high-resolution study and a new sample preparation technique 32nd IGC, Florence, August 20–28, Abstracts Volume, 340.

Córdoba, V. C., 2001. A evolução da plataforma carbonática Jandaíra durante o NeoCretáceo na Bacia Potiguar: análise paleoambiental, diagenética e estratigráfica. Tese de Doutorado, Pós-graduação em Geociências – UNESP. 240p.

Courtillot V.E, P.R. Renne., 2003. On the ages of flood basalt events. Comptes Rendus Geoscience, 335 (1), pp. 113-140. doi: 10.1016/S1631-0713(03)00006-3.

Courtillot V.E., 1999. Evolutionary catastrophes: The science of mass extinction. Cambridge University Press, Cambridge, p. 173.

Courtillot V.E., Besse, J., Vandamme, D., Montigny, R., J.-J. Jaeger, H. Cappetta Deccan flood basalts at the Cretaceous/Tertiary boundary? Earth and Planetary Science Letters, 80 (1986), pp. 361-374, 10.1016/0012-821X(86)90118-4.

Courtillot, V., Besse, J., Vandamme, D., Montigny, R., Jaeger, J. J., & Cappetta, H., 1986. Deccan flood basalts at the Cretaceous/Tertiary boundary?. Earth and Planetary Science Letters, 80(3-4), 361-374. doi: 10.1038/333843a0.

Courtillot, V., Fluteau, F., 2010. Cretaceous Extinctions: The Volcanic Hypothesis. SCIENCE. Volume 328, pp. 973-974. doi: 10.1126/science.328.5981.973-b.

Courtillot, V., Y. Gallet, R. Rocchia, G. Feraud, E. Robin, C. Hoffman,N. Bhandari, and Z. G. Ghevariya., 2000. Cosmic markers,40Ar/39Ardating and paleomagnetism of the KT sections in the Anjar area of the Deccan large igneous province,Earth Planet. Sci. Lett.,182, 137–156,doi:10.1016/S0012-821X(00)00238-7.

Cremonini, O. A, & Karner, G., 1995. Soerguimento termal e erosão na bacia Potiguar emersa, e seu relacionamento com a evolução da margem equatorialbrasileira. SBG XVI Simp. Geol. Nord., Anais 181-184.

Cullers, R. L., 2000. The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian–Permian age, Colorado, USA: implications for provenance and metamorphic studies. Lithos, 51(3), 181-203. doi : 10.1016/S0024-4937(99)00063-8

Duncan, R. A., & Pyle, D. G., 1988. Rapid eruption of the Deccan flood basalts at the Cretaceous/Tertiary boundary. Nature, 333(6176), 841-843.

Dunlop, D.J. and Özdemir, Ö, 1997. Rock Magnetism Fundamentals and Frontiers. Cambridge University Press, Cambridge.

Elsasser W.M.. Induction effects in terrestrial magnetism. 1. Theory Phys. Rev., 69 (1946), pp. 106-116 [9].

Elliot, D. H., Askin, R. A., Kyte, F. T., & Zinsmeister, W. J., 1994. Iridium and dinocysts at the Cretaceous-Tertiary boundary on Seymour Island, Antarctica: implications for the KT event. Geology, 22(8), 675-678.

Evans, M. E., & Heller, F., 2003. Environmental magnetism: principles and applications of enviromagnetics. Elsevier.

Fauth, G. & Koutsoukos, E. A. M., 2002. Paleoecological inferences from marine ostracode assemblage of the Maastrichtian and Danian in the Pernambuco-Paraíba Basin. in: 6o Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil e 2o Simpósio sobre el Cretácico de América Del Sur. São Pedro São Paulo, Boletim de resumos, 1: 261- 265.

Fauth, G., Colin, J. P., Koutsoukos, E. A., & Bengtson, P., 2005. Cretaceous–Tertiary boundary ostracodes from the Poty quarry, Pernambuco, northeastern Brazil. Journal of South American Earth Sciences, 19(3), 285-305. doi:10.1016/j.jsames.2005.01.007.

Font, E., Nédélec, A., Ellwood, B. B., Mirão, J., & Silva, P. F., 2011. A new sedimentary benchmark for the Deccan Traps volcanism?. Geophysical Research Letters, 38(24). doi: 10.1029/2011GL049824.

Font, E., Fabre, S., Nédélec, A., Adatte, T., Keller, G., Veiga-Pires, C., ... & Kerr, A. C., 2014. Atmospheric halogen and acid rains during the main phase of Deccan eruptions: Magnetic and mineral evidence. Volcanism, impacts, and mass extinctions: causes and effects, 505, 353-368.

Font, E., Adatte, T., Andrade, M., Keller, G., Bitchong, A. M., Carvallo, C., ... & Mirão, J. 2018. Deccan volcanism induced high-stress environment during the Cretaceous–Paleogene

transition at Zumaia, Spain: Evidence from magnetic, mineralogical and biostratigraphic records. Earth and Planetary Science Letters, 484, 53-66. doi: 10.1016/j.epsl.2017.11.055.

Font, E., & Bond, D. P., 2021. Volcanism and mass extinction. doi 10.1016/B978-0-12-409548-9.12108-6.

Gertsch, B., Keller, G., Adatte, T., & Berner, Z., 2013. The Cretaceous–Tertiary boundary (KTB) transition in NE Brazil. Journal of the Geological Society, 170(2), 249-262. doi: 10.1144/jgs2012-029.

Gale, S. J., & Hoare, P. G., 2012. The stratigraphic status of the Anthropocene. The Holocene, 22(12), 1491-1494. doi: 10.1177/0959683612449764.

Gradstein, F., & Ogg, J., 2004. Geologic time scale 2004–why, how, and where next!. Lethaia, 37(2), 175-181. doi 10.1080/00241160410006483.

Giorgioni, M., Tiraboschi, D., Erba, E., Hamann, Y., & Weissert, H., 2017. Sedimentary patterns and palaeoceanography of the Albian Marne a Fucoidi Formation (Central Italy) revealed by high-resolution geochemical and nannofossil data. Sedimentology, 64(1), 111-126. doi: 10.1111/sed.12288.

Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Smith, A. G., Bleeker, W., & Lourens, L. J., 2004. A new geologic time scale, with special reference to Precambrian and Neogene. Episodes Journal of International Geoscience, 27(2), 83-100.
doi : 10.18814/epiiugs/2004/v27i2/002

Gradstein, F. M. Ogg J.G., Smith A.G., 2012. The geologic time scale 2012. Amsterdam; Boston: Elsevier.

Hallam, A., & Wignall, P. B., 1999. Mass extinctions and sea-level changes. Earth-Science Reviews, 48(4), 217-250. doi: 10.1016/S0012-8252(99)00055-0

Harris, E. C. 2014. Principles of archaeological stratigraphy. Elsevier.

Hildebrand, A. R., Penfield, G. T., Kring, D. A., Pilkington, M., Camargo Z, A., Jacobsen, S. B., & Boynton, W. V., 1991. Chicxulub crater: a possible Cretaceous/Tertiary boundary impact crater on the Yucatan Peninsula, Mexico. Geology, 19(9), 867-871.
doi: 10.1130/0091-7613(1991)019<0867:CCAPCT>2.3.CO;2

Hofmann, C., Feraud, G., & Courtillot, V., 2000. 40Ar/39Ar dating of mineral separates and whole rocks from the Western Ghats lava pile: further constraints on duration and age of the Deccan traps. Earth and Planetary Science Letters, 180(1-2), 13-27.
doi: 10.1016/S0012-821X(00)00159-X

Hull, P.M., Bornemann, A., Penman, D.E., Henehan, M.J., Norris, R.D., Wilson, P.A., Blum, P., Alegret, L., Batenburg, S.J., Bown, P.R. and Bralower, T.J., 2020. On impact and volcanism across the Cretaceous-Paleogene boundary. Science, 367(6475), pp.266-272. doi: 10.1126/science.aay5055

Jablonski, D., 1986. Background and mass extinctions: the alternation of macroevolutinary regimes. Science, 231(4734):129-133. doi: 10.1126/science.231.4734.129.

Johanssen, M. B., 1989. Background extinction and mass extinction of the brachiopds from the chalk of northwest Europe. Palaios, 4(3):243-250. doi: 10.2307/3514772.

Jovane L.; Florindo F., Coccioni R., Dinarès-Turell J.,Marsili A., Monechi S., Roberts A.P., Sprovieri M., 2007. The middle Eocene climatic optimum event in the Contessa Highway section, Umbrian Apennines, Italy. doi: 10.1130/B25917.1.

Kauffman, E. G., 1984. The fabric of cretaceous marine extinctions. In: Berggren, W. A. & Van COUVERING, J. A. Eds. Catastrophes and Earth History. The new uniformitarism. Princeton, Princeton Univ. Press. P.151-246.

Kauffman, E. G., 1986. High resolution event stratigraphy: regional and global Cretaceous Bio-Events. In: Walliser, O. H. Ed. Global Bio-events: a critical approach. Belim, Springer-Verlag. P. 279-335 (lecture notes in earth history 8).

Kegel, W., 1955. Geologia do fosfato de Pernambuco. Dep. Nac. de Prod. Min. 54 p. (Boletim 157).

Keller G., 1988. Biotic turnover in benthic Foraminifera across the Cretaceous Tertiary Boundary at El-Kef, Tunisia Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 66 (3–4), pp. 153-171. doi: doi.org/10.1016/0031-0182(88)90198-8.

Keller, G., & Stinnesbeck, W., 1996. Near-K/T age of clastic deposits from Texas to Brazil: impact, volcanism and/or sea-level lowstand?. Terra Nova, 8(3), 277-285. doi: 10.1111/j.1365-3121.1996.tb00757.x.

Keller, G., Adatte, T., Stinnesbeck, W., Rebolledo-Vieyra, M., Urrutia Fucugauchi, J., Kramar, U., & Stüben, D., 2004. Chicxulub impact predates the KT boundary mass extinction. Proceedings of the National Academy of Sciences, 101(11), 3753-3758. doi: 10.1073/pnas.0400396101

Keller, G. 2005, Impacts, volcanism and mass extinctions: Random coin-cidence or cause and effect?,Aust.J.EarthSci.,52, 725–757. doi:10.1080/08120090500170393.

Keller, G., T. Adatte, S. Gardin, A. Bartolini, and S. Bajpai. 2008. Main Deccan Volcanism phase ends near the K-T boundary: Evidence from the Krishna Godavari Basin, SE India,Earth Planet. Sci. Lett.,268, 293–311, doi:10.1016/j.epsl.2008.01.015.

Keller, G., 2008. Cretaceous climate, volcanism, impacts, and biotic effects. Cretaceous Research, 29(5-6), pp.754-771. doi.org/10.1016/j.cretres.2008.05.030

Keller G., Adatte T., Bhowmick P.K., Upadhyay H., Dave A., Reddy A.N., Jaiprakash B.C., 2012. Nature and timing of extinctions in Cretaceous-Tertiary planktic foraminifera preserved in Deccan intertrappean sediments of the Krishna-Godavari Basin, India Earth and Planetary Science Letters, 341, pp. 211-221. doi: 10.1016/j.epsl.2012.06.021.

Keller G., Punekar J., Mateo P. Upheavals during the late Maastrichtian: volcanism, climate and faunal events preceding the end-Cretaceous mass extinction. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 441 (2016), pp. 137-151.
doi: 10.1016/j.palaeo.2015.06.034.

Kent, D. V., 1981. Asteroid extinction hypothesis. Science, 211(4483), 648-650.
doi: 10.1126/science.211.4483.648

Koutsoukos, E. A., & Hart, M. B. 1990. Cretaceous foraminiferal morphogroup distribution patterns, palaeocommunities and trophic structures: a case study from the Sergipe Basin, Brazil. Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh, 81(3), 221-246 doi: 10.1017/S0263593300005253

Koutsoukos, E. A. 2006. The Cretaceous-Paleogene boundary at the Poty section, NE Brazil: foraminiferal record and sequence of events-a review. Anuario do Instituto de Geociencias, 29(1), 95-107.

Kößler, P., Herrle, J. O., Appel, E., Erbacher, J., & Hemleben, C., 2001. Magnetic records of climatic cycles from mid-Cretaceous hemipelagic sediments of the Vocontian Basin, SE France. Cretaceous Research, 22(3), 321-331. doi: 10.1006/cres.2001.0256.

Lamonaca, F., Caligiuri, L.M., Riccio, M., Vasile, M. and Nastro, A., 2014. Measurement Techniques for the Objective Diagnosis of Primary Gonarthrosis. International Journal of Biology and Biomedical Engineering, 8, pp.184-190.

Larmor J., 1919. How could a rotating body such as the sun become a magnet? Rept. Brit. Assoc. Adv. Sci., , pp. 159-160. doi: 10.4159/harvard.9780674366688.c20.

Lima Filho, M. F., Barbosa, J., & de Souza, E. M. 2006. Eventos tectônicos e sedimentares nas bacias de Pernambuco e da Paraíba: implicações no quebramento do Gondwana e correlação com a Bacia do Rio Muni. Geosciences= Geociências, 25(1), 117-126.

Liu, Q., Roberts, A. P., Larrasoaña, J. C., Banerjee, S. K., Guyodo, Y., Tauxe, L., & Oldfield, F. (2012). Environmental magnetism: principles and applications. Reviews of Geophysics, 50(4). doi: 10.1029/2012RG000393.

L. Li, G. Keller. Maastrichtian climate, productivity and faunal turnovers in planktic foraminifera in South Atlantic DSDP sites 525A and 2, Mar. Micropaleontol., 33. 1998. pp. 55-86.

L. Li, G. Keller., 1998. Abrupt deep-sea warming at the end of the Cretaceous, Geology, 26 (11) , pp. 995-998

Loutit, T. S., Hardenbol, J., Vail, P. R., & Baum, G. R., 1988. Condensed sections: the key to age determination and correlation of continental margin sequences.

Lowrie W., Alvarez W., Napoleone G, Perch-Nielson, K., Primoli-Silva I., M. Toumarkine., 1982. Paleogene magnetic stratigraphy in Umbrian pelagic carbonate rocks: The Contessa

sections, Gubbio. Geol. Soc. Am. Bull., 93. pp. 414-432, [155]. doi: 10.1130/0016-7606(1982)93<414:PMSIUP>2.0.CO;2

Lowrie W., 2007, Magnetostratigraphy in D. Gubbins, E. Herrero-Bervera (Eds.), Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism, Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 664-670.

Lowrie, W., & Fichtner, A., 2020. Fundamentals of geophysics. Cambridge university press.

Lucas, S. G., 2007. Tetrapod footprint biostratigraphy and biochronology. Ichnos, 14(1-2), 5-38. doi: 10.1080/10420940601006792

Mabesoone, J. M. & Alheiros, M. M. 1993. Evolution of the Pernambuco-Paraíba- Rio Grande do Norte Basin and the problem of the South Atlantic conection. Geologie en Mijnbouw, 71:351-362.

Mabesoone, J. M. & Alheiros, M. M., 1988. Origem da bacia sedimentar costeira Pernambuco-Paraíba. Revista Brasileira de Geociências, 18(4), 476-482.

Mabesoone, J. M. & Silva, J. C. 1991. Aspectos geomorfológicos – faixa sedimentar costeira de Pernambuco, Paraíba e parte do Rio Grande do Norte. In: J.M. estratigrafia da Bacia Paraíba: uma reconsideração. Estudos Geológicos, Recife, 13: 89- 108.

Mabesoone, J. M., 1967. Sedimentologia da faixa costeira Recife-João Pessoa. Bol. SBG, 16:57-72.

Mabesoone, J. M., Revisão geológica da faixa sedimentar costeira de Pernambuco, Paraíba e parte do Rio Grande do Norte. Estudos Geológicos, Série B, 10: 117–132.

Mabesoone, J. M., Tinoco, I.M. and Coutinho, P. N., 1968. The Mesozoic-Tertiary boundary in northeastern Brazil. Paleogeogr., Paleoclimatol., 4: 161-185. doi: 10.1016/0031-0182(68)90046-1.

MacLeod, N., Rawson, P. F., Forey, P. L., Banner, F. T., Boudagher-Fadel, M. K., Bown, P. R., ... & Young, J. R. 1997. The Cretaceous-tertiary biotic transition. Journal of the Geological Society, 154(2), 265-292. doi: 10.1144/gsjgs.154.2.0265

Mark J. Winter, 2006. Geological information about Iridium - Abundances (Dados oficiais sobre a abundância do irídio na crosta terrestre e nos corpos extraterrestres), WebElements.com.

Mcelhinny, M. W., & Mcfadden, P. L., 1999. Paleomagnetism: continents and oceans. Elsevier. doi:

Merrill R.T., McElhinny M.W., McFadden P.L., 1996. The Magnetic Field of the Earth: Paleomagnetism, the Core, and the Deep Mantle. International Geophysics Series 63, Academic Press, San Diego, CA, p. 531.

Moërner, N. A. 1982. The Cretaceous-Tertiary boundary: Chronostratigrafic position and sequence of events. Journal of Geology, 90:564-573.

Muniz, G. D. C. B. 1993. Novos moluscos da formação Gramame, Cretáceo Superior dos Estados da Paraíba e de Pernambuco, nordeste do Brasil. Universidade Federal de Pernambuco.

Nascimento-Silva, M. V., Sial, A. N., Ferreira, V. P., Neumann, V. H., Barbosa, J. A., Pimentel, M. M., & de Lacerda, L. D. 2011. Cretaceous-Paleogene transition at the Paraíba Basin, Northeastern, Brazil: Carbon-isotope and mercury subsurface stratigraphies. Journal of South American Earth Sciences, 32(4), 379-392. doi: 10.1016/j.jsames.2011.02.014

Nascimento-Silva, M. V., Sial, A. N., 2011. Sedimentologia e quimioestratigrafia isotópica de carbono e oxigênio da transição cretáceo - paleógeno em rochas carbonáticas, bacia da Paraíba, nordeste do Brasil. Tese (Doutorado). Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Recife,

Neumann, V. H., Barbosa, J. A., Nascimento-Silva, V. M., & Sial, A. N., 2009. Sedimentary development and isotope analysis of deposits at the Cretaceous/Palaeogene transition in the Paraíba Basin, NE Brazil. Geologos, 15.

Ogg, J.G., Hinnov, L.A. and Huang, C., 2012. Chapter 27, Cretaceous, The Geologic Time Scale. doi: 10.1016/B978-0-444-59425-9.00027-5

Ogg, J. G., Gradstein, F. M., & Smith, A. G. 2004. A geologic time scale 2004 (Vol. 86). Cambridge University Press.

Piovesan, E. K., Cabral, M. C., Colin, J. P., Fauth, G., & Trescastro Bergue, C., 2014. Ostracodes from the Upper Cretaceous deposits of the Potiguar Basin, northeastern Brazil: taxonomy, paleoecology and paleobiogeography. Part 1: Turonian. Carnets de Geologie-Notebooks on Geolog.

Proença, V., Pereira, H.M., 2017. Comparing Extinction Rates: Past, Present, and Future. Reference Module in Life Sciences, Elsevier. doi: 10.1016/B978-0-12-809633-8.02128-2.

Renne, P. R., Deino, A. L., Hilgen, F. J., Kuiper, K. F., Mark, D. F., Mitchell III, W. S., ... & Smit, J., 2013. Time scales of critical events around the Cretaceous-Paleogene boundary. Science, 339(6120), 684-687. doi 10.1126/science.1230492.

Renne P., Sprain C.J, Richards M.A, Self S., Vanderkluysen, L., Pande K., 2015. State shift in Deccan volcanism at the Cretaceous–Paleogene boundary, possibly induced by impact. Science, 35, pp. 76-78. doi: 10.1126/science.aac7549.

Richards, M. A., Alvarez, W., Self, S., Karlstrom, L., Renne, P. R., Manga, M., ... & Gibson, S. A., 2015. Triggering of the largest Deccan eruptions by the Chicxulub impact. GSA Bulletin, 127(11-12), 1507-1520. doi: 10.1130/B31167.1

Richter, H. J., & Dobin, A. Y., 2006. Analysis of magnetization processes in composite media grains. Journal of applied physics, 99(8), 08Q905. doi: 10.1063/1.2167635

Roberts, A. P., 1995. Magnetic properties of sedimentary greigite (Fe3S4). Earth and Planetary Science Letters, 134(3-4), 227-236. doi: 10.1016/0012-821X(95)00131-U

Roberts A.P., Pike C.R., Verosub K.L., 2000. First-order reversal curve diagrams: a new tool for characterizing the magnetic properties of natural samples. J. Geophys. Res., Solid Earth, 105, pp. 28461-28475. doi: 10.1029/2000JB900326.

Roberts, A., & Turner, G. M., 2013. Geomagnetic excursions and secular variations. In The Encyclopedia of Quaternary Science (2nd Ed.). Elsevier. doi: 10.1016/B978-0-444-53643-3.00053-4

Rodrigues, G. B., Fauth, G., Santos, R. V., Koustsoukos, E. A. M., Colin, J. P., 2014. Tracking paleoecological and isotopic changes through the K-Pg boundary from marine ostracodes: The Poty quarry Section, northeastern Brazil. Cretaceous Research publication 47,105-116. doi: 10.1016/j.cretres.2013.11.002.

Saunders, A. D., Jones, S. M., Morgan, L. A., Pierce, K., Widdowson, M., & Xu, Y. G., 2007. Regional uplift associated with continental large igneous provinces: The roles of mantle plumes and the lithosphere. Chemical Geology, 241(3-4), 282-318.
doi: 10.1016/j.chemgeo.2007.01.017

Savian J. F., Jovane L., Frontalini, F., Trindade R.I.F., Coccioni R., Bohaty S.M., Wilson P.A., Florindo F., Roberts A.P., Catanzariti R., Iacoviello F., 2014. Enhanced primary productivity and magnetotactic bacterial production in response to middle Eocene warming in the Neo-Tethys Ocean. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 414, pp. 32-45. doi: 10.1016/j.palaeo.2014.08.009.

Sawlowicz, Z., 1993. Iridium and other platinum-group elements as geochemical markers in sedimentary environments. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 104(1-4), 253-270. doi: 10.1016/0031-0182(93)90136-7

Schoene, B., Samperton, K. M., Eddy, M. P., Keller, G., Adatte, T., Bowring, S. A., ... & Gertsch, B., 2015. U-Pb geochronology of the Deccan Traps and relation to the end-Cretaceous mass extinction. Science, 347(6218), 182-184. DOI: 10.1126/science.aaa0118

Schoene, B., Eddy, M. P., Samperton, K. M., Keller, C. B., Keller, G., Adatte, T., Khadri, S. F. R., U-Pb constraints on pulsed eruption of Deccan Traps across the end-Cretaceous mass extinction. 2019. Science, 363,

Schneider, J. W., Lucas, S. G., Scholze, F., Voigt, S., Marchetti, L., Klein, H., ... & Shen, S. Z., 2020. Late Paleozoic–early Mesozoic continental biostratigraphy—links to the standard global chronostratigraphic scale. Palaeoworld, 29(2), 186-238. doi: 10.1016/j.palwor.2019.09.001

Schulte P., et al, 2010. The Chicxulub asteroid impact and mass extinction at the Cretaceous-Paleogene boundary. Science, 327 (5970), pp. 1214-1218. doi: 10.1126/science.1177265.

Sepkoski, J.J., 1996. Patterns of Phanerozoic extinction: a perspective from global data bases. In Global events and event stratigraphy in the Phanerozoic (pp. 35-51). Springer, Berlin, Heidelberg.

Sharpton, V. L., Brent Dalrymple, G., Marín, L. E., Ryder, G., Schuraytz, B. C., & Urrutia-Fucugauchi, J., 1992. New links between the Chicxulub impact structure and the Cretaceous/Tertiary boundary. Nature, 359(6398), 819-821.

Sial, A. N., Lacerda, L. D. D., Ferreira, V. P., Frei, R., Marquillas, R. A., Barbosa, J. A., ... & Pereira, N. S., 2013. Mercury as a proxy for volcanic activity during extreme environmental turnover: The Cretaceous–Paleogene transition. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 387, 153-164. doi: 10.1016/j.palaeo.2013.07.019

Sial, A. N., Chen, J., Lacerda, L. D., Peralta, S., Gaucher, C., Frei, R., ... & Belmino, I. K. C., 2014. High-resolution Hg chemostratigraphy: A contribution to the distinction of chemical fingerprints of the Deccan volcanism and Cretaceous–Paleogene Boundary impact event. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 414, 98-115. doi: 10.1016/j.palaeo.2014.08.013

Smit, J., Silver, L. T., & Schultz, P. H., 1982. Extinction and evolution of planktonic foraminifera after a major impact at the Cretaceous/Tertiary boundary. In Geological implications of impacts of large asteroids and comets on the Earth (Vol. 190, pp. 329-352). Geol. Soc. Am. Spec. Paper.

Smit, J., 1999. The global stratigraphy of the Cretaceous-Tertiary boundary impact ejecta. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 27(1), 75-113.

Smit, J., Koeberl, C., Claeys, P., & Montanari, A., 2016. Mercury anomaly, Deccan volcanism, and the end-Cretaceous mass extinction: Comment. Geology, 44(3), e381-e381. doi:10.1130/G37683C.1

Stothers, R. B., 1993. Flood basalts and extinction events. Geophysical Research Letters, 20(13), 1399-1402. doi: 10.1029/93GL01381

Swisher III, C.C., Grajales-Nishimura, J.M., Montanari, A., Margolis, S.V., Claeys, P., Alvarez, W., Renne, P., Cedillo-Pardoa, E., Maurrasse, F.J.R., Curtis, G.H. and Smit, J., 1992. Coeval 40Ar/39Ar ages of 65.0 million years ago from Chicxulub crater melt rock and Cretaceous-Tertiary boundary tektites. Science, 257(5072), pp.954-958.

Sylvester-bradley P.C., 1979 Biostratigraphy. In: Paleontology. Encyclopedia of Earth Science. Springer, Berlin, Heidelberg. https://doi.org/10.1007/3-540-31078-9_18

Tarduno, J. A., Cottrell, R. D., & Smirnov, A. V., 2006. The paleomagnetism of single silicate crystals: Recording geomagnetic field strength during mixed polarity intervals, superchrons, and inner core growth. Reviews of Geophysics, 44(1).
doi: 10.1029/2005RG000189

Tauxe, L., 1993. Sedimentary records of relative Paleointensity of geomagnetic field: theory and practice. Reviews of Geophysics, 31, 319-354. doi: doi.org/10.1029/93RG01771.

Tauxe, L., 1998. Paleomagnetic Principles and Practice. Dordercht: Kluwer Academic Publishers.

Tauxe L., Kent D. V., 2004 A simplified statistical model for the geomagnetic field and the detection of shallow bias in paleomagnetic inclinations: was the ancient magnetic field dipolar? Columbia – academic commons. doi: doi.org/10.1029/145GM08.

Tauxe, L., 2010. Essentials of paleomagnetism. University of California Press, 2010.

Tauxe, L, Banerjee, S.K., Butler, R.F. and van der Voo R., 2018. Essentials of Paleomagnetism, 5th Web Edition.

Thompson, R. and Oldfield, F., 1986. Environmental Magnetism. Allen & Unwin Springer, London.

Thompson, R., 2012. Environmental magnetism. Springer Science & Business Media.

Tinoco, I. M., 1971 "Foraminíferos e a passagem entre o Cretáceo e o Terciário em Pernambuco." [Tese de doutorado]. Universidade de São Paulo.

Tobin, T. S., Ward, P. D., Steig, E. J., Olivero, E. B., Hilburn, I. A., Mitchell, R. N., ... & Kirschvink, J. L., 2012. Extinction patterns, δ18 O trends, and magnetostratigraphy from a southern high-latitude Cretaceous–Paleogene section: Links with Deccan volcanism. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 350, 180-188.
doi: 10.1016/j.palaeo.2012.06.029.

Vigliotti, L., 1997. Magnetic properties of light and dark sediment layers from the Japan Sea: Diagenetic and paleoclimatic implications. Quaternary Science Reviews, 16(10), 1093-1114.
doi: 10.1016/S0277-3791(96)00118-7

Ward, W. C., Keller, G., Stinnesbeck, W., & Adatte, T., 1995. Yucatán subsurface stratigraphy: Implications and constraints for the Chicxulub impact. Geology, 23(10), 873-876. doi: 10.1130/0091-7613(1995)023<0873:YNSSIA>2.3.CO;2

Wignall, P., 2005. The link between large igneous province eruptions and mass extinctions. Elements, 1(5), 293-297. doi:10.2113/gselements.1.5.293

Zhang Y., Ogg J.G., , Minguez D., Hounslow M.W., Olaussen, 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. doi: 10.1130/G48591.1.

Zijderveld, J. D. A., 1967, A.C. demagnetization rocks-analysis of results in Methods in Paleomagnetism, edited by D. W. Collinson, K. M. Creer,and S. K. Runcorn, pp. 254–286, Elsevier, Amsterdam.