

UNIVERSIDADE FEDERAL DE SÃO CARLOS - CAMPUS SOROCABA
DEPARTAMENTO DE FÍSICA, QUÍMICA E MATEMÁTICA
CENTRO DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIAS PARA A SUSTENTABILIDADE

Marcela Guinther Medeiros

**ANÁLISE INTEGRADA VIA TTF E U-Pb EM APATITA PARA ESTUDOS DE GEO-
TERMOCRONOLOGIA NAS MONTANHAS ELLSWORTH, ANTÁRTICA**

Sorocaba

2025

Marcela Guinther Medeiros

**ANÁLISE INTEGRADA VIA TTF E U-Pb EM APATITA PARA ESTUDOS DE GEO-
TERMOCRONOLOGIA NAS MONTANHAS ELLSWORTH, ANTÁRTICA**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Departamento de Física, Química e Matemática da Universidade Federal de São Carlos como requisito para a conclusão do curso de graduação na modalidade de Licenciatura Plena em Física.

Orientação: Prof. Dr. Airton Natanael Coelho Dias

Financiamento: Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), processo nº 2023/13918-8

Sorocaba

2025

Medeiros, Marcela Guinther

Análise integrada via TTF e U-Pb em apatita para estudos de geo-termocronologia nas Montanhas Ellsworth, Antártica / Marcela Guinther Medeiros -- 2025.
63f.

TCC (Graduação) - Universidade Federal de São Carlos, campus Sorocaba, Sorocaba
Orientador (a): Airton Natanael Coelho Dias
Banca Examinadora: : Adriana de Oliveira Delgado Silva, Antonio Said Webbe
Bibliografia

1. Termocronologia por Traço de Fissão. 2. Datação U-Pb. 3. Antártica. . I. Medeiros, Marcela Guinther. II. Título.

Ficha catalográfica desenvolvida pela Secretaria Geral de Informática (SIn)

DADOS FORNECIDOS PELO AUTOR

Bibliotecário responsável: Maria Aparecida de Lourdes Mariano -
CRB/8 6979



FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DE SÃO CARLOS

COORDENAÇÃO DO CURSO DE LICENCIATURA EM FÍSICA - SOROCABA - CCFL-So/CCTS
Rod. João Leme dos Santos km 110 - SP-264, s/n - Bairro Itinga, Sorocaba/SP, CEP 18052-780
Telefone: (15) 32298859 - <http://www.ufscar.br>

DP-TCC-FA nº 7/2025/CCFL-So/CCTS

Graduação: Defesa Pública de Trabalho de Conclusão de Curso

Folha Aprovação (GDP-TCC-FA)

FOLHA DE APROVAÇÃO

MARCELA GUINTHER MEDEIROS

ANÁLISE INTEGRADA VIA TTF E U-PB EM APATITA PARA ESTUDOS DE GEO-TERMOCRONOLOGIA NAS
MONTANHAS ELLSWORTH, ANTÁRTICA

Trabalho de Conclusão de Curso

Universidade Federal de São Carlos – Campus Sorocaba

Sorocaba, 2 de julho de 2025

ASSINATURAS E CIÊNCIAS

Cargo/Função	Nome Completo
Orientador	Prof. Dr. Airton Natanael Coelho Dias
Membro da Banca 1	Profa. Dra. Adriana de Oliveira Delgado Silva
Membro da Banca 2	Prof. Ms. Antonio Said Webbe



Documento assinado eletronicamente por **Airton Natanael Coelho Dias, Docente**, em 03/07/2025, às 14:25, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 6º, § 1º, do [Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015](#).



Documento assinado eletronicamente por **Adriana de Oliveira Delgado Silva, Docente**, em 03/07/2025, às 14:51, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 6º, § 1º, do [Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015](#).



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site <https://sei.ufscar.br/autenticacao>, informando o código verificador **1908533** e o código CRC **9966DA69**.

Documento assinado digitalmente

gov.br

ANTONIO SAID WEBBE SALES

Data: 29/07/2025 17:21:27-0300

Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Referência: Caso responda a este documento, indicar expressamente o Processo nº
23112.019579/2025-89

SEI nº 1908533

Modelo de Documento: Grad: Defesa TCC: Folha Aprovação, versão de 02/Agosto/2019

AGRADECIMENTO

A Deus e à Nossa Senhora de Schoenstatt, que sempre cuidaram de mim e me abençoaram.

À minha mãe, Andrea, que leu histórias para me ninar e passou horas estudando ao meu lado. Foi com você que aprendi a importância do esforço e do aprendizado. A você devo tudo o que sou.

Ao meu pai, Guirleivar, que, mesmo distante fisicamente, nunca deixou de estar presente, oferecendo suporte e incentivo em cada etapa.

À minha vó Clementina, que, mesmo sem entender meus desejos, acreditou que eu pudesse mudar o mundo.

Ao meu padrasto, Francisco, pelo incentivo constante à minha formação e por acreditar na importância dos meus sonhos.

Aos meus sogros, Josiane e Alexandre, por abrirem as portas de sua casa e me acolherem com tanto carinho.

A todos os meus familiares, especialmente tias e primas, e aos amigos, pela compreensão, apoio e afeto durante minha ausência.

Ao Prof. Dr. Airton Dias, meu orientador desde a iniciação científica até este trabalho de conclusão de curso, por me receber como aluna, compartilhar sabedoria e me guiar no universo acadêmico.

Aos demais professores que fizeram parte da minha formação, minha profunda gratidão por cada ensinamento. Em especial, agradeço com carinho àqueles que integraram minha banca de avaliação.

Aos colegas do laboratório, pelo companheirismo em cada experimento.

Ao Dr. Joaquin Bastías-Silva e ao Prof. Dr. Richard Spikings, por gentilmente fornecerem as amostras utilizadas neste trabalho.

Ao Prof. Dr. David Chew, por disponibilizar seu espaço de pesquisa e contribuições essenciais.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), cujo financiamento possibilitou que o trabalho de iniciação científica se transformasse nesta importante etapa de conclusão de curso.

E, por fim, ao meu maior *bem*, Lucas, meu companheiro de estudos, de laboratório, de vida e de sonhos. Você acreditou em mim e me ensinou a acreditar também. Obrigada por tudo.

“Afirmar que se detém o conhecimento absoluto é se tornar monstruoso. O conhecimento é uma aventura interminável na borda da incerteza.”

Frank Herbert

Análise integrada via TTF e U-Pb em apatita para estudos de geotermocronologia nas Montanhas Ellsworth, Antártica

Marcela Guinther Medeiros

RESUMO

A Termocronologia por Traços de Fissão (TTF) pode ser combinada com outros métodos geocronológicos formando o que é definido como *multi-proxy*. Dentre os diversos métodos, o principal deles é a datação U-Pb. Isso porque, enquanto a TTF fornece dados sobre eventos de baixa temperatura, a datação U-Pb determina a idade de cristalização das rochas em alta-intermediária temperatura. Juntas, essas metodologias são eficazes para estudos de proveniência sedimentar, magmatismo, metamorfismo, sedimentação e acreção crustal. Especificamente, neste projeto, os métodos foram aplicados em amostras de apatita da Península Antártica, uma região geologicamente complexa e pouco explorada termocronologicamente. O foco da pesquisa foi a porção ocidental, com destaque para as Montanhas Ellsworth, área estratégica para entender os processos tectônicos que atuaram na Península Antártica. Foram analisadas quatro amostras, utilizando microscopia óptica para obtenção da densidade de traços espontâneos (e datação) dentro da TTF e *Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry* (LA-ICP-MS) para a datação U-Pb. A análise TTF das amostras das Montanhas Ellsworth forneceu idades entre 205 e 23 Ma, com um pico em torno de 180 Ma, relacionado ao *rifting* nas Montanhas Transantárticas. Idades entre 141 e 117 Ma indicam a idade de elevação das Montanhas Ellsworth, enquanto eventos significativos de denudação ocorreram entre 50 e 45 Ma, durante o Paleogeno. Já as idades U-Pb indicam um evento de soerguimento da Antártica no Cambriano, após eventos plutônicos e metamórficos, com idades em torno de 500 Ma. Os resultados reforçam a eficácia da integração entre TTF e U-Pb na reconstrução da história térmica e tectônica da região, destacando o potencial da TTF como uma ferramenta robusta para investigar regiões de grande interesse geológico.

Palavras-chave: Termocronologia por Traço de Fissão; U-Pb; Apatita; Antártica; Montanhas Ellsworth.

ABSTRACT

Fission Track Thermochronology (FTT) can be combined with other geochronological methods to form what is defined as multi-proxy. The primary method among the various techniques is U-Pb dating. This is because, while FTT provides data on low-temperature events, U-Pb dating determines the crystallization age of rocks at high-intermediate temperatures. Together, these methodologies are effective for studies of sedimentary provenance, magmatism, metamorphism, sedimentation, and crustal accretion. Specifically, in this project, the methods were applied to apatite samples from the Antarctic Peninsula, a geologically complex region with little thermochronological exploration. The research focused on the western portion, emphasizing the Ellsworth Mountains, a strategic area for understanding the tectonic processes that acted on the Antarctic Peninsula. Four samples were analyzed using optical microscopy to obtain spontaneous trace density (and dating) within TTF dating and Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (LA-ICP-MS) for U-Pb dating. TTF analysis of the Ellsworth Mountains samples gave ages ranging from 205 to 23 Ma, with a peak around 180 Ma related to rifting in the Transantarctic Mountains. Ages between 141 and 117 Ma indicate the age of uplift of the Ellsworth Mountains, while significant denudation events occurred between 50 and 45 Ma during the Paleogene. The U-Pb ages indicate an Antarctic uplift event in the Cambrian, after plutonic and metamorphic events, with ages around 500 Ma. The results reinforce the effectiveness of the integration between TTF and U-Pb in the reconstruction of the thermal and tectonic history of the region, highlighting the potential of TTF as a robust tool to investigate areas of great geological interest.

Keywords: Fission Track Thermochronology; U-Pb; Apatite; Antarctic; Ellsworth Mountains.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Reconstrução paleogeográfica da Antártica Ocidental e sua relação com a margem sul do Gondwana durante o final do Paleozoico e início do Mesozoico.....	14
Figura 2 - Cadeias de decaimento do ^{238}U e ^{235}U até seus respectivos produtos estáveis (^{206}Pb e ^{207}Pb), incluindo as meias-vidas entre cada etapa.....	20
Figura 3 - Tabela de nuclídeos.	22
Figura 4 - Esquema do processo de fissão nuclear.....	22
Figura 5 - Distribuição dos principais blocos crustais da Antártica Ocidental.	25
Figura 6 - Escala geológica do tempo com os principais acontecimentos na área da Península Antártica e na região das Montanhas Ellsworth.	28
Figura 7 - Mapas e relação estratigráfica da região estudada.....	29
Figura 8 - A temperatura de fechamento dos métodos U-Pb e TTF está organizada de acordo com a sequência temporal das idades que cada um é capaz de registrar.....	31
Figura 9 - Esquema dos deslocamentos iônicos causados pela ionização intensa ao longo da trajetória de uma partícula energética.....	33
Figura 10 - Traços de Fissão Espontâneo em Apatita.	34
Figura 11 - Diagrama esquemático comparativo de traços semi-confinados e confinados em cristal de apatita.	35
Figura 12 - Coleta e montagem das amostras de apatita.	39
Figura 13 - Lixamento das amostras de apatita e apatita durango.....	40
Figura 14 - Ataque químico das amostras de apatita.....	41
Figura 15 - Análise dos traços confinados.	42
Figura 16 - Kernel Density Estimation (KDE) das idades obtidas via TTF em apatita para cada amostra selecionada nas montanhas Ellsworth. No inset o RadialPlotter das mesmas amostras.	48
Figura 17- Kernel Density Estimation (KDE) das idades U-Pb em apatita para cada amostra selecionada nas Montanhas Ellsworth.....	50
Figura 18 - Distribuição cronológica das idades e dos eventos térmicos obtidas por U-Pb e TTF, com associação aos períodos e eras geológicas.....	52
Figura 19 - Integração dos dados de U-Pb e TTF com as informações prévias da Figura 6 para reconstrução da evolução geológica da região.	53

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Isótopos analisados nas amostras de apatita, organizados por grupos.	44
Tabela 2 - Dados analíticos das análises TTF em apatita nas montanhas Ellsworth.....	47

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO.....	12
2 OBJETIVO.....	17
2.1 Objetivos específicos.....	17
3 Conceitos físicos envolvidos no projeto	18
3.1 Tipos de decaimentos e Fissão Nuclear	18
<i>3.1.1 Conexão dos Processos de Decaimento com o U-Pb e TTF</i>	<i>23</i>
3.2 Área de estudo.....	24
4 MATERIAIS E MÉTODOS.....	30
4.1 Apatita como traçador (indicador) de proveniência	30
4.2 Termocronologia por Traços de Fissão (TTF) em apatita.....	32
4.3 Aplicação geoquímica via LA-ICP-MS	37
<i>4.3.1 Datação por U-Pb em apatita</i>	<i>38</i>
4.4 Montagem, polimento e ataque químico da apatita	38
4.5 Medição da densidade e do comprimento de traços confinados	41
4.6 Obtenção do teor de Urânio e Caracterização Geoquímica	42
4.7 Obtenção da idade	45
<i>4.7.1 Plotagem dos dados e obtenção da História Térmica.....</i>	<i>46</i>
5 RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	47
6 CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	54
REFERÊNCIAS.....	56

1 INTRODUÇÃO

A Termocronologia por Traço de Fissão, TTF, é uma ferramenta comumente usada no entendimento de diversos eventos geológicos e geomorfológicos como estudos de proveniência, processos de exumação¹ e taxas erosivas (Donelick et al., 2005) e baseia-se no acúmulo de traços gerados pela passagem de fragmentos devido à fissão espontânea do ²³⁸U. Dentro da TTF, os minerais apatita e zircão são os mais utilizados. Estes são minerais acessórios comuns em rochas ígneas², metamórficas³ e rochas sedimentares⁴ (Morton; Hallsworth, 1999; Piccoli; Candela, 2002). Ademais, a TTF em apatita e zircão tem sido extensivamente utilizada, juntamente com outros métodos de datação radiométricos, tais como U-Pb (por exemplo, Hasebe et al., 2009; Chew; Donelick, 2012), (U-Th)/He (Reiners, 2005), Lu-Hf (Barfod et al., 2003) e Nd (Gregory et al., 2009) para investigar a história térmica de rochas incluindo embasamento orogênicos⁵ e grãos detríticos⁶, com aplicações em termocronologia, em diversos contextos geológicos, como para a análise de proveniência e reconstrução da evolução térmica de bacias sedimentares.

Especificamente, o uso da TTF nos permite obter informações como: a história térmica das rochas, que abrange as paleotemperaturas, ou seja, a temperatura que uma rocha ou sedimento experimentou no passado geológico (Malusà; Fitzgerald, 2019); o tempo de resfriamento a partir dessas paleotemperaturas; a caracterização dos mecanismos de aquecimento e resfriamento; e os gradientes paleogeotermiais, isto é, o aumento da temperatura com a profundidade no passado geológico (Malusà; Fitzgerald, 2019). A TTF também possibilita a análise da proveniência e a identificação de eventos térmicos, como processos tectônicos, de soterramento ou de soerguimento, que marcaram a história geológica das

¹ O processo de exumação se refere ao movimento de rochas do interior da Terra em direção à superfície, geralmente em áreas tectonicamente ativas, como cadeias montanhosas convergentes (Malusà; Fitzgerald, 2019).

² Rochas ígneas formam-se pela cristalização do magma em temperaturas superiores a 700 °C. Quando essa cristalização ocorre abaixo da superfície terrestre, o resfriamento é lento e forma-se uma rocha ígnea intrusiva (ou plutônica). Já quando a cristalização acontece na superfície, após o magma extravasar como lava, o resfriamento é rápido, originando uma rocha ígnea extrusiva (ou vulcânica), como o basalto. (Press *et al.*, 2004).

³ Rochas sedimentares originam-se da deposição de sedimentos formados por intemperismo e erosão, podendo ser de natureza clástica (fragmentos de outras rochas) ou química/bioquímica (substâncias dissolvidas que se precipitam ou se acumulam a partir de organismos) (Press *et al.*, 2004).

⁴ Rochas metamórficas são formadas pela alteração de rochas preexistentes sob condições de alta temperatura e pressão, sem fusão completa, promovendo mudanças na mineralogia, textura ou composição química (Press *et al.*, 2004).

⁵ Embasamento orogênico é o conjunto de rochas, principalmente ígneas, sedimentares e metamórficas, que foram formadas e deformadas durante processos de orogenia, ou seja, eventos de colisão de placas tectônicas que resultam na formação de cadeias de montanhas (Press *et al.*, 2004).

⁶ Minerais detríticos são fragmentos de minerais, como apatita, zircão e titanita, que, após a desagregação de rochas ígneas ou metamórficas, são transportados e incorporados em rochas sedimentares (Malusà; Fitzgerald, 2019).

amostras. Diante disso, este projeto de pesquisa foca na investigação de eventos térmicos de temperatura intermediária/baixa, com ênfase no mineral apatita.

Como mencionado anteriormente, a TTF pode ser associada e integrada a outros métodos. Ao adotar uma abordagem de datação combinada, utilizando a TTF e o U-Pb nas mesmas amostras e/ou grãos, é possível superar as limitações individuais de cada metodologia e extrair uma quantidade ideal de informações de procedência relacionadas tanto à idade da formação (ou área) geológica de interesse quanto à sua evolução térmica. Enquanto a TTF fornece informações preferencialmente sobre eventos de baixa temperatura, o método U-Pb registra a idade de cristalização das apatitas, sendo fundamental para estudos de proveniência sedimentar (identificação das áreas-fonte), bem como para a definição de eventos geológicos, como magmatismo, metamorfismo, sedimentação e acreção⁷ de crosta em diversos ambientes tectônicos.

De forma geral, a aplicação combinada das duas técnicas em apatitas pode fornecer informações valiosas sobre processos geológicos que ocorrem em temperaturas intermediárias a baixas. Entre as informações que podem ser obtidas, destacam-se: (i) a datação de processos de cristalização ígnea e metamórfica; (ii) a identificação de eventos morfotectônicos, como o soerguimento (uplift), denudação⁸ e outras modificações estruturais da crosta terrestre; e (iii) a análise da proveniência sedimentar, conforme já mencionado anteriormente. Essa abordagem integrada tem sido amplamente utilizada no estudo de diferentes tipos de bacias sedimentares⁹, contribuindo significativamente para a compreensão das relações entre a origem dos sedimentos e o processo de preenchimento das bacias (Carter; Moss, 1999). Em alguns casos, é possível identificar eventos de deposição acrescionais e de metamorfismo ao longo da margem ancestral (Thomson; Hervé, 2002).

Estudos como de Dalziel e Elliot (1982) e o de Storey et al. (1998), sustentam a afirmação de que a grande área de estudo do presente projeto, a Antártica Ocidental, se faz composta por um amálgama de blocos continentais dispersos ao longo da margem sul do Gondwana, o supercontinente que reunia as terras do hemisfério sul e apresentava afinidades

⁷ Acreção é o processo de crescimento continental no qual fragmentos de crosta são anexados aos continentes durante o movimento das placas tectônicas (Malusà; Fitzgerald, 2019).

⁸ Denudação refere-se à remoção de material da superfície terrestre, seja por processos químicos, como dissolução, ou mecânicos, como erosão física (Malusà; Fitzgerald, 2019).

⁹ Bacia sedimentar é uma região da crosta terrestre, geralmente com área superior a 10.000 km², onde ocorreu ao longo do tempo uma significativa acumulação de sedimentos, que podem chegar a grandes espessuras. Esses sedimentos foram depositados em camadas, resultantes da erosão de rochas mais antigas e transportados por rios, ventos, geleiras ou pelo mar. Ao se acumularem, eles se compactam e se transformam em rochas sedimentares (Press et al., 2004).

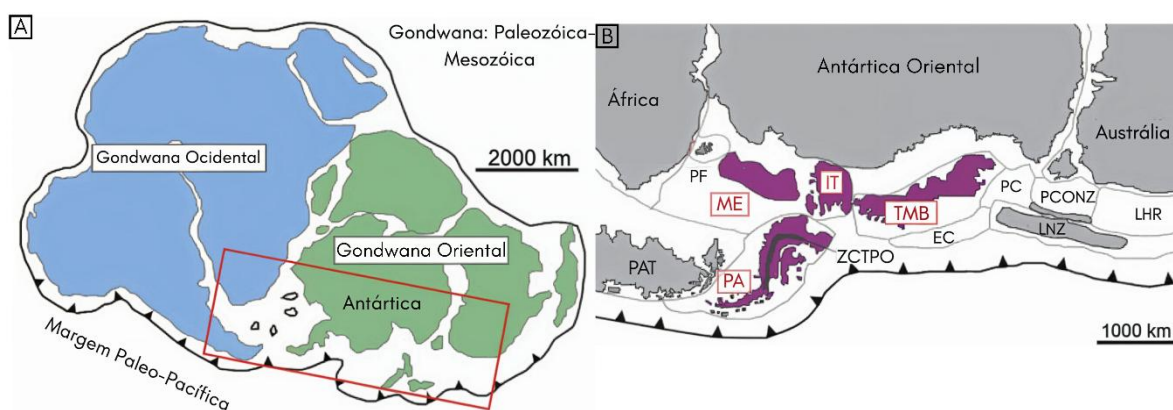
geológicas com a América do Sul, a Zelândia e a África Austral, sendo então, a Península Antártica um destes blocos.

Ao longo das áreas costeiras da Península Antártica, destacam-se exposições de sucessões sedimentares e vulcânicas do Mesozoico. Segundo Bastías-Silva et al. (2019), essas formações preservam importantes evidências geológicas de mudanças tectônicas e variações globais no nível do mar. Essas transformações estão registradas, em particular, no flanco ocidental da Península Antártica do Norte, onde se formaram bacias marginais submarinas associadas a um arco vulcânico situado em uma ilha continental. O desenvolvimento dessas bacias reflete a intensa atividade vulcânica e os movimentos da crosta terrestre, que resultaram no estiramento e no rebaixamento localizado do fundo oceânico, criando áreas propícias à deposição de sedimentos.

Diversos estudos focados na região da Península Antártica foram e estão sendo realizados, dentre eles, os trabalhos de Bastías-Silva et al. (2020) e também o de Spinkings et al. (2016). Trabalhos como estes mencionados puderam refinar nossa compreensão a partir do U-Pb em zircão de como a Península Antártica, posicionada ao sul do Gondwana, pode ser mapeada a partir da fragmentação da Pangeia no início do período Triássico.

A Figura 1 ilustra uma reconstrução paleogeográfica da Antártica Ocidental e sua relação com a margem sul do supercontinente Gondwana durante o final do Paleozoico e o início do Mesozoico.

Figura 1 - Reconstrução paleogeográfica da Antártica Ocidental e sua relação com a margem sul do Gondwana durante o final do Paleozoico e início do Mesozoico.



Fonte: Bastias-Silva et al., 2020.

A imagem revela que a Antártica Ocidental era formada por diversos blocos continentais, como o bloco da Península Antártica, que estavam originalmente dispersos ao longo da margem sul de Gondwana. Esses blocos apresentavam afinidades geológicas com

áreas que hoje pertencem à América do Sul, Zelândia e África do Sul. A Figura 1(A) destaca a existência de uma margem ativa paleo-Pacífica nesse período, marcada pela subducção do proto-Oceano Pacífico ao longo da costa do Gondwana. A Figura 1(B) mostra a configuração original desses blocos, incluindo o bloco da Península Antártica (PA), ilustrando sua dispersão inicial e o posterior reagrupamento que levou à formação da Antártica Ocidental tal como conhecemos atualmente. Essa reconstrução é fundamental para compreender os processos tectônicos envolvidos na fragmentação de Gondwana e na evolução geológica da região.

Com base em estudos das correlações estratigráficas entre a Patagônia e a Antártica, ou seja, da comparação entre camadas de sedimentos e rochas formadas ao longo do tempo em diferentes ambientes, como fundos de rios, mares e áreas continentais (Malusà; Fitzgerald, 2019), foi sugerido que ambas as regiões integravam a margem ativa andina durante o intervalo do Jurássico Superior ao Cretáceo Inferior, processo que teria se iniciado ainda no período Triássico.

Apesar dessas contribuições relevantes, o contexto tectônico da Península Antártica durante o Triássico ainda não pôde ser explorado em detalhes por esses estudos, permanecendo como uma lacuna importante na compreensão da evolução tectônica dessa porção da Antártica.

Além do interessante cenário tectônico, a Península em questão possui uma característica topográfica significativa, onde, através de sua elevação que pode chegar a 1800 m cerca de 800 km ao sul e 900 m ao norte. Essa variação de altitude afeta o deslocamento das massas de ar, pois quando o ar úmido encontra a barreira, é forçado a subir, resfriando-se à medida que ganha altitude, o que provoca a condensação da umidade e resulta na chuva orográfica, fenômeno que exerce grande influência no clima regional.

Além do interessante cenário tectônico, a Península em questão possui uma característica topográfica significativa, onde, através de sua elevação que pode chegar a 1800 m cerca de 800 km ao sul e 900 m ao norte. Essa variação de altitude afeta o deslocamento das massas de ar, pois quando o ar úmido encontra a barreira, é forçado a subir, resfriando-se à medida que ganha altitude, o que provoca a condensação da umidade e resulta na chuva orográfica, fenômeno que exerce grande influência no clima regional.

Segundo Siebert (2008), esta barreira possivelmente levou a nucleação da camada de gelo da região. Questões como o tempo e o mecanismo de soerguimento ao longo da Península Antártica permanecem, segundo Twinn et al. (2022), mal esclarecidas especialmente para sua porção Sul. A escassez de trabalhos realizados na área termocronológica para com a região da Península dificulta o esclarecimento destas questões. Outros trabalhos como os de Anderson *et al.* (2011) e Wellner et al. (2011) revelam ainda, sedimentos marinhos que indicam uma

possível glaciação alpina ao longo da Península Antártica entre 37 e 34 Ma, sugerindo que uma topografia considerável deva ter existido antes disso. Tais trabalhos, por mais que sejam de suma importância, são poucos, fazendo com que a área de tal Península careça de mais análises termocronológicas.

Devido às incertezas em relação às idades dos componentes sedimentares das unidades presentes na Península Antártica, este projeto tem como objetivo a aplicação de U-Pb e TTF em apatita tendo em vista a possibilidade da realização de análises termocronológicas em temperatura intermediária e baixa, respectivamente. Desta forma, pretende-se entender a evolução termo-tectônica da Península Antártica e compreender a relação temporal e espacial a partir da proveniência e história térmica das amostras coletadas.

Buscou-se então, material especificamente nas Montanhas Ellsworth. Esta região é fundamental para compreender a configuração dos processos tectônicos que ocorrem na península, além de oferecer possíveis indicações sobre sua evolução durante o Mesozoico. Desta forma, quatro amostras desta região continham apatita e foram incluídas nas análises.

Este trabalho apresenta, portanto, um levantamento bibliográfico abrangente, bem como as análises dos traços de fissão em apatita, com o objetivo de determinar a densidade superficial e o comprimento do traço confinado por meio de microscopia óptica. Também são incluídas as datações por TTF e por U-Pb em apatita. Todas as etapas, desde a preparação das amostras (Seção 4.4) até a determinação da densidade dos traços de fissão (seção 4.5), construção dos gráficos e análise dos resultados (Seção 5; Tabela 2; Figuras 16 e 17), foram realizadas pela autora deste trabalho, nos laboratórios do Grupo de Pesquisa *TRACKs*, vinculado ao Departamento de Física, Química e Matemática (DFQM) da UFSCar – *campus* Sorocaba. A única etapa não conduzida pela autora foi a análise U-Pb, que foi realizada pelo Prof. Dr. David Chew, do Departamento de Geologia do *Trinity College Dublin* (Irlanda), parceiro do grupo de pesquisa.

Ainda, é importante ressaltar que as amostras analisadas fazem parte de um amplo projeto de pesquisa do Dr. Joaquin Bastías-Silva e do Prof. Dr. Richard Spikings, do *Trinity College Dublin*, na Irlanda, e da Universidade de Zurich, na Suíça, intitulado "*Constraining the age of the Cenozoic glaciation of Antarctica by high-precision geochronology, provenance and thermal modelling*".

2 OBJETIVO

O objetivo geral deste Trabalho de Conclusão de Curso (TCC) é a aplicação das técnicas de datação TTF e U-Pb em apatitas da região para analisar a evolução termo-tectônica da Península Antártica (com ênfase nas Montanhas Ellsworth), a fim de compreender os processos ocorridos em intermediárias e baixas temperaturas. Este estudo busca reconstruir a história térmica e a proveniência das amostras, além de identificar eventos tectônicos importantes que ocorreram na região principalmente durante o Mesozoico e Cenozoico.

2.1 Objetivos específicos

- Realizar os processos de separação e preparação dos grãos de apatita, incluindo a contagem da densidade de traços de fissão espontânea e o comprimento dos traços confinados;
- Aplicar a datação por TTF, com base na análise da densidade dos traços espontâneos, a fim de determinar as idades termocronológicas das amostras;
- Obter a contagem dos comprimentos dos traços confinados em apatitas, para reconstruir os eventos térmicos que afetaram as Montanhas Ellsworth;
- Interpretar as idades das amostras obtidas por meio da datação U-Pb via LA-ICP-MS, com o objetivo de determinar a idade de cristalização e a proveniência das amostras;
- Contribuir para o avanço das pesquisas termocronológicas na Península Antártica, com ênfase nas porções sul e ocidental, especialmente nas Montanhas Ellsworth, promovendo uma melhor compreensão da evolução tectônica e térmica dessa área.

3 CONCEITOS FÍSICOS ENVOLVIDOS NO PROJETO

3.1 Tipos de decaimentos e Fissão Nuclear

O núcleo atômico é formado por prótons e nêutrons. O número de prótons (Z), chamado número atômico, define o elemento químico e suas propriedades, enquanto o número de nêutrons (N) influencia diretamente a estabilidade do núcleo. A soma de prótons e nêutrons constitui o número de massa (A). Tanto os prótons quanto os nêutrons são denominados nucleons. A combinação específica desses nucleons em um núcleo define um nuclídeo, que corresponde ao núcleo de um átomo de um determinado elemento químico. Quando dois nuclídeos possuem o mesmo número de prótons, mas diferem quanto ao número de nêutrons, são chamados de isótopos. Um exemplo clássico é o ouro, que possui 36 isótopos conhecidos, dentre eles apenas um é estável, os demais são instáveis e, portanto, radioativos. Esses nuclídeos instáveis emitem partículas e/ou ondas eletromagnéticas, e são conhecidos como radionuclídeos (Halliday; Resnick e Walker, 2016).

Para separar os prótons e nêutrons de um núcleo atômico, é necessário fornecer uma quantidade de energia chamada energia de ligação. Quanto maior essa energia, mais estável é o núcleo. Uma forma de comparar a estabilidade entre diferentes núcleos é por meio da energia de ligação por nucleon, que se obtém dividindo a energia total de ligação pelo número de nucleons no núcleo (Eisberg; Resnick, 1979).

A força que mantém essas partículas unidas, apesar da repulsão elétrica entre os prótons, é a força nuclear forte. Diferente da força elétrica, ela não depende da carga elétrica e atua da mesma maneira entre prótons e prótons, prótons e nêutrons, e nêutrons entre si. Essa força tem alcance muito curto, cerca de 10^{-15} metros, o tamanho típico de um núcleo atômico, mas é muito mais intensa que a força elétrica, o que explica a estabilidade dos núcleos, caso contrário, a repulsão entre os prótons impediria sua existência. Além disso, a densidade quase constante dos núcleos e o valor relativamente estável da energia de ligação por nucleon em núcleos maiores indicam que cada nucleon interage principalmente com seus vizinhos mais próximos (Eisberg; Resnick, 1979).

Dos mais de 3.000 nuclídeos conhecidos na natureza, apenas 257 são estáveis. Os demais são radioativos, ou seja, se transformam espontaneamente em outros nuclídeos por meio da emissão de radiação. Um desses processos é o decaimento radioativo. Embora seja impossível prever exatamente quando um núcleo específico irá decair, o comportamento médio de uma grande quantidade deles pode ser descrito de forma precisa. Sabemos que o número de núcleos remanescentes numa amostra diminui de modo exponencial ao longo do tempo, com

uma taxa de decaimento determinada pela chamada constante de desintegração, ou constante de decaimento (λ), que é característica de cada radionuclídeo (Tipler; Ilewellyn, 2017; Halliday; Resnick e Walker, 2016).

O interesse prático costuma recair sobre a atividade da amostra, ou seja, a quantidade de decaimentos por segundo. Essa atividade também cai exponencialmente, seguindo a mesma constante de decaimento, e pode ser expressa em becquerels (Bq) que representa a quantidade de decaimentos por segundo (Tipler; Ilewellyn, 2017).

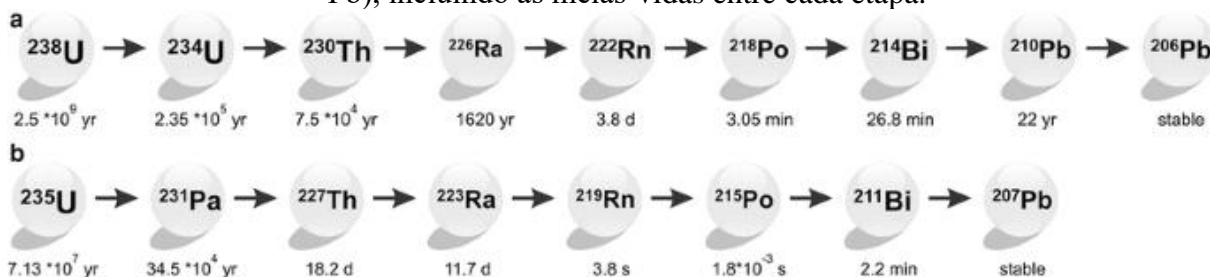
Apesar do decaimento ser um processo puramente aleatório em termos de qual núcleo e em que instante ele ocorrerá, cada radionuclídeo possui um tempo médio de desintegração. Observando-se um grande número de núcleos, verifica-se um padrão previsível: a meia-vida, que é o intervalo necessário para que metade dos núcleos de uma amostra deixe de existir (e, conseqüentemente, para que a atividade caia à metade de seu valor inicial). Esse intervalo varia significativamente de um nuclídeo para outro, indo de frações de segundo a milhões de anos. Há ainda o conceito de vida média, que corresponde ao tempo médio que um núcleo instável leva para decair, e que está diretamente relacionado à constante de desintegração de cada radionuclídeo (Tipler; Ilewellyn, 2017; Halliday; Resnick e Walker, 2016; Eisberg; Resnick, 1979).

Como visto, a maioria desses núcleos é instável e tende a decair espontaneamente para estados mais estáveis ao longo de sua vida média finita. A seguir, serão analisados os principais tipos de decaimento radioativo: alfa, beta e gama.

O decaimento alfa acontece quando o núcleo emite uma partícula formada por dois prótons e dois nêutrons, equivalente a um núcleo de hélio duplamente ionizado. Com essa emissão, o núcleo perde dois prótons e dois nêutrons, o que reduz seu número atômico em 2 e seu número de massa em 4, dando origem a um novo elemento químico. Esse tipo de decaimento é particularmente comum em elementos pesados, com número atômico superior a 82, e ocorre de forma espontânea, como no caso do ^{238}U , foco deste estudo, que decai para ^{234}Th por partícula alfa. Esse processo faz parte de uma cadeia de decaimento radioativo, na qual o ^{238}U passa por sucessivas transformações nucleares, incluindo elementos como tório, protactínio, rádio e radônio, até atingir seu produto estável, o chumbo-206 (^{206}Pb). Da mesma forma, o ^{235}U decai através de sua própria cadeia até o chumbo-207 (^{207}Pb).

A Figura 2 ilustra essas duas cadeias completas de forma esquemática: (a) a cadeia do ^{238}U até seu produto estável ^{206}Pb , e (b) a cadeia do ^{235}U até seu produto estável ^{207}Pb , indicando a meia-vida correspondente entre cada etapa de decaimento.

Figura 2 - Cadeias de decaimento do ^{238}U e ^{235}U até seus respectivos produtos estáveis (^{206}Pb e ^{207}Pb), incluindo as meias-vidas entre cada etapa.



Fonte: Kuznetsov, 2015.

Essa transformação é energeticamente favorável porque a massa do núcleo pai é maior que a soma das massas do núcleo filho e da partícula alfa. Essa diferença de massa é convertida em energia cinética, que é majoritariamente transferida à partícula emitida (Eisberg; Resnick, 1979).

O decaimento beta permite que o núcleo altere seu número de prótons (Z) sem modificar o número total de nucleons (A). Assim como o decaimento alfa, é um processo espontâneo e estatístico. No entanto, ele não resulta das forças nucleares ou eletromagnéticas, mas sim pela força nuclear fraca, uma das quatro interações fundamentais da natureza, junto com a gravitacional, eletromagnética e forte. Essa interação é responsável, por exemplo, pela transformação de um nêutron em um próton, acompanhada da emissão de um elétron e um antineutrino (Eisberg; Resnick, 1979).

Esse processo pode ocorrer de três maneiras: emissão de elétron, captura eletrônica e emissão de pósitron. Na emissão de elétron (β^-), também chamada beta negativa, um nêutron se converte em um próton, emitindo um elétron e um antineutrino, o que aumenta o número atômico em uma unidade. Na captura eletrônica, um elétron da eletrosfera é absorvido pelo núcleo, provocando a conversão de um próton em nêutron e diminuindo o número atômico. Já na emissão de pósitron (β^+), ou beta positivo, um próton se transforma em um nêutron, emitindo um pósitron e um neutrino, também reduzindo o número atômico. A ocorrência de cada tipo de decaimento depende de critérios energéticos: a emissão de elétron acontece quando a massa do núcleo pai é maior que a do núcleo filho somada à massa de um elétron; a captura eletrônica exige uma diferença de massa suficiente entre os núcleos para que a energia de decaimento seja positiva; e a emissão de pósitron, menos comum, requer que a massa do núcleo pai seja pelo menos duas vezes a massa de repouso de um elétron maior que a do núcleo filho (Eisberg; Resnick, 1979).

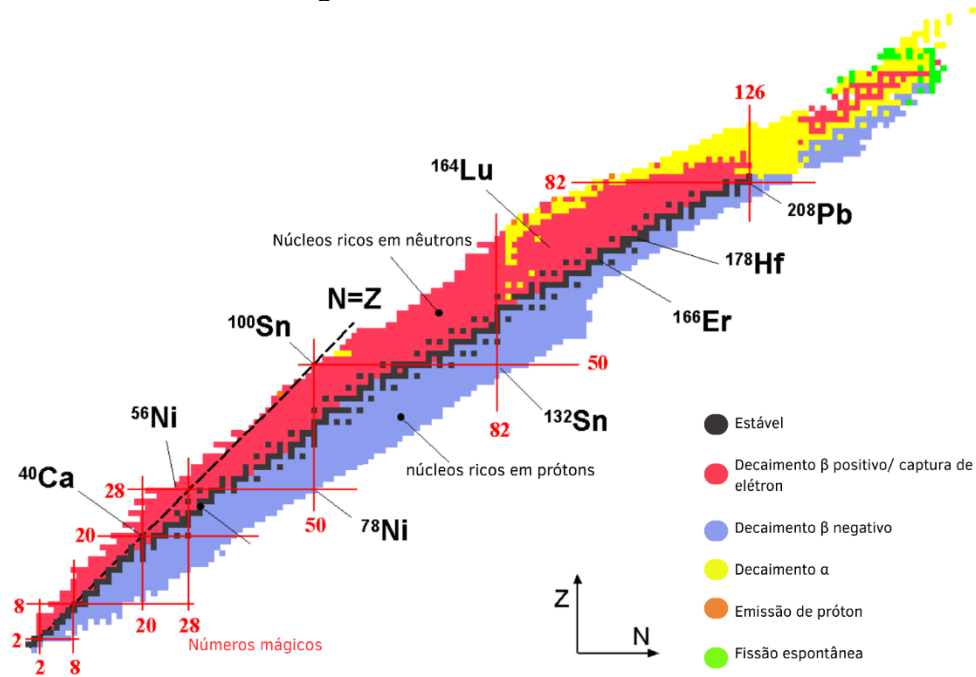
Já o decaimento gama ocorre quando um núcleo em estado excitado libera o excesso de energia na forma de um fóton de alta energia, sem alterar sua quantidade de prótons ou nêutrons.

Esse tipo de transição é comum após o decaimento beta, quando o núcleo resultante permanece excitado devido às limitações das regras de seleção. Estados excitados também podem surgir em outras situações, como em reações nucleares, e se estabilizam por meio da emissão de radiação gama. Assim como os átomos, os núcleos possuem níveis de energia quantizados, incluindo um estado fundamental (mais estável) e diversos estados excitados. Quando não há energia suficiente para outro decaimento, como alfa ou beta, o núcleo retorna ao seu estado fundamental por meio da emissão gama (Eisberg; Resnick, 1979).

A Tabela de Nuclídeos, ilustrada na Figura 3, apresenta o gráfico de Segrè, que reúne todos os núcleos atômicos conhecidos até o momento. Nesse gráfico, a linha diagonal indica a condição $N = Z$ (número de nêutrons igual ao de prótons). Os núcleos estáveis, são representados pelos pontos pretos, formam uma região estreita de estabilidade, ligeiramente deslocada em relação a essa linha. Isso acontece porque nos núcleos atômicos, especialmente nos elementos mais pesados, é necessário ter mais nêutrons do que prótons para garantir a estabilidade, pois conforme o núcleo aumenta de tamanho, a repulsão elétrica entre os prótons, que possuem carga positiva, também cresce. Os nêutrons ajudam a equilibrar essa repulsão por meio da força forte, e por isso, em núcleos grandes, é fundamental haver uma quantidade maior de nêutrons para que essa força consiga manter os prótons unidos e impedir que a repulsão elétrica desestabilize o núcleo, já que sem esse equilíbrio o núcleo se torna instável.

À esquerda, na região rosa, estão os núcleos com excesso de prótons, que decaem transformando prótons em nêutrons (captura eletrônica ou beta positivo). À direita, na região azul, estão os núcleos com excesso de nêutrons, que decaem transformando nêutrons em prótons (decaimento beta negativo). Na região amarela, núcleos com massa elevada emitem partículas alfa para reduzir sua massa. Na região verde, núcleos muito pesados com muitos prótons sofrem fissão nuclear devido à forte repulsão entre eles. O gráfico também mostra que para $Z > 83$ e $A > 209$, não há núcleos estáveis, pois, a força nuclear forte não consegue equilibrar a repulsão elétrica entre os prótons, que é o caso do ^{238}U .

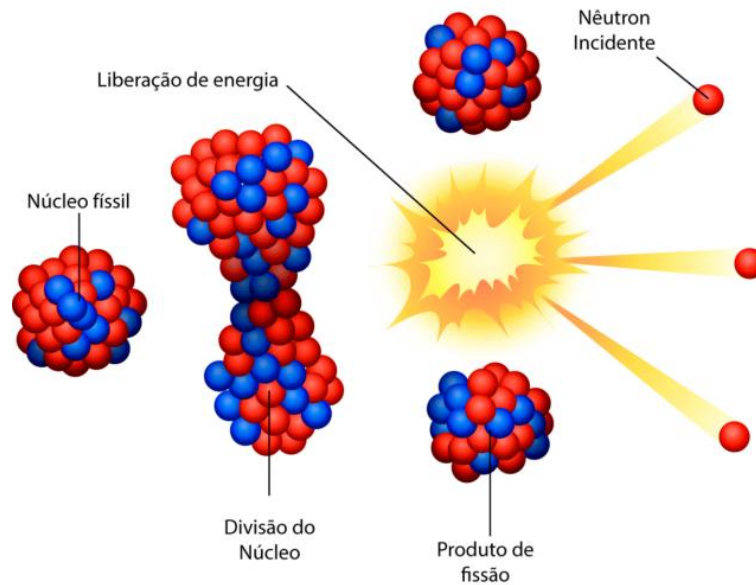
Figura 3 - Tabela de nuclídeos.



Fonte: Adaptado de Suaide (2012).

Além do decaimento radioativo, outro exemplo de reação nuclear é a fissão nuclear, processo em que um núcleo pesado e instável se divide em dois núcleos menores e mais estáveis, liberando grande quantidade de energia, como ilustrado na Figura 4.

Figura 4 - Esquema do processo de fissão nuclear.



Fonte: Aprova Total, 2023.

Essa reação pode ser induzida ou espontânea. Na fissão induzida, um núcleo, como o do ^{235}U , absorve um nêutron térmico e se divide, liberando grande quantidade de energia e novos nêutrons, que podem iniciar outras fissões, formando uma reação em cadeia. Já a fissão espontânea ocorre sem intervenção externa, como para o isótopo ^{238}U , mas é muito menos comum. Tanto o ^{235}U quanto o ^{238}U podem sofrer fissão ao serem atingidos por nêutrons, mas o primeiro é mais propenso a gerar reações em cadeia. Essa característica é fundamental para aplicações tecnológicas, como a geração de energia em usinas nucleares (Eisberg; Resnick, 1979).

Ao se dividir, o núcleo forma dois fragmentos de massas diferentes, geralmente um mais leve e outro mais pesado. Assim como em toda reação nuclear, a fissão respeita as leis de conservação da massa e da energia, e a energia liberada é consequência da reorganização dos núcleos, com base na diferença entre as energias de ligação dos núcleos originais e dos fragmentos formados. Os fragmentos produzidos pela fissão geralmente são instáveis, pois possuem mais nêutrons do que o necessário para se manterem estáveis em relação ao número de prótons. Isso ocorre porque, à medida que os núcleos ficam mais pesados, a proporção entre nêutrons e prótons necessária para a estabilidade aumenta. Como os fragmentos estão acima dessa proporção, eles liberam nêutrons logo após a fissão. Mesmo assim, ainda podem permanecer instáveis e passam por decaimentos beta negativos até atingirem a estabilidade nuclear (Tipler; Ilewellyn, 2017; Halliday; Resnick e Walker, 2016; Eisberg; Resnick, 1979).

3.1.1 Conexão dos Processos de Decaimento com o U-Pb e TTF

O urânio é um elemento químico naturalmente radioativo, com número atômico 92, o que significa que todos os seus isótopos possuem 92 prótons. Na natureza, ele ocorre principalmente em três formas isotópicas: urânio-238 (^{238}U), urânio-235 (^{235}U) e urânio-234 (^{234}U). O isótopo mais abundante é o ^{238}U , que representa cerca de 99,3% da massa do urânio natural, seguido pelo ^{235}U (0,72%) e pelo ^{234}U (0,006%) (Bleise; Danes e Burkart, 2003).

Embora quimicamente idênticos, esses isótopos diferem significativamente em suas propriedades nucleares. O ^{238}U possui uma meia-vida extremamente longa, de 4,47 bilhões de anos, o que resulta em uma baixa taxa de desintegração. Já o ^{235}U tem meia-vida de 704 milhões de anos e uma atividade específica consideravelmente maior. Ambos isótopos decaem por emissão alfa, mas seguem cadeias radioativas distintas até atingirem formas estáveis de chumbo: o ^{238}U decai até o chumbo-206 (^{206}Pb), enquanto o ^{235}U decai até o chumbo-207 (^{207}Pb) (Bleise, Danesi e Burkart, 2003).

Uma aplicação científica do urânio-235 e do urânio-238 é o método de datação U–Pb. Esse método se baseia na razão entre os isótopos-pai (^{238}U e ^{235}U) e seus respectivos produtos estáveis (^{206}Pb e ^{207}Pb), refletindo o tempo decorrido desde a formação do mineral. É amplamente utilizado em minerais como a apatita, e permite determinar idades geológicas com alta precisão. A datação é possível porque, uma vez formado o mineral, o sistema isotópico permanece fechado, ou seja, sem perdas ou acréscimos de urânio ou chumbo. Técnicas como LA-ICP-MS são empregadas para quantificar com exatidão as razões isotópicas envolvidas (Malusà; Fitzgerald, 2019).

Devido à longa meia-vida dos isótopos ^{235}U e ^{238}U , a observação direta de seu decaimento torna-se inviável. No caso do decaimento alfa, o processo exige que a partícula atravesse uma barreira de potencial formada pelo equilíbrio entre a força nuclear atrativa de curto alcance e a repulsão eletrostática entre os prótons do núcleo. Segundo a mecânica clássica, essa travessia seria impossível, pois a energia da partícula alfa é inferior à altura da barreira. No entanto, a mecânica quântica prevê o fenômeno do tunelamento quântico, no qual existe uma probabilidade finita de a partícula atravessar a barreira mesmo sem possuir energia suficiente. Para núcleos como ^{235}U e ^{238}U , essa probabilidade é extremamente baixa, o que resulta em decaimentos muito raros e, conseqüentemente, em meias-vidas muito longas (Eisberg; Resnick, 1979).

Diante dessa limitação, utilizam-se métodos indiretos para determinar a atividade específica desses isótopos, como a quantificação precisa do urânio na amostra e a análise da composição isotópica por espectrometria de massas. A relação entre as atividades de ^{235}U e ^{238}U , aliada às proporções isotópicas, permite estimar suas respectivas meias-vidas por meio de modelos matemáticos baseados na taxa de decaimento.

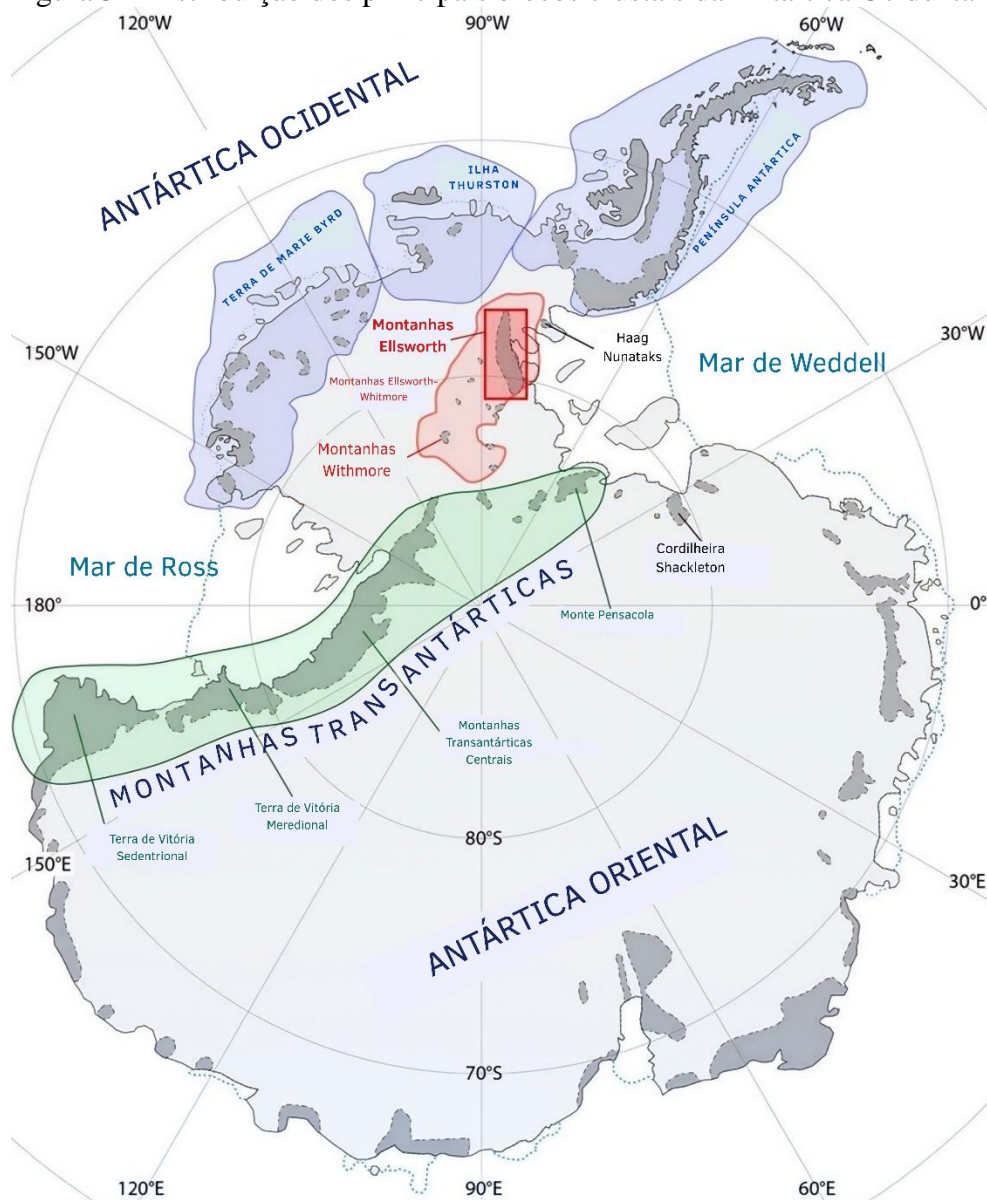
Em abordagens "semidiretas", a atividade de ^{238}U é calculada após subtrair as contribuições de ^{235}U e ^{234}U , embora a maior mobilidade do ^{234}U possa gerar incertezas na estimativa da atividade de ^{238}U (Chew, Sylvester e Tubrett, 2011).

Já a TTF baseia-se na fissão espontânea do ^{238}U presente no mineral. Esse processo gera fragmentos que danificam a rede cristalina, formando traços visíveis ao microscópio após tratamento químico (*etching*). Cada traço corresponde à fissão de um único átomo de urânio, e sua quantidade depende da concentração de urânio no mineral. A partir da contagem desses traços espontâneos, ou seja, da densidade de traços, e da concentração de ^{238}U , é possível estimar a idade da amostra (Malusà; Fitzgerald, 2019).

3.2 Área de estudo

A Figura 5 apresenta a distribuição geográfica dos principais blocos crustais da Antártica Ocidental, com destaque, em azul, para Península Antártica, em vermelho o bloco das Montanhas Ellsworth-Whitmore, as Montanhas Ellsworth (dentro do retângulo), as Montanhas Whitmore e as Montanhas Transantárticas, em verde. Esses blocos representam unidades tectônicas distintas, cuja configuração atual resulta de processos complexos de fragmentação e movimentação de placas, associados à separação do supercontinente Gondwana. A compreensão da configuração desses blocos é fundamental para reconstruir a evolução tectônica da Antártica.

Figura 5 - Distribuição dos principais blocos crustais da Antártica Ocidental.



Fonte: Adaptada de Bastías-Silva et al. (2024).

A Península Antártica, situada ao sul da América do Sul, é a região mais ao norte do continente antártico. Segundo Eagles (2004), a Península Antártica, associada aos Andes, é um excelente exemplo de colisão oceano-continente, resultando em subducção. Nesse tipo de convergência, a placa oceânica, mais densa, mergulha sob a placa continental, mais leve. Esse processo forma uma fossa oceânica próxima à costa e eleva a borda continental, originando cadeias de montanhas paralelas. A subducção também provoca fortes terremotos, incorpora materiais da placa oceânica às montanhas e, devido à água transportada ao interior da Terra, gera fusão no manto e a formação de vulcões ativos (Press et al., 2004). Estudos realizados por Barker e Austin (1988) e McCarron e Larter (1998) indicam que a região experimentou subducção contínua por mais de 200 milhões de anos, embora mudanças nas configurações continentais durante a fusão e separação dos continentes tenham alterado a orientação da própria península.

Em termos de evolução tectônica e geológica, Dziak et. al. (2010) afirmam que a mesma ocorreu em três etapas. A primeira foi o estágio de pré-subducção, marcado pela deposição da bacia marginal, posteriormente interrompida pela orogenia¹⁰ Gondwanides, um evento de formação de montanhas ao longo da margem sul do supercontinente Gondwana, entre o final do Permiano e o Triássico Superior. A segunda etapa, chamada subducção média, aconteceu do Jurássico ao Mioceno médio. Durante esse período, a subducção da crosta oceânica sob a margem continental deu origem a dois arcos magmáticos: um localizado no interior da Península Antártica e outro mais externo, nas Ilhas Shetland do Sul, um arquipélago situado a cerca de 120 km ao norte da península. Esses arcos, formados por cadeias de vulcões, surgiram devido ao derretimento do manto acima da placa subduzida. A terceira etapa, chamada de subducção tardia, ocorreu do final do Mioceno até o Quaternário e foi marcada pela abertura do *Bransfield Rift*, uma fossa tectônica formada entre a Península Antártica e as Ilhas Shetland do Sul devido ao estiramento¹¹ da crosta. Esse processo representou a transição de um regime

¹⁰ Orogenia é o processo de formação de montanhas, iniciado pela subducção de uma placa oceânica sob uma placa continental, gerando calor, deformações e a formação de rochas ígneas, sedimentares e metamórficas (Press et al., 2004).

¹¹ Estiramento, ou força extensional, é o processo geológico causado pela separação de placas tectônicas, que puxam a crosta em direções opostas. Isso provoca seu afinamento, fratura e alongamento, formando zonas chamadas riftes. Nos oceanos, esse processo ocorre em limites divergentes onde o manto sobe para preencher o espaço criado pela separação das placas, formando novo assoalho oceânico, além de gerar vulcanismo, terremotos e físsuras (Press et al., 2004).

de subducção para um ambiente extensional¹². Tudo isso, seguido por atividades vulcânicas terrestres e submarinas desde o Oligoceno.

Além disso, dados geocronológicos apresentados por Riley et al. (2017a) sugerem que, entre o final do Paleozoico e o período Mesozoico, a chamada Península Protoantártica, uma fase inicial da atual Península Antártica, estava localizada junto a outras grandes massas continentais. Ela era margeada pela região da Patagônia (sul da América do Sul), pela Antártica Oriental e por outros blocos de crosta que hoje compõem a Antártica Ocidental. No entanto, a extensa cobertura de gelo e o afastamento geográfico levaram a uma escassez de dados quantitativos dos blocos da Antártica Ocidental que poderiam restringir suas histórias dentro de Gondwana, sua subsequente desmontagem e reagrupamento para formar a Antártica Ocidental. Mais ao sul, dados recentes de Twinn et al. (2022) mostram que o pico do magmatismo ocorreu entre 120 e 90 Ma.

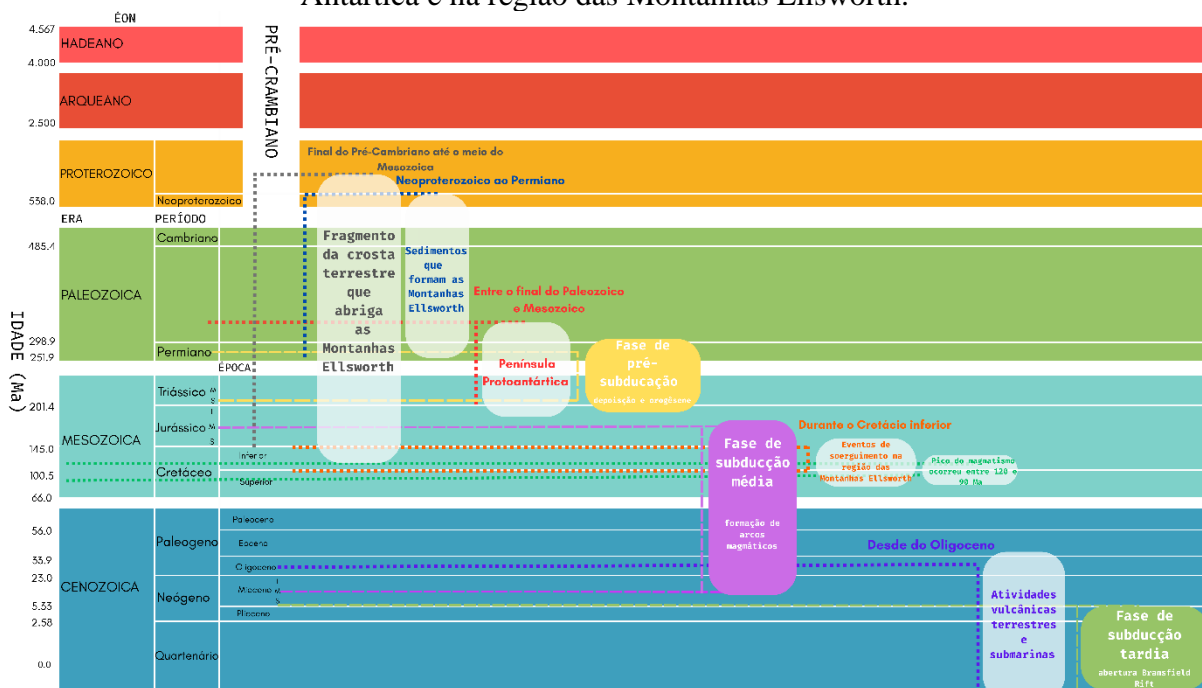
Especificamente, o projeto está focado na região das Montanhas Ellsworth. Essas montanhas se estendem por cerca de 350 km entre as Montanhas Transantárticas e a própria Península Antártica, com uma largura aproximada de 50 km. Localizadas na Antártica Ocidental, as Montanhas Ellsworth integram um dos blocos crustais mais isolados e enigmáticos da região, formado pela amalgamação de diversos fragmentos ao longo da margem do Pacífico de Gondwana, entre o final do Pré-Cambriano e o Fanerozoico médio, ou seja, até o meio da era Mesozoica.

As Montanhas Ellsworth apresentam uma sequência sedimentar paleozoica, excepcionalmente bem preservada, apesar da intensa cobertura glacial que domina essas latitudes. Segundo Bastías-Silva et al. (2024), a região fornece um extenso registro sedimentar que se estende do Neoproterozoico ao Permiano (ver também Castillo et al., 2017). Essa sucessão é fundamental para reconstruções paleogeográficas, permitindo mapear antigos posicionamentos e movimentos continentais ao longo de milhões de anos. Embora esses aspectos paleogeográficos tenham sido amplamente estudados (Curtis et al., 1999; Curtis, 2001; Castillo et al., 2017; Craddock et al., 2017), a evolução tectonotérmica da região, isto é, a interação entre movimentos de placas e calor interno da Terra que dá origem a montanhas, vulcões e outras estruturas, permanece pouco conhecida. Apenas Fitzgerald e Stump (1991) identificaram um evento de soerguimento durante o Cretáceo Inferior, por meio de análises de termocronologia em apatita.

¹² Ambiente extensional é a região da crosta terrestre onde predominam forças que puxam e afastam blocos de rocha, provocando seu estiramento, fratura e afinamento. Essas áreas geralmente estão associadas à separação de placas tectônicas ou à abertura de riftes, tanto em ambientes oceânicos quanto continentais (Press et al., 2004).

A Figura 6 apresenta uma escala de tempo geológica com destaque para os principais eventos geológicos e tectônicos ocorridos na região de estudo ao longo da sua evolução. Essa representação gráfica permite visualizar, de forma cronológica, os diferentes estágios pelos quais a região passou desde o Proterozoico até o Quaternário.

Figura 6 - Escala geológica do tempo com os principais acontecimentos na área da Península Antártica e na região das Montanhas Ellsworth.

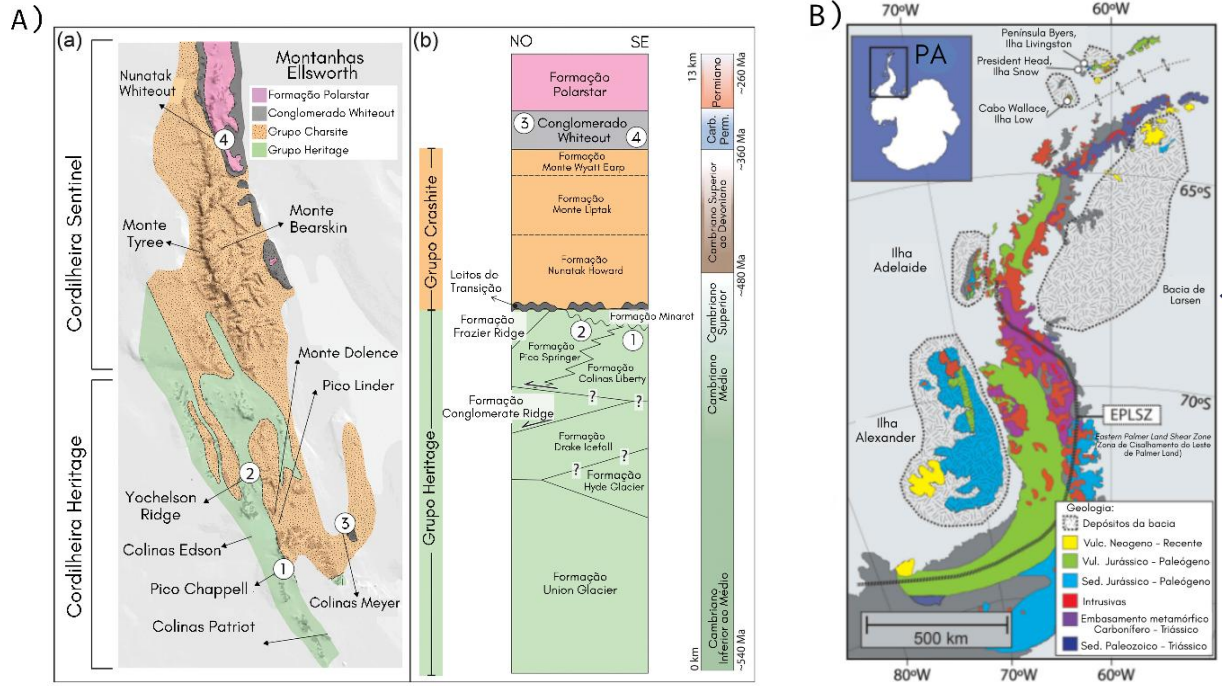


Fonte: Adaptado de International Commission on Stratigraphy, 2023.

Em contraste, grande parte dos estudos tectônicos e térmicos da Antártica Ocidental tem se concentrado na Península Antártica (por exemplo, Guenther et al., 2010; Twinn et al., 2022; Bastías-Silva et al., 2022). Diante disso, torna-se essencial aprofundar a investigação da evolução da paisagem regional das Montanhas Ellsworth, uma vez que isso contribuirá significativamente para o entendimento dos processos tectônicos que moldam a península como um todo.

Para esta pesquisa, foram analisadas quatro amostras contendo apatita. A Figura 7A) mostra um mapa detalhado das Montanhas Ellsworth, indicando a localização exata das amostras numeradas de 1 a 4, que correspondem respectivamente às amostras EHD1705A, 13EG05, 13EG10 e 13EG15, além das suas posições estratigráficas na coluna da sucessão das Montanhas Ellsworth, conforme Curtis (2001). Por fim, a Figura 7B) exhibe o mapa geológico e a configuração atual da Península Antártica, mostrando a distribuição das principais unidades geológicas da região.

Figura 7 - Mapas e relação estratigráfica da região estudada.



Fonte: Adaptado de Bastías-Silva et al., 2024; Bastías-Silva et al., 2019; Burton-Johnson e Riley, 2015.

4 MATERIAIS E MÉTODOS

4.1 Apatita como traçador (indicador) de proveniência

A apatita é um mineral acessório presente em rochas metamórficas de diversos graus e composições, assim como em rochas ígneas tanto intrusivas quanto extrusivas (ver página 12), sendo especialmente comum em rochas de composição básica, ricas em ferro e magnésio e pobres em sílica e típicas de ambientes vulcânicos e oceânicos (Press et al., 2004).

Devido à sua presença quase universal em diversos tipos de rochas, a apatita é amplamente utilizada em métodos geoquímicos e termocronológicos, sendo um mineral bem estabelecido na comunidade científica. Em particular, ela desempenha um papel crucial em estudos de termocronologia de baixa temperatura, como TTF, que fornece informações detalhadas sobre a história térmica das rochas na faixa de temperaturas entre 60°C e 110°C. Essa característica torna a TTF uma ferramenta essencial em estudos de proveniência sedimentar, pois permite reconstruir a história termotectônica de áreas específicas, como cinturões orogênicos¹³ e bacias sedimentares (ver página 13). Dessa forma, a apatita se torna fundamental para entender a evolução geológica dessas regiões e os processos que moldaram essas formações ao longo do tempo.

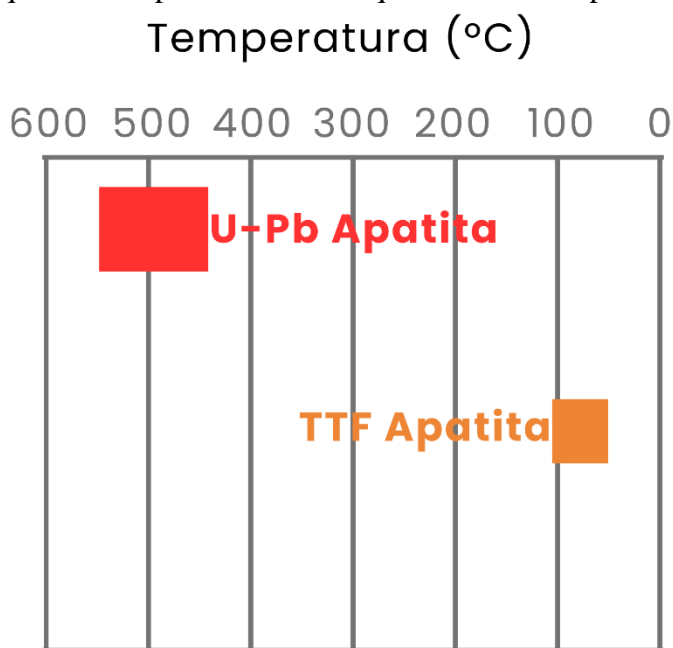
Além disso, a apatita tem grande aplicabilidade em estudos geoquímicos, especialmente por meio da datação U-Pb, uma das metodologias mais precisas para determinar as idades de cristalização ou metamorfismo de rochas. A análise das razões isotópicas $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$ e $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ permite determinar idades com grande precisão. Mesmo com seu baixo teor de urânio, a apatita é eficaz fornecendo idades U-Pb confiáveis (Foster; Vance, 2006; Chew; Donelick, 2012).

Outro aspecto importante da apatita é sua capacidade de incorporar uma vasta gama de elementos da tabela periódica, o que a torna sensível às condições magmáticas e útil para investigar a origem das rochas fonte (Jennings et al., 2011). Como a temperatura de fechamento do sistema U-Pb na apatita é intermediária, variando entre 450 °C e 550 °C, esse mineral também tem sido utilizado em estudos termocronológicos, especialmente na investigação de eventos metamórficos regionais de grau médio, cujas temperaturas de fechamento são inferiores às observadas no zircão (Chew; Spikings, 2015; Chew et al., 2014).

¹³ Cinturão orogênico é uma região formada pela colisão de dois continentes, resultando em intensa deformação da crosta terrestre e no espessamento da crosta na área de colisão. Esse processo, conhecido como orogênese, cria montanhas de grandes altitudes. A colisão não causa subducção da crosta continental, mas provoca aquecimento e metamorfismo nas camadas profundas, formando rochas como xistos e gnaisses. Com o tempo, a erosão expõe essas rochas, fornecendo registros geológicos dos processos de formação montanhosa. O estudo de cinturões orogênicos ajuda a entender a história geológica de uma região, incluindo os processos tectônicos e metamórficos envolvidos (Press et al., 2004).

Assim, a apatita se destaca por sua versatilidade analítica, pois permite a obtenção de informações térmicas em diferentes faixas de temperatura. Conforme ilustrado na Figura 8, a temperatura de fechamento varia para cada método: o TTF registra idades de resfriamento relacionadas a eventos de baixa temperatura, enquanto a datação U-Pb permite determinar idades de cristalização e/ou metamorfismo sob condições de temperatura intermediária.

Figura 8 - A temperatura de fechamento dos métodos U-Pb e TTF está organizada de acordo com a sequência temporal das idades que cada um é capaz de registrar.



Fonte: Elaborada pela autora.

Mesmo sendo um mineral frágil ao intemperismo¹⁴ intenso, a apatita é resistente a processos de diagênese¹⁵ e metamorfismo (O'Sullivan et al, 2019). Neste contexto, o intemperismo físico é frequentemente identificado erroneamente como responsável pela destruição de minerais pesados durante o transporte fluvial. No entanto, segundo Garzanti (2017), mesmo com a ocorrência de abrasão¹⁶, o transporte não exerce um impacto relevante na redução da diversidade desses minerais. Assim, a presença de apatita nos sedimentos está

¹⁴ O intemperismo é o processo natural de desgaste e transformação das rochas na superfície terrestre, causado por agentes como água, vento e variações de temperatura. Ele pode ser físico, quando fragmenta a rocha sem alterar sua composição química; químico, quando os minerais da rocha são alterados ou dissolvidos por reações com substâncias como água e oxigênio; e esférico, um tipo de intemperismo químico em que partes arredondadas da rocha se soltam, dando origem a blocos com formato esférico (Press et al., 2004).

¹⁵ Diagênese é o conjunto de mudanças físicas e químicas, como variações de pressão, temperatura e reações químicas, que ocorrem após o soterramento dos sedimentos, resultando na sua compactação, cimentação e transformação em rochas sedimentares (Press et al., 2004).

¹⁶ Abrasão é um processo de erosão no qual partículas de sedimento, em movimento pelo fundo e pelas margens de um canal fluvial, desgastam o substrato rochoso ao colidirem contra ele. Esse desgaste também pode ser causado diretamente pela força da correnteza, que arranca fragmentos de rocha do leito do rio. Trata-se de um processo mecânico importante na formação e modelagem dos vales fluviais (Press et al., 2004).

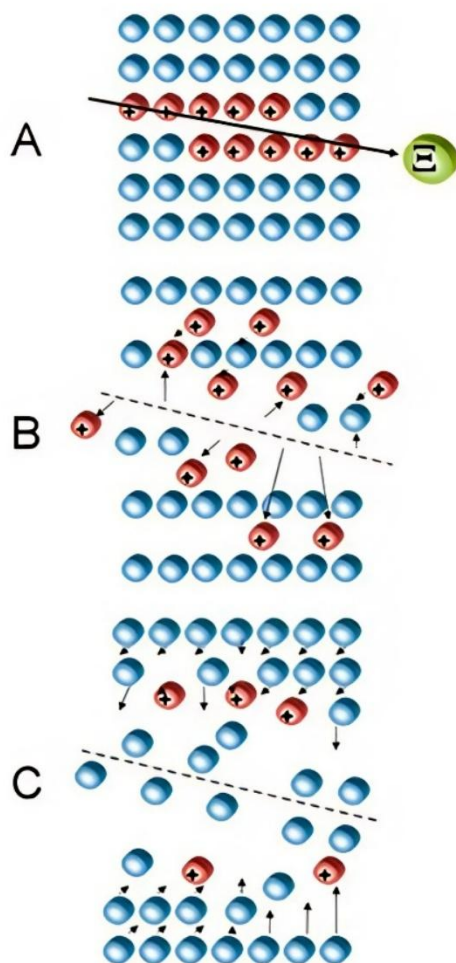
mais relacionada a fatores como temperatura, precipitação, pH do solo e o tempo de permanência nesse ambiente (O’Sullivan et al., 2019).

4.2 Termocronologia por Traços de Fissão (TTF) em apatita

A TTF investiga as “cicatrices” deixadas por fragmentos energéticos da fissão do urânio, que atravessam o cristal hospedeiro criando traços de dano tipicamente com 5–10 nm de diâmetro e 12–20 µm de comprimento (Fleischer; Price; Walker, 1965; Jonckheere, 2003). Cada traço representa um evento térmico singular, pois a fissão de um único núcleo libera partículas capazes de perturbar a rede cristalina, deixando um traço latente. Graças a isso, é possível obter as idades térmicas de minerais cristalinos e amorfos como a apatita, que contém urânio em concentrações de partes por milhão (ppm) (Green et al., 1986; Carlson et al., 1999; Osório et al., 2002; Ravenhurst et al., 2003; Curvo et al., 2013; Dias et al., 2017, 2020, 2021).

Existem diferentes modelos que explicam o processo de descolamento iônico, como o *thermal spike* e o *compound spike*. No entanto, neste trabalho adotamos o modelo *ion explosive spike*, por ser o mais comum na literatura. A Figura 9 apresenta esse modelo, proposto por Fleischer, Price e Walker (1965) que descreve o processo de formação do traço latente. Primeiro, em (A) a energia liberada pela fissão nuclear provoca a ionização dos átomos da rede cristalina. Em seguida, em (B), esses átomos ionizados se repelem por forças Coulombianas e se afastam. Em (C), após esse afastamento, a rede cristalina passa por um processo de relaxação, que leva à formação do traço latente (Dias, 2012).

Figura 9 - Esquema dos deslocamentos iônicos causados pela ionização intensa ao longo da trajetória de uma partícula energética.



Fonte: Adaptado de Wagner e Van der Haute, 1992.

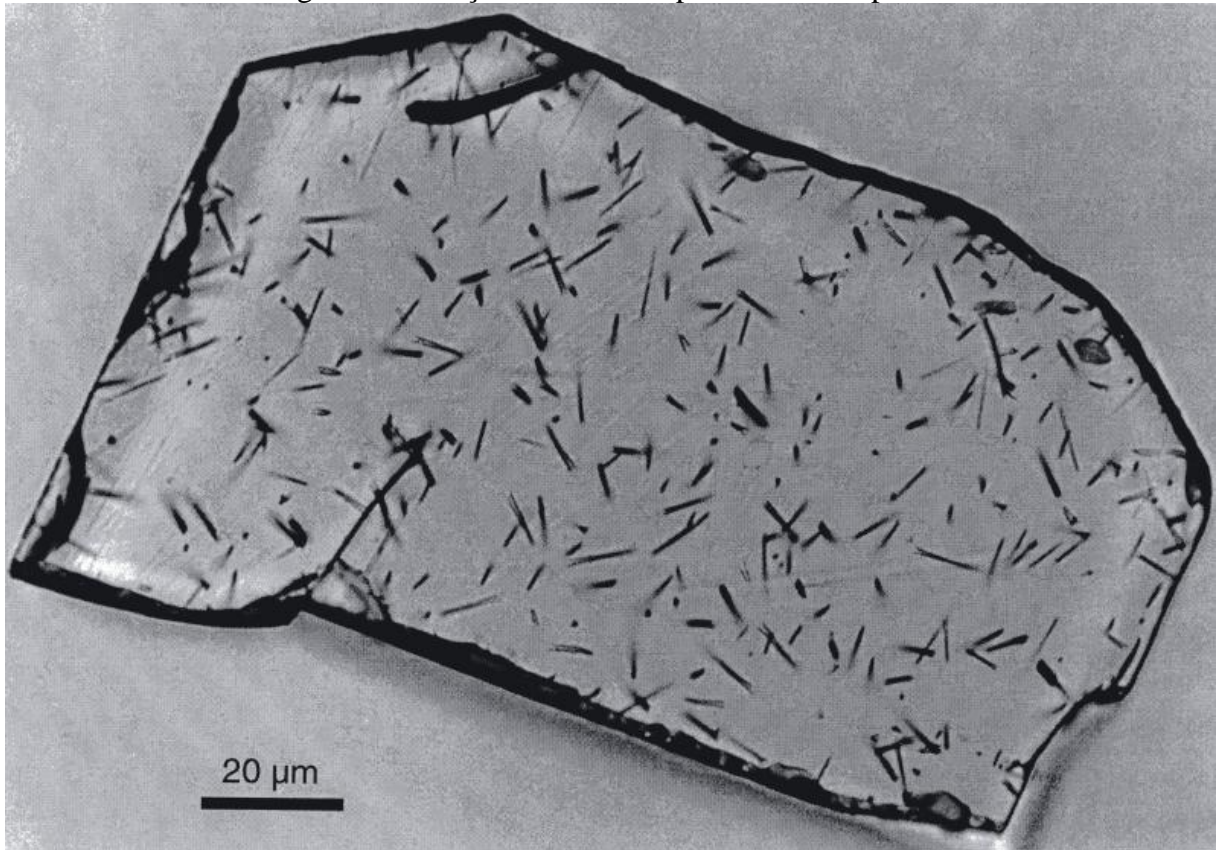
De acordo com Wagner e Van der Haute (1992), os átomos fissionados se distribuem de maneira homogênea no volume, todos os traços apresentam o mesmo comprimento e têm como ponto de origem o centro do traço, além disso, os traços são distribuídos de forma isotrópica, sem orientação preferencial, com igual probabilidade de formação em todas as direções (Dias, 2012).

Após o polimento e o ataque químico (*etching*), os defeitos que antes eram visíveis apenas em nanoescala passam a se destacar, pois o reagente tende a corroer primeiro essas áreas, tornando os traços visíveis em microescala. Esses traços são então analisados via microscopia óptica, o que permite sua contagem e medição (Malusá; Fitzgerald, 2019).

Com base nisso, a densidade de traços de fissão espontânea do ^{238}U foi quantificada por meio da contagem em "campos" padronizados, selecionados aleatoriamente na região central de cada grão (Wagner; Van der Haute, 1992). A Figura 10 apresenta uma imagem obtida por

microscopia óptica, que mostra traços espontâneos revelados por ataque químico na superfície interna polida de um cristal de apatita.

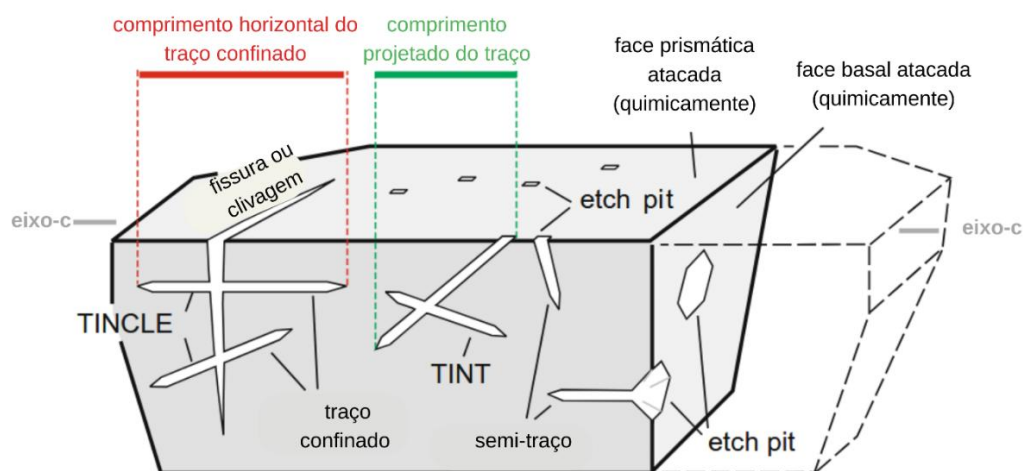
Figura 10 - Traços de Fissão Espontâneo em Apatita.



Fonte: Galelli et al., 2023.

Além da densidade, o comprimento dos traços também foi medido, considerando apenas os traços confinados, que são aqueles totalmente contidos no mineral e paralelos à superfície de observação, conforme ilustrado na Figura 11, que apresenta um diagrama esquemático comparando traços semi-confinados e confinados em um cristal de apatita. Os traços semi-confinados (ou traços de superfície) apresentam comprimentos projetados que não correspondem ao seu comprimento real, podendo sofrer distorções complexas. Em contraste, a medição dos traços confinados horizontais (paralelos ou quase paralelos à superfície observada) fornece uma estimativa mais precisa de seu comprimento, mesmo considerando possíveis vieses, que podem ser descritos e corrigidos.

Figura 11 - Diagrama esquemático comparativo de traços semi-confinados e confinados em cristal de apatita.



Fonte: Adaptado de (Malusá; Fitzgerald, 2019).

O chamado *TINCLE* refere-se a um traço confinado que intercepta uma fratura ou clivagem, enquanto *TINT* corresponde a um traço confinado que atravessa um traço de superfície. Já o *etch pit* consiste em uma cavidade microscópica que se forma na superfície do mineral após um processo de ataque químico controlado, no qual um reagente dissolve seletivamente certas regiões da estrutura mineral. Esse procedimento torna visíveis características internas do cristal como os traços de fissão. Essas cavidades revelam a morfologia e a geometria dos traços, permitindo sua observação detalhada em microscópios ópticos ou eletrônicos. Além disso, a forma, o tamanho e a disposição dos *etch pits* fornecem informações importantes para identificar a direção e a orientação espacial dos traços no cristal, o que contribui para uma análise mais precisa da estrutura interna e dos processos geológicos que afetaram o mineral (Malusá; Fitzgerald, 2019).

O eixo-c, também conhecido como eixo cristalográfico, representa uma linha imaginária fundamental dentro da estrutura do cristal que serve para orientar a disposição dos átomos no arranjo tridimensional. Em minerais com estrutura hexagonal, como a apatita, esse eixo corresponde à direção principal que define a simetria do cristal e normalmente está alinhado com o crescimento preferencial do mineral (Malusá; Fitzgerald, 2019).

Para reconstruir a história térmica é necessário avaliar o encurtamento (ou até o desaparecimento) desses traços confinados. Esse processo, conhecido como *annealing*, é influenciado diretamente por fatores como temperatura, tempo, pressão, presença de soluções intergranulares e radiações ionizantes. Trata-se de um processo térmico em que a estrutura do sólido se reorganiza, permitindo que os átomos deslocados pelos traços de fissão retornem às

suas posições originais. De modo geral, quanto mais alta a temperatura e mais prolongado o aquecimento, mais rápido e intenso é o *annealing*. Assim, o comprimento e a densidade de traços refletem o grau de *annealing* sofrido (Dias, 2012; Fleischer; Price e Walker, 1965; Malusá; Fitzgerald, 2019).

No caso da apatita para a TTF, como já visto, a temperatura de fechamento situa-se entre 60 °C e 110 °C, nesse intervalo os traços ainda podem sofrer encurtamento ou desaparecimento gradual. Acima desse limite, em torno de 120 °C, o *annealing* já é completo. Por esse motivo, a idade obtida por meio da TTF não reflete a idade de cristalização do mineral, mas sim um período de resfriamento posterior. Assim, a redução do comprimento dos traços por *annealing* permite reconstruir a história térmica de regiões geológicas. Já que a temperatura afeta a preservação dos traços, a idade termocronológica reflete então a evolução térmica da amostra. Por isso, interpretar corretamente essas idades exige conhecimento da cinética de *annealing* no mineral analisado (Tagami; O’Sullivan, 2005; Dodson, 1973; Reiners et al., 2005; Dias, 2012).

O *annealing* é um processo complexo e depende de diversos fatores que influenciam a estrutura do mineral. Por exemplo, além dos fragmentos de fissão, o decaimento alfa também contribui com danos à estrutura cristalina, por meio de recuos nucleares frequentes, embora menos energéticos. Além disso, a geometria alongada dos traços dificulta tanto sua visualização completa em microscopia eletrônica quanto a modelagem precisa do *annealing* em escala atômica. Outro fator que adiciona incerteza é o método de revelação química, que só torna visíveis os danos que ultrapassam um determinado limiar. Em estágios avançados de *annealing*, os danos podem ser tão sutis que não reagem ao ácido, fazendo com que os traços pareçam mais curtos do que realmente são, comprometendo a interpretação da reconstrução da história térmica da amostra (Green et al., 1986; Jonckheere et al., 2017, *apud* Malusá; Fitzgerald, 2019).

Para obter histórias térmicas mais precisas, utilizam-se modelos cinéticos de *annealing* que relacionam tempo e temperatura específicos para cada mineral. Esses modelos permitem corrigir a idade aparente e estimar quando os traços passaram a ser preservados, auxiliando na reconstrução da trajetória térmica de amostras geologicamente complexas (Yamada et al., 1995; Rahn et al., 2004; Ketcham, 2005; Tagami; O’Sullivan, 2005; Malusá; Fitzgerald, 2019).

Nesse contexto, o parâmetro *Diameter parallel to c-axis* ou diâmetro paralelo ao eixo-c (Dpar), é um indicador cinético amplamente utilizado em estudos de termocronologia por traços de fissão em apatita, pois reflete a composição química do mineral. A importância do Dpar reside no fato de que ele está relacionado à taxa de ataque químico do mineral, que depende da proporção entre flúor, cloro e hidroxila na sua estrutura. Essa composição influencia diretamente a forma como os traços de fissão são reveladas e medidas, impactando a precisão e reprodutibilidade dos resultados obtidos entre diferentes laboratórios (Malusà; Fitzgerald, 2019).

Além disso, o Dpar desempenha um papel crucial na modelagem térmica das amostras, pois contribui para a reconstrução mais precisa da história térmica das rochas analisadas. Em termos cinéticos, valores baixos de Dpar indicam apatitas mais resistentes ao *annealing*, ou seja, com maior capacidade de preservar os traços ao longo do tempo geológico. Já valores mais altos estão associados a grãos mais suscetíveis à perda dos traços por efeitos térmicos (Malusà; Fitzgerald, 2019).

Portanto, os resultados das medições da densidade de traços estão relacionados à concentração de urânio e ao tempo desde o resfriamento do mineral, servindo como indicador da idade de resfriamento. Já os dados do comprimento dos traços refletem o histórico térmico após sua formação.

4.3 Aplicação geoquímica via LA-ICP-MS

Neste estudo, a datação da apatita foi realizada por meio da técnica de Espectrometria de Massas com Plasma Indutivamente Acoplado acoplada à Ablação a Laser (LA-ICP-MS, do inglês *Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*). Além de ter seus elementos analisados com o objetivo de atuar como traçador de proveniência. Como já visto, na TTF, a medição do comprimento dos traços confinados fornece informações sobre o histórico térmico da amostra. Já para calcular a idade, é necessário conhecer a densidade desses traços e a concentração de ^{238}U no mineral. Tradicionalmente, essa concentração era estimada por meio da irradiação das amostras com nêutrons térmicos em reatores nucleares, o que induz fissões no ^{235}U . Como a razão $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ é constante, os traços induzidos permitem inferir a quantidade de ^{238}U .

Entretanto, essa abordagem envolve desvantagens significativas, como a longa espera de 3 a 4 meses para o decaimento da radioatividade e a exigência de licenças especiais para

transporte e manuseio das amostras irradiadas. Além disso, há uma crescente pressão social pelo fim do uso de reatores nucleares.

Assim, a utilização da técnica de LA-ICP-MS para quantificar diretamente a concentração isotópica de ^{238}U representa um avanço relevante, pois dispensa a irradiação, simplifica o processo e amplia sua viabilidade. Por isso, tem se consolidado como uma alternativa promissora, como demonstram estudos recentes (Hasebe et al., 2004; Donelick et al., 2005; Chew; Donelick, 2012; Soares et al., 2014). De acordo com Chew e Donelick (2012), o protocolo analítico utilizado para análise por LA-ICP-MS foi desenvolvido de forma deliberadamente ampla e flexível, o que significa que ele pode ser adaptado a diferentes equipamentos e configurações de laboratório, sem ficar restrito a um único tipo de sistema instrumental.

4.3.1 Datação por U-Pb em apatita

A datação U-Pb é um dos métodos radiométricos mais precisos para descobrir a idade de minerais, aplicável a rochas ígneas, metamórficas e sedimentares. Baseia-se no decaimento do urânio para o chumbo, com a análise das razões isotópicas $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$ e $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$, que são representadas graficamente na curva de concórdia. Quando aplicada por meio da técnica LA-ICP-MS, essas razões isotópicas permitem calcular as idades de cristalização e/ou de metamorfismo dos minerais estudados. A determinação da idade isotópica, realizada por meio da análise dos isótopos presentes nos minerais, juntamente com o estudo de oligoelementos (elementos químicos encontrados em pequenas quantidades em minerais ou rochas), fornece informações cruciais sobre a proveniência dos sedimentos, ou seja, sobre a rocha de origem. Esses dados também ajudam a reconstruir com maior precisão o processo de exumação da área fonte e as rotas de transporte dos sedimentos ao longo do tempo geológico.

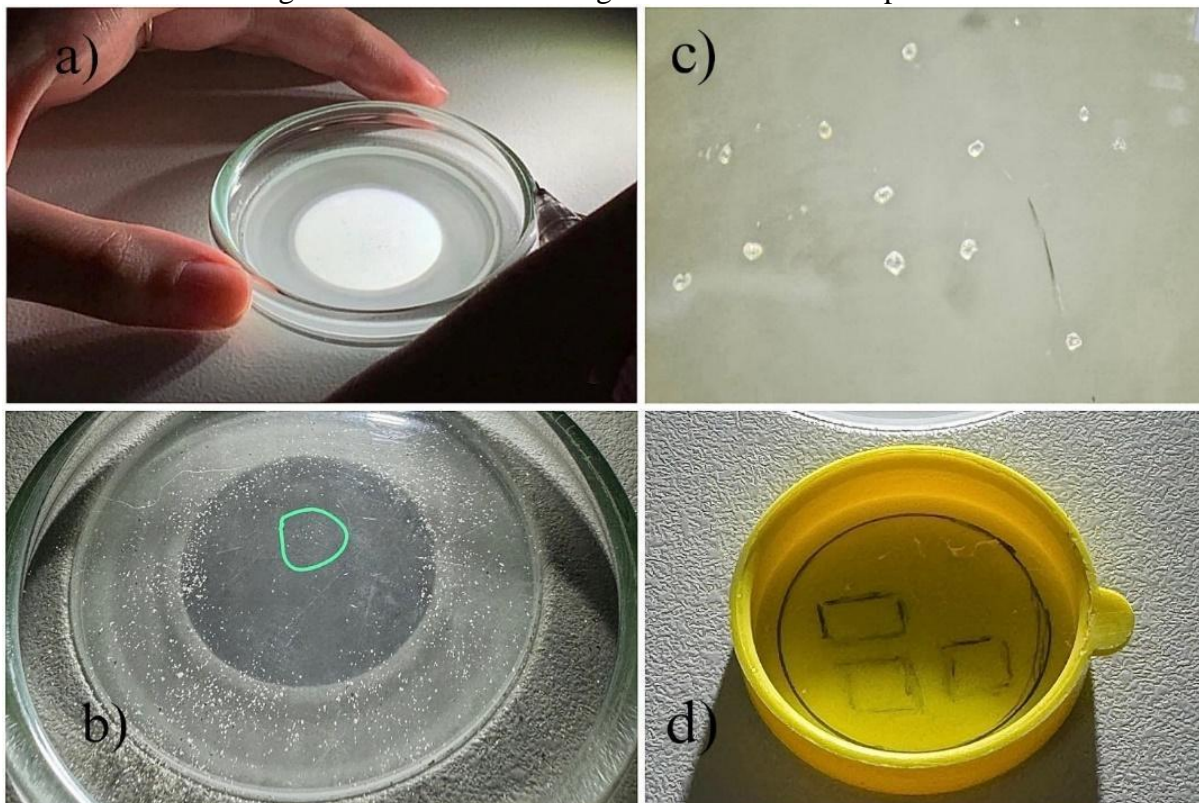
Nesse contexto, os minerais detríticos funcionam como indicadores, e a datação de minerais individuais auxilia na determinação da idade dos sedimentos e na identificação de sua origem, contribuindo para a compreensão da história geológica da região. Em resumo, ao combinar a composição dos sedimentos com a datação dos minerais, podemos reconstruir como esses sedimentos foram formados e transportados ao longo do tempo (O'Sullivan et al., 2018).

4.4 Montagem, polimento e ataque químico da apatita

Os grãos de apatita foram isolados manualmente dos outros sedimentos utilizando uma ponta fina e uma lupa binocular Leica EZ4 (aumento nominal de 35×). Em seguida, cerca de

50 grãos foram organizados em uma matriz sobre uma pequena tampa plástica, conforme ilustrado na Figura 12, e posteriormente envolvidos com resina epóxi. Ao final, foram montadas sete amostras de apatita em duas montagens, porém apenas quatro amostras continham grãos adequados para análise. Como parte da metodologia, também foi preparada uma alíquota da amostra Durango utilizada tanto como padrão de urânio quanto como padrão de idade na TTF.

Figura 12 - Coleta e montagem das amostras de apatita.



a) grãos de apatita sendo coletados com uma ponta fina; b) grãos visto a olho nu; c) grãos de apatita visto a uma aproximação de 35× na lupa; d) uma montagem com três amostras.
Fonte: Elaborada pela autora.

Já na resina epóxi, as amostras foram inicialmente lixadas manualmente com lixa 1200 por 4 minutos, conforme demonstra a Figura 13b). Em seguida, utilizou-se a lixa 2400 por mais 1 minuto. Para concluir o processo de lixamento, empregou-se a politriz *AROPOL-W*, Figura 13c, equipada com lixa 4000, operando a 60 rpm durante 4 minutos. Vale ressaltar que todo esse processo é feito com muita cautela, sempre checando as amostras na lupa para garantir que nenhuma amostra foi danificada no processo. Posteriormente as amostras foram polidas na politriz em granulometrias de 1 μm durante 4 minutos a 60 rpm, e por último, 1/4 μm com pasta de diamante por 7 minutos a 60 rpm.

Figura 13 - Lixamento das amostras de apatita e apatita durango.



a) uma montagem de apatita sendo lixada manualmente; b) apatita Durango após o lixamento; c) Politriz AROPOL-W na qual foi feito o polimento das amostras.

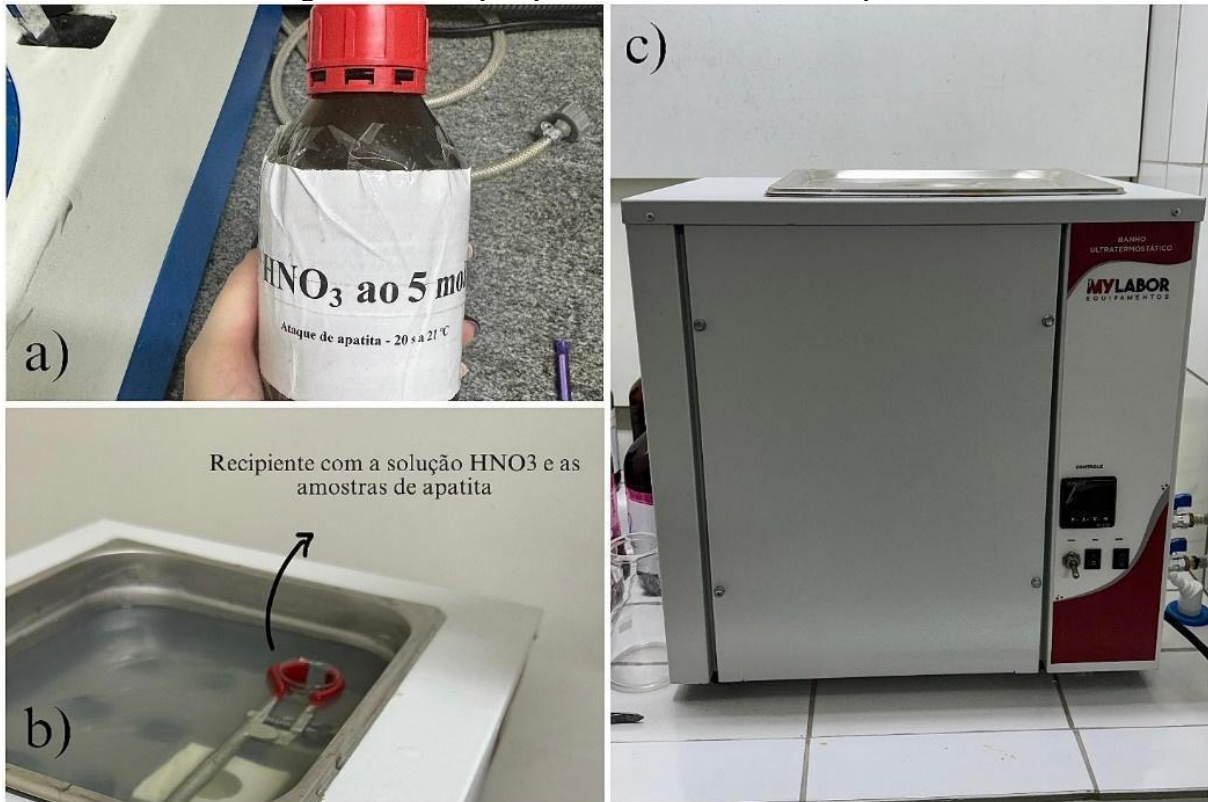
Fonte: Elaborada pela autora.

Após o polimento, as amostras foram submetidas ao ataque químico. O procedimento padrão para apatita utiliza ácido nítrico (HNO_3) a 5 mol/L por 20 segundos a 21 °C, conforme descrito por Aslanian et al. (2021). A Figura 14 ilustra o aparato experimental, no qual as amostras, em contato com a solução de HNO_3 , foram imersas em um banho termostático com água aquecida a 21 °C.

Embora esse seja o protocolo mais amplamente utilizado, outras concentrações e condições de ataque também foram relatadas na literatura. Por exemplo, Fleischer e Price (1964, apud Malusà) mencionam o uso de HNO_3 concentrado por 10 a 30 segundos, enquanto Naeser (1976, apud Malusà) descreve o uso de uma solução de 1,6 M (7% em volume) a 25 °C por 20 a 40 segundos. No entanto, as condições mencionadas anteriormente continuam sendo as mais frequentemente aplicadas (ver também Seward et al., 2000, e Sobel e Seward, 2010, apud Malusà).

Concluído o ataque, as amostras foram cuidadosamente lavadas em água corrente, secas com papel absorvente limpo e deixadas ao ar por algumas horas, a fim de garantir a completa evaporação do reagente antes da análise ao microscópio

Figura 14 - Ataque químico das amostras de apatita.

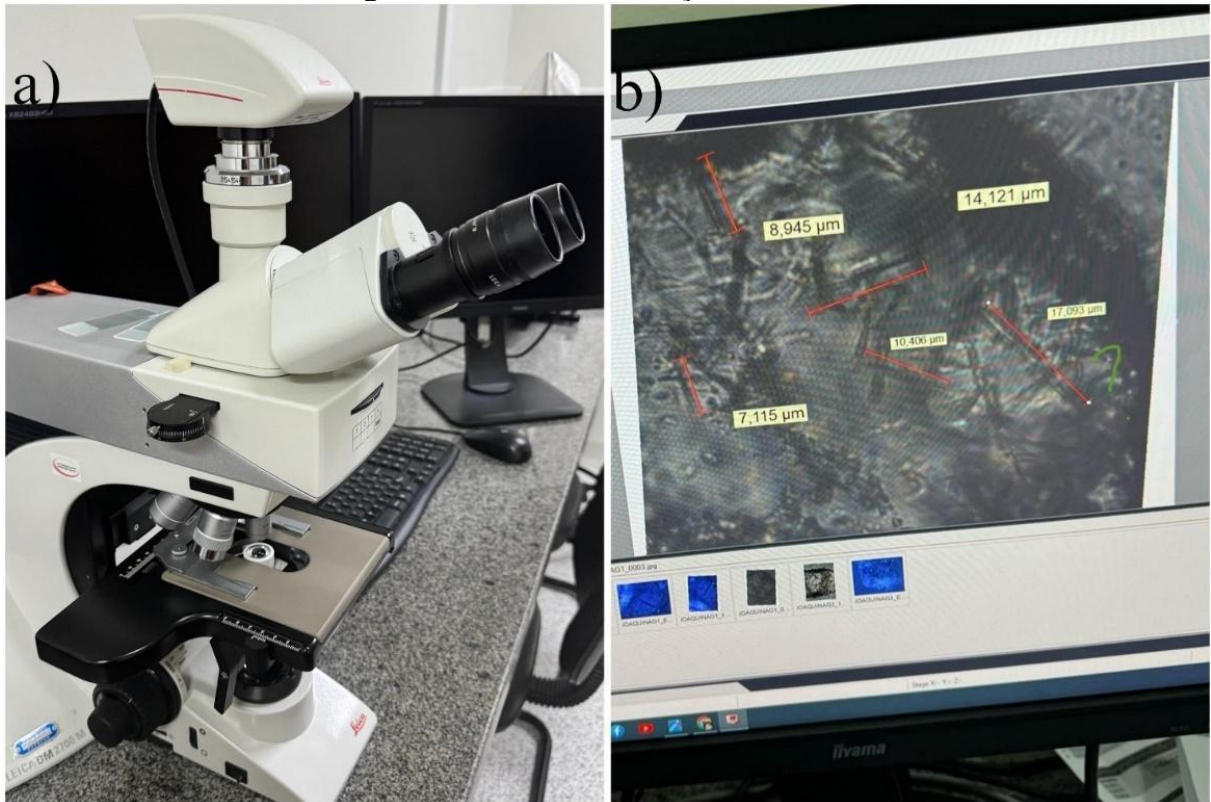


a) a solução de ácido nítrico qual foi usada para o ataque químico das apatitas; b) o aparato inserido no banho termostato à 21 °C; c) o equipamento de banho termostático da MyLabor utilizado durante o ataque químico.
Fonte: Elaborada pela autora.

4.5 Medição da densidade e do comprimento de traços confinados

Após as etapas de preparação, polimento e ataque químico, a densidade de traços, e o comprimento dos traços foi determinada por microscopia óptica (Microscópio Leica DM 2700 M) com aumento nominal de 1000×. A Figura 15 mostra o processo de aquisição das imagens dos traços dos grãos, assim como as medidas realizadas no próprio software de aquisição de imagens da Leica.

Figura 15 - Análise dos traços confinados.



a) microscópio Leica DM 2700 M utilizado nas análises das apatitas; b) medições de traços confiados no software da Leica.

Fonte: Elaborada pela autora.

Os traços foram então contados manualmente com ajuda de imagens digitais geradas por um sistema automatizado de captura. Esse sistema utiliza um referencial de coordenadas, estabelecido por três discos metálicos com grades ao redor da amostra, garantindo precisão no mapeamento dos grãos. Inicialmente, foram realizadas as medições dos comprimentos dos traços confinados e, posteriormente, foi determinada as densidades dos traços de fissão espontânea.

4.6 Obtenção do teor de Urânio e Caracterização Geoquímica

Após identificar a região onde os traços foram contados, suas coordenadas são transferidas para a célula de ablação a laser. Duas análises correlacionadas, mas com objetivos distintos, foram conduzidas: a análise de proveniência com base na abundância de elementos-traço, incluindo elementos terras raras (ETRs), obtidos por LA-ICP-MS (O'Sullivan et al., 2018), que possibilitam, por exemplo, diferenciar rochas ígneas de metamórficas; e a datação U-Pb em apatita, técnica desenvolvida a partir de 2009 (Carrapa et al., 2009; Chew et al., 2014; O'Sullivan et al., 2016).

Os ETRs compreendem um grupo de 15 elementos da série dos lantanídeos e estão frequentemente presentes na apatita e em outros minerais acessórios. No contexto da TTF e da caracterização geológica de apatitas, os ETRs apresentam grande relevância, tanto como indicadores geoquímicos da rocha de origem quanto por sua possível influência na cinética de *annealing* e, de maneira indireta, no potencial de fertilidade dos solos formados a partir desses minerais (Malusà; Fitzgerald, 2019).

A cinética de *annealing* dos traços de fissão em apatita é majoritariamente controlada pela temperatura e pelo tempo de aquecimento, mas também é influenciada pela composição química do mineral, incluindo substituições aniônicas como cloro, flúor e hidroxila, e substituições catiônicas como as dos próprios ETRs, além de manganês, estrôncio, ferro e silício. Estudos sugerem que os ETRs, especialmente em apatitas com maior concentração de flúor, podem exercer certo controle sobre o comportamento térmico do mineral, influenciando a taxa de perda dos traços de fissão ao longo do tempo. Essa influência ocorre, em parte, pela modificação da estrutura cristalina, o que também afeta a resposta ao ataque químico durante a revelação dos traços, refletida em parâmetros como o Dpar (Malusà; Fitzgerald, 2019).

Ainda, os ETRs na apatita são importantes indicadores petrogenéticos e de proveniência, ou seja, ajudam a identificar a origem e o processo de formação das rochas, pois apresentam alto coeficiente de partição e se concentram preferencialmente nesse mineral durante a cristalização magmática. A variação na distribuição dos ETRs leves e pesados reflete o tipo de rocha de origem, permitindo identificar o ambiente geológico da formação da apatita. Técnicas como a LA-ICP-MS possibilitam analisar padrões detalhados de ETRs em grãos individuais, auxiliando em estudos de proveniência sedimentar e na reconstrução de processos tectônicos e magmáticos. Além disso, os ETRs liberados pela apatita durante o intemperismo podem contribuir indiretamente para a fertilidade do solo, atuando como micronutrientes, elementos essenciais em pequenas quantidades para o crescimento das plantas, ou estimulando a atividade microbiana, o que representa um campo promissor para pesquisas integradas entre geoquímica e ciência do solo (Malusà; Fitzgerald, 2019).

Para a datação U-Pb, é essencial medir com precisão as concentrações dos isótopos de urânio e de chumbo, pois são essas razões isotópicas que permitem calcular a idade dos minerais. Para realizar a datação utilizando apenas o LA-ICP-MS, é necessário também quantificar o cálcio por meio do isótopo ^{43}Ca , que serve como padrão interno, já que a apatita é rica nesse elemento. Além disso, se o estudo tiver como foco a determinação da proveniência das rochas, é fundamental analisar outros elementos químicos em menores concentrações. Esses elementos menores, como Na, Mg, Si, Mn, Fe, Sr, Y, Ba, formam uma espécie de "assinatura

química" que ajuda a distinguir entre diferentes tipos de rochas, permitindo traçar sua origem geológica.

Tanto para a datação U-Pb quanto para a aplicação da apatita como traçador geoquímico, os procedimentos analíticos e a redução dos dados seguem os protocolos de Chew et al. (2011, 2014) e Kenny et al. (2019). Durante as análises, são medidos 34 isótopos, organizados por grupos conforme apresentados na Tabela 1.

Tabela 1 - Isótopos analisados nas amostras de apatita, organizados por grupos.

Grupo	Isótopos
Elementos Leves	^{24}Mg , ^{31}P , ^{35}Cl e ^{43}Ca .
Metais de Transição	^{51}V , ^{55}Mn , ^{71}Ga , ^{73}Ge e ^{75}As .
Elementos Terras Raras	^{139}La , ^{140}Ce , ^{141}Pr , ^{146}Nd , ^{147}Sm , ^{153}Eu , ^{157}Gd , ^{159}Tb , ^{163}Dy , ^{165}Ho , ^{166}Er , ^{169}Tm , ^{172}Yb e ^{175}Lu .
Metais Pesados e Radioativos	^{88}Sr , ^{89}Y , ^{90}Zr , ^{182}W , ^{202}Hg , ^{204}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th , ^{235}U e ^{238}U .

Fonte: Adaptado de PTABLE, 2024.

Nas análises, um feixe de alta intensidade remove uma fina camada da superfície do mineral possibilitando a análise da composição química por LA-ICP-MS. As análises foram realizadas utilizando um espectrômetro *Thermo Scientific iCAP Qc* acoplado ao laser *Photon Machines Analyte Exite 193 nm ArF Excimer*, com célula de ablação *Helex 2*. Os gases utilizados foram: He (0,65 L/min) e N₂ (aproximadamente 6 mL/min) como gás de arraste, além de Ar (0,7 L/min). Para todas as análises U-Pb, foram medidos os conteúdos de ^{202}Hg , ^{204}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th , ^{235}U e ^{238}U . As medições foram realizadas com spot de 60 µm, taxa de repetição de 5 Hz e fluência de 3,9 J/cm². Considerando que os traços de fissão se formam entre 5,5 e 8,5 µm da superfície, a profundidade da ablação deve ser cuidadosamente controlada para evitar interferências causadas por variações internas na concentração de urânio.

A concentração de ^{238}U foi determinada com base em padrões externos bem caracterizados e corrigida por padrões internos, como o ^{43}Ca , para quantificação elementar na apatita. A partir dos dados obtidos, foi possível calcular a idade absoluta das amostras utilizando como padrão primário a apatita natural de Madagascar, cuja idade é bem estabelecida em $473,6 \pm 0,7$ Ma (Thomson et al., 2012). Para verificar a precisão dos resultados obtidos com este padrão primário, foram utilizados padrões secundários, que ajudam a validar a qualidade dos dados. Embora os padrões primários tenham idades mais precisas, os secundários garantem a

confiabilidade dos resultados. No caso deste estudo, os padrões secundários foram a apatita McClure Mountain, com idade de $523,51 \pm 2,09$ Ma, e a apatita Durango, com idade de $31,44 \pm 0,18$ Ma (McDowell et al., 2005).

Para corrigir o chumbo comum nos padrões, foi utilizada a razão isotópica $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ inicial do modelo de Stacey e Kramers (1975), que fornece uma base para calcular a quantidade de chumbo comum presente nas amostras. Amostras com diferentes concentrações de chumbo comum foram corrigidas de acordo com os métodos descritos por Chew et al. (2011, 2014) e O'Sullivan et al. (2018).

4.7 Obtenção da idade

Para a obtenção da idade, diversos pesquisadores, desde 2004 (Hasebe et al., 2004; Donelick et al., 2005; Hadler et al., 2009; Chew e Donelick, 2012; Soares et al., 2014), utilizam a técnica de LA-ICP-MS para medir o conteúdo de urânio. Desta forma, partimos da equação mais geral TTF:

$$t = \frac{1}{\lambda_{\alpha}} \ln \left[1 + \frac{\rho_s \lambda_{\alpha}}{\varepsilon_{238} N_U C_{238} \lambda_f} \right] \quad (1)$$

onde t é a idade em Ma; λ_{α} é constante de decaimento alfa ($1,55125 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$) (Lederer; Shirley, 1978); ρ_s é a densidade de traços de fissão espontânea; ε_{238} é a eficiência de detecção mineral, isto é, a razão entre o número de traços de fissão espontânea observados por unidade de área e os traços de fissão espontânea por unidade de volume do mineral; N_U é o número de ^{238}U por unidade de volume no mineral; C_{238} é a concentração de isotópica do ^{238}U (0,99275) e λ_f é constante de fissão espontânea do ^{238}U ($8,5 \times 10^{-17} \text{ a}^{-1}$) (Holden; Hoffman, 2000).

Um dos principais desafios na obtenção do TTF a partir do LA-ICP-MS é a eficiência de detecção mineral, que envolve tanto o ataque químico quanto a eficiência de observação na superfície interna do mineral. Estudos realizados por Hasebe et al. (2004) determinaram a idade do TTF em amostras padrão, assumindo eficiências de ataque e observação próximas a 1. Por outro lado, Soares et al. (2014) utilizaram o comprimento projetado dos traços de fissão para calcular o valor ηq , o que possibilita a obtenção direta dessa eficiência. Uma forma de determinar essa eficiência é utilizando uma amostra padrão com idade conhecida. Dessa forma, a equação (1) pode ser reescrita como:

$$\varepsilon_{238} = \frac{\rho_s \lambda_\alpha}{N_U C_{238} \lambda_f (e^{\lambda_\alpha t} - 1)}. \quad (2)$$

Na equação (2), a eficiência de detecção do mineral pode ser determinada utilizando, como exemplo, a amostra de apatita natural de Madagascar com uma idade bem definida de $473,6 \pm 0,7$ Ma (Thomson et al., 2012), como padrão de idade na TTF. Por outro lado, quando a concentração de U é determinada diretamente, é necessário considerar sua relação com o fator de eficiência. Essa relação pode ser estabelecida a partir de:

$$K(ppm) = \varepsilon_{238} N_U. \quad (3)$$

Na equação (3), ppm é a concentração de urânio dada em $\mu\text{g. g}^{-1}$. Assim, a partir das equações (1) e (3), uma nova equação da idade foi obtida. Uma vez que a constante K é determinada, a idade de TTF pode ser determinado através de medições de concentração U subsequentes e pela equação abaixo:

$$t = \frac{1}{\lambda_\alpha} \ln \left[1 + \frac{\rho_s \lambda_\alpha}{K(ppm) C_{238} \lambda_f} \right]. \quad (4)$$

4.7.1 Plotagem dos dados e obtenção da História Térmica

Para construção dos gráficos, utilizou-se o software *IsoplotR* de Vermeesch (2018), que é gratuito e aplicável a análises geocronológicas, como U-Pb e TTF. Ele pode: i) realizar regressão isócrona em duas e três dimensões, o que significa que ele pode ajustar os dados de forma a determinar a relação entre a razão isotópica e a idade de amostras, seja visualizando essa relação em gráficos bidimensionais ou tridimensionais; ii) permitir a visualização de conjuntos de dados de várias alíquotas, mostrando como as idades das amostras se distribuem cumulativamente, o que ajuda a entender a variabilidade dos resultados em diferentes subamostras; iii) calcular estimativas de densidade de kernel e gerar gráficos radiais, o que permite uma visualização mais precisa da distribuição das idades e da densidade dos dados; e iv) calcular idades médias ponderadas, levando em consideração a contribuição de diferentes dados de forma proporcional à sua confiabilidade ou precisão (Vermeesch, 2018). Uma das vantagens do *IsoplotR* é porque ele monitora as correlações de erro das medições da razão isotópica em alíquotas das mesmas amostras.

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

A seguir são apresentados os resultados obtidos. Primeiramente os resultados de TTF em apatita e, posteriormente, os resultados de U-Pb em apatita.

Os resultados das amostras identificadas na Figura 7 são apresentados na Tabela 2 e Figuras 16 e 17.

Tabela 2 - Dados analíticos das análises TTF em apatita nas montanhas Ellsworth.

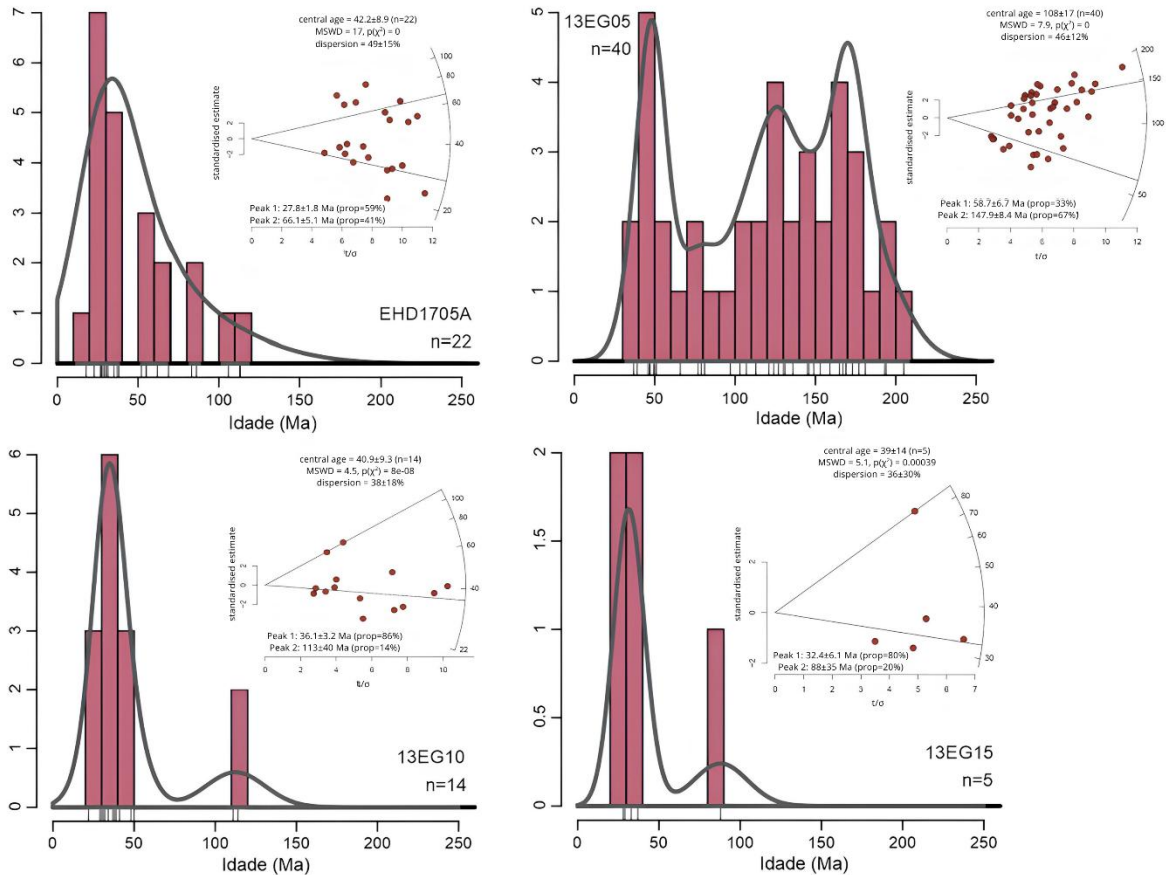
Amostras	n	Ns	Idades TTF (Ma)						
			$\rho_s (\times 10^5)$ (traços/ cm^2)	\bar{U} (ppm)	Idade Central $\pm \sigma$	P1	P2	D_{par} (μm)	MTL (μm)
EHD1705A (1)	22	380	2,50	26	42 \pm 9	29 \pm 2	66 \pm 5	2,19	11,45 \pm 1,22
13EG05 (2)	40	434	1,85	54	108 \pm 17	59 \pm 7	148 \pm 8	1,95	11,35 \pm 1,24
13EG10 (3)	14	128	1,67	17	41 \pm 9	36 \pm 2	113 \pm 40	1,64	12,12 \pm 1,72
13EG15 (4)	5	43	2,25	21	39 \pm 14	32 \pm 6	88 \pm 35	-	-

n número de grãos analisados; N_s número de traços contados; ρ_s densidade superficial de traços; D_{par} parâmetro cinético para determinação composicional das amostras de apatita; MTL média dos traços confinados medidos na apatita.

Fonte: Elaborada pela autora.

É importante destacar que, embora os comprimentos dos traços confinados tenham sido medidos, não foi possível realizar a reconstrução da história térmica desses dados. Dessa forma, a análise se concentrou exclusivamente nos dados obtidos a partir da densidade de traços de fissão espontânea. A partir desses resultados, obtivemos a seguinte distribuição de idades, conforme ilustrado na Figura 16, que apresenta a Estimativa de Densidade por Kernel (KDE) das idades obtidas via TTF em apatita para cada amostra selecionada nas Montanhas

Figura 16 - Kernel Density Estimation (KDE) das idades obtidas via TTF em apatita para cada amostra selecionada nas montanhas Ellsworth. No inseto o RadialPlotter das mesmas amostras.



Fonte: Elaborada pela autora.

A Figura 16 mostra a Estimativa de Densidade por Kernel (*Kernel Density Estimation* – KDE) das idades obtidas σ por TTF em cristais de apatita das amostras das Montanhas Ellsworth. O KDE é uma técnica estatística que suaviza a distribuição das idades, permitindo identificar tendências e possíveis picos ou diferentes grupos de idades. No canto da figura (*inset*), estão os gráficos gerados pelo software *RadialPlotter*, que ilustram a dispersão e a confiabilidade das idades individuais.

O processo começou com a medição da densidade de traços (ρ_s) nas amostras de apatita, expressa em traços por centímetro quadrado (traços/cm²). Em seguida, foi calculado a idade TTF de cada traço com base em sua posição no cristal, obtendo a idade central $\pm\sigma$ (média com erro). O KDE foi então aplicado, gerando uma curva de probabilidade das idades. Por fim, o *RadialPlotter* exibe as idades de forma radial, destacando as incertezas (erro σ) e facilitando a comparação e a verificação dos dados.

Ao todo, foram analisados 84 grãos de apatita via TTF. A amostra EHD1705A apresenta idades variando de 113 a 23 Ma, com idade central de 42 ± 9 Ma; a amostra 13EG05 apresenta

idades entre de 205 a 37 Ma, com idade central de 108 ± 17 Ma; a amostra 13EG10 apresenta idades entre de 114 a 22 Ma, com idade central de 41 ± 9 Ma; a amostra 13EG15 apresenta idades entre de 89 a 28 Ma, com idade central de 39 ± 14 Ma.

Todas as amostras exibem idades compatíveis entre si e consistentes com os dados da literatura. Em análise mais específica, a amostra 13EG05 que apresenta uma distribuição de idades maior, com uma idade central alta e um pico de população bem definido em torno de 180 Ma, correspondente ao período Jurássico. Esse pico é interpretado como representativo do início do *rifting* ao longo das Montanhas Transantárticas, uma extensa cadeia que separa a Antártida Oriental da Ocidental. (Fitzgerald; Stump, 1992). Processo associado a episódios de vulcanismo na região, especialmente nas Montanhas Ellsworth, local de coleta da amostra.

Já as idades no Jurássico Superior são atribuídas à fase de dobramentos ¹⁷ que afetou a porção meridional da Península Antártica. As idades entre 141 e 117 Ma, correspondente ao período entre o Jurássico ao Cretáceo Inferior, são entendidas como sendo a idade de elevação das Montanhas Ellsworth. Bastías-Silva et al. (2024) destacam que esse evento geológico também está registrado nas cordilheiras Sentinel e Heritage, que integram o sistema das Montanhas Ellsworth. A cadeia Sentinel está localizada na porção norte, enquanto a cadeia Heritage situa-se ao sul (ver Figura 7), configurando um contexto geográfico que sugere um episódio regional de deformação.

Nesse sentido, propomos que a elevação das Montanhas Ellsworth esteja relacionada à principal reorganização tectônica associada à fragmentação do supercontinente Gondwana, sendo esse evento o responsável pela exumação das sequências rochosas das Montanhas Ellsworth.

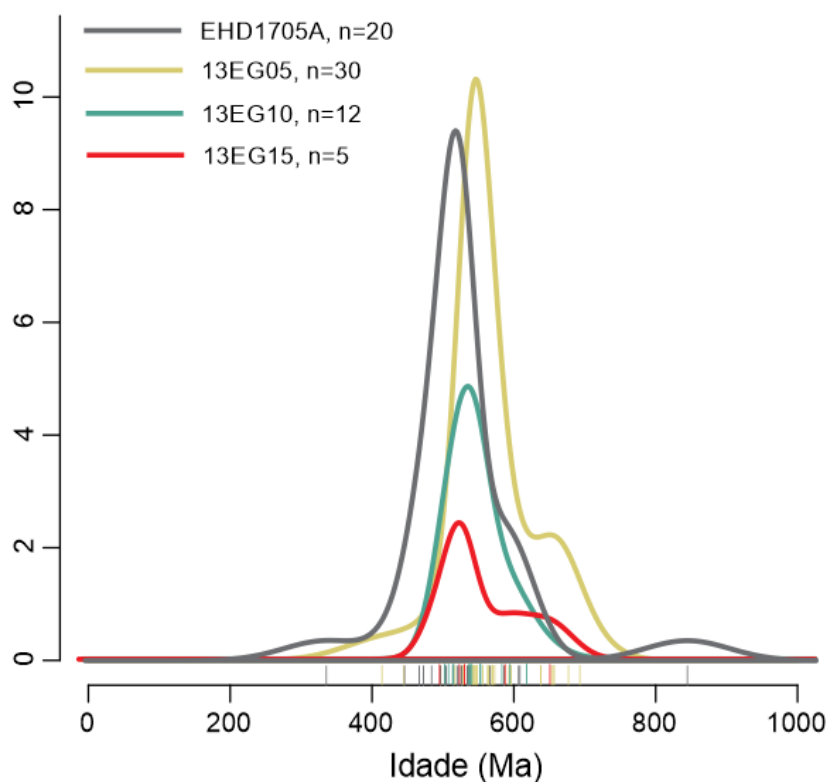
As demais amostras (EHD1705A, 13EG10 e 13EG15) apresentam idade central semelhantes e representam efetivamente um dos principais eventos de denudação da região (ver página 13), iniciado entre 50 e 45 Ma, período que corresponde ao período Paleogeno. Esse processo foi mais intenso nas áreas costeiras e se torna menos expressivo em direção ao interior do continente, refletindo um padrão semelhante ao observado em outras partes das Montanhas Transantárticas.

¹⁷ Dobramentos são estruturas geológicas resultantes da deformação de camadas de rochas, geralmente sedimentares, que sofrem compressão intensa devido à movimentação das placas tectônicas. Esse processo ocorre principalmente em zonas de convergência de placas, onde as forças tectônicas empurram as rochas umas contra as outras. Em vez de se partirem, essas camadas se dobram, formando estruturas arqueadas. Esse tipo de deformação está associado ao metamorfismo regional e é responsável pela formação de cadeias de montanhas e pela curvatura de camadas originalmente horizontais (Press *et al.*, 2004).

Existem registros de dois eventos importantes de denudação que ocorreram durante o Cretáceo Inferior, por volta de 125 Ma, e no Cretáceo Superior, cerca de 95 Ma. Esses eventos podem ser observados nas idades das amostras analisadas, incluindo a amostra 13EG5. Há mais de 30 anos, Fitzgerald e Stump (1997) descreveram esses eventos de denudação, e os dados mais recentes não apresentaram diferenças significativas em relação à interpretação original deles. O episódio do Cretáceo Inferior, especificamente, está associado à denudação das Montanhas Ellsworth entre 145 e 115 Ma, provocada pela movimentação para o sul do bloco crustal Ellsworth-Whitmore em relação à Antártida Oriental.

Foram também obtidas idades U-Pb em apatita nas amostras das Montanhas Ellsworth. A Figura 17 mostra o gráfico KDE das idades das amostras obtidas.

Figura 17- Kernel Density Estimation (KDE) das idades U-Pb em apatita para cada amostra selecionada nas Montanhas Ellsworth¹⁸.



Fonte: Elaborada pela autora.

¹⁸ As amostras EHD1705A, 13EG05 e 13EG10 possuem menos grãos disponíveis para a análise U-Pb do que para a análise TTF. Isso ocorre porque na técnica U-Pb é fundamental que os grãos estejam bem preservados, sem fraturas, alterações ou inclusões, pois esses problemas podem causar perda de chumbo (Pb) e gerar resultados imprecisos que ficam fora da curva concórdia. A curva concórdia representa a relação ideal entre os sistemas U-238/Pb-206 e U-235/Pb-207 em um sistema fechado. Por isso a seleção final prioriza apenas os que têm maior chance de fornecer dados confiáveis. Grãos alterados tendem a se posicionar fora dessa curva, são chamados discordantes e são descartados. Além disso o preparo para a análise U-Pb pode destruir alguns grãos. Por esses motivos o número de grãos analisáveis por U-Pb é geralmente menor do que na TTF.

Ao todo foram analisados 67 grãos. Os resultados obtidos indicam, de forma consistente, idades do período Cambriano, com populações discretas em torno de 600 e 700 Ma. Essas idades têm sido interpretadas por alguns autores de diferentes formas: (i) como resultado da introdução de sedimentos provenientes de uma fonte reciclada da Antártica Oriental ou de Gondwana (Rilley et al., 2023); (ii) como presença de material clástico¹⁹, que pode ter sido transportado por geleiras e depositado em ambientes terrestres ou marinhos (Carter et al., 2017); e (iii) como reflexo de diferentes origens de sedimentos, desde fontes mais próximas até fontes mais distantes, o que indicaria um transporte mais longo dos clastos (Veevers; Saeed, 2013).

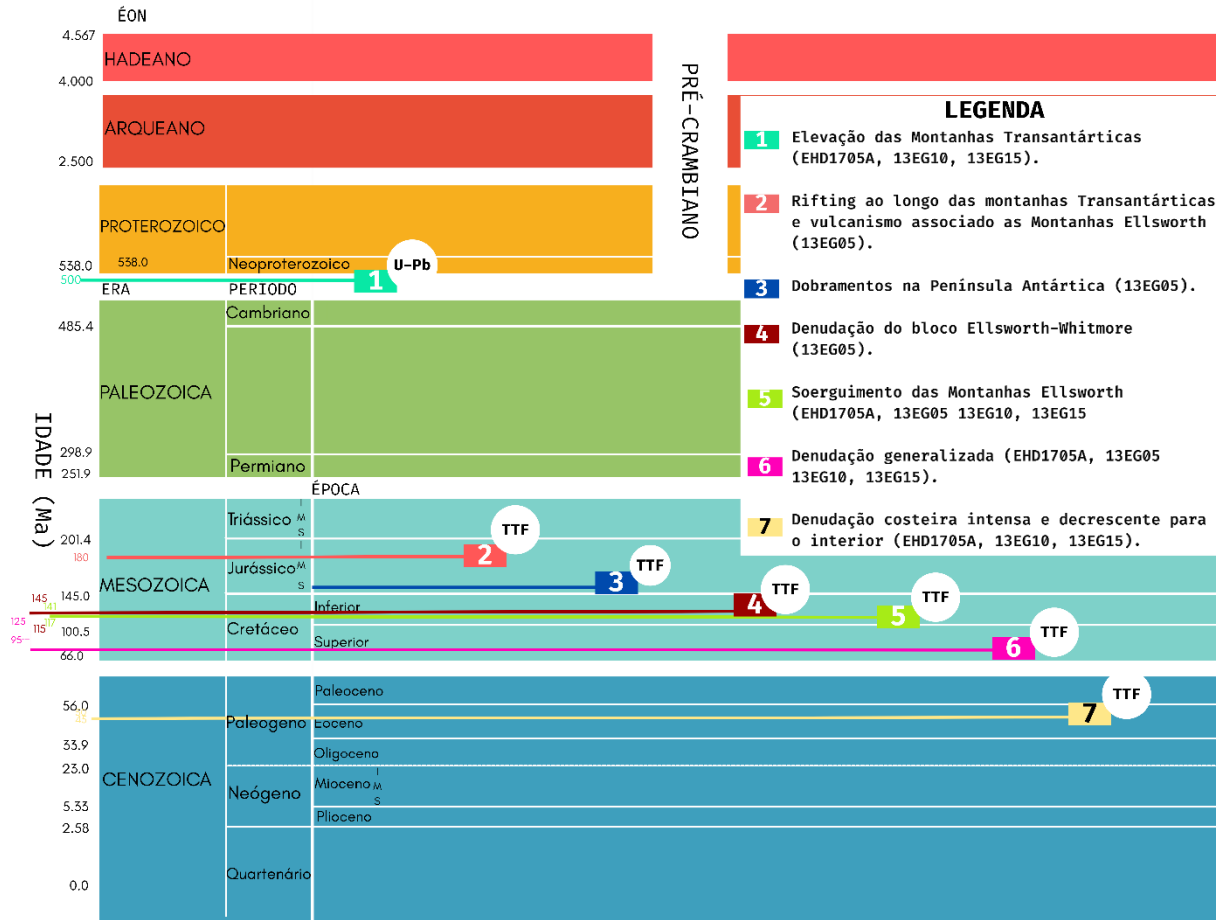
No entanto, com base em uma interpretação direta dos nossos dados, sugerimos que a idade central observada esteja relacionada à elevação da Antártica após eventos geológicos de grande escala, como os episódios de intrusão²⁰ plutônica e metamorfismo regional ocorridos por volta de 500 Ma. Essa elevação teria contribuído para a exposição e posterior erosão de rochas mais antigas, registradas nas idades detectadas. As rochas estudadas indicam, portanto, uma proveniência ígnea.

A Figura 18 apresenta os dados obtidos pelas análises de datação U-Pb e TTF organizados cronologicamente, com a indicação dos respectivos períodos e eras geológicas. A Figura 19 reúne essas informações integradas aos dados prévios mostrados na Figura 6, oferecendo uma visão mais completa da evolução geológica da região.

¹⁹ Material clástico é composto por fragmentos de rochas ou minerais que se formam a partir do intemperismo e erosão de rochas preexistentes. Esses fragmentos são transportados por agentes como água, vento ou gelo, e se depositam em bacias sedimentares. Com o tempo, passam por processos de compactação e cimentação, quando minerais precipitam nos espaços entre os grãos, transformando-se em rochas sedimentares clásticas (Press et al, 2004).

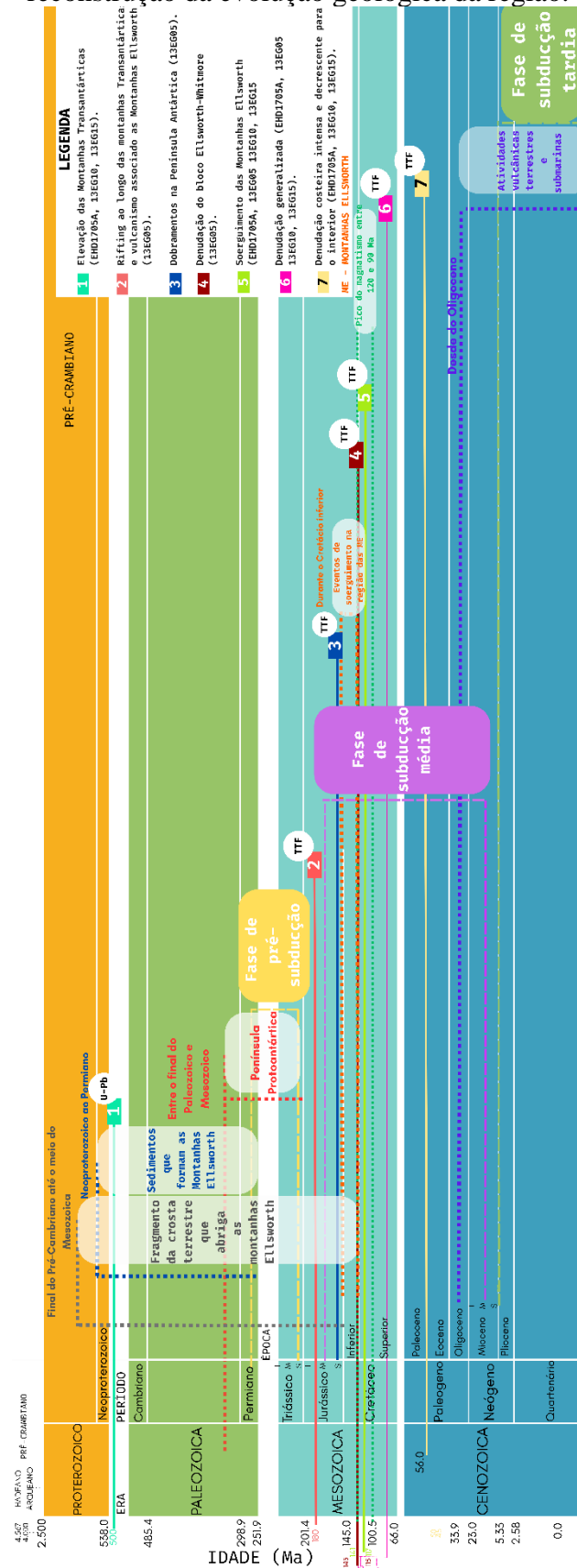
²⁰ Intrusão é a entrada de magma na crosta, formando rochas ígneas. Intrusão plutônica, refere-se ao magma que se insere na crosta terrestre e esfria lentamente, formando rochas ígneas intrusivas, como o granito. Intrusão metamórfica, pode se referir ao metamorfismo de contato, onde o calor de uma intrusão magmática altera as rochas ao redor, formando rochas metamórficas (Press et al, 2004).

Figura 18 - Distribuição cronológica das idades e dos eventos térmicos obtidas por U-Pb e TTF, com associação aos períodos e eras geológicas.



Fonte: Adaptado de International Commission on Stratigraphy, 2023.

Figura 19 - Integração dos dados de U-Pb e TTF com as informações prévias da Figura 6 para reconstrução da evolução geológica da região.



Fonte: Adaptado de International Commission on Stratigraphy, 2023.

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

O desenvolvimento deste trabalho permitiu atingir os objetivos inicialmente propostos, contribuindo com informações importantes sobre a história térmica da região investigada. Foram analisados 84 grãos de apatita, com destaque para um pico jurássico em aproximadamente 180 Ma, associado ao rifting das Montanhas Transantárticas. As idades obtidas, distribuídas entre o Jurássico e o Paleogeno, refletem uma série de eventos geológicos, como processos de denudação (50–45 Ma), eventos do Cretáceo (125–95 Ma) relacionados à elevação das Montanhas Ellsworth (145–115 Ma) durante a fragmentação do Gondwana, além de fases de aglutinação²¹ continental, episódios de atividade vulcânica e sedimentação.

Os dados obtidos por meio do método U-Pb em 67 grãos de apatita revelaram idades do Cambriano, entre 600 e 700 Ma, indicando uma proveniência ígnea e sugerindo reciclagem de material relacionada à elevação da Antártica, que ocorreu por volta de 500 Ma, após grandes eventos plutônicos e metamórficos.

A complexidade geológica da região investigada ainda impõe desafios interpretativos, sobretudo devido à sobreposição de eventos em distintas escalas temporais e espaciais. Apesar dessas dificuldades, os resultados obtidos foram compatíveis com os dados disponíveis na literatura e apresentaram coerência entre si, o que reforça a confiabilidade das interpretações propostas.

Embora os comprimentos dos traços confinados tenham sido medidos, a reconstrução da história térmica a partir desses dados não foi realizada neste trabalho. Entretanto, estudos futuros podem aprofundar essa análise usando os comprimentos dos traços, outras técnicas e diferentes minerais. Ainda, ampliação da amostragem em áreas próximas, junto com dados estruturais, também pode ampliar o entendimento da evolução da região.

Ademais, a combinação das técnicas TTF e U-Pb revelou-se essencial para reconstruir a história térmica e a proveniência das amostras, possibilitando neste estudo a formação de uma base de dados sólida, capaz de oferecer uma compreensão mais detalhada da evolução geodinâmica local.

Por fim, a combinação dos métodos TTF e U-Pb mostrou-se eficiente na identificação de eventos geológicos distintos e complementares, reforçando a importância do uso integrado de diferentes técnicas geocronológicas na investigação de histórias térmicas complexas. Os resultados obtidos demonstram que o método TTF, especialmente quando combinada a outras

²¹ Nesse contexto, o mesmo de acreção continental.

metodologias, constitui uma ferramenta robusta e eficaz para investigar a evolução térmica de regiões de grande interesse geológico.

REFERÊNCIAS

Anderson, J.B. et al. Progressive Cenozoic cooling and the demise of Antarctica's last refugium. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the USA**, v. 108, p. 11356–11360, 2011.

Aprova Total. **Fissão e fusão nuclear: o que são, diferenças e aplicações**. Imagem “átomo em processo de fissão e fusão nuclear”, disponível em Aprova Total, 24 abr. 2023. Acesso em: 25 jul. 2025. Disponível em: <https://aprovatotal.com.br/fissao-e-fusao-nuclear-o-que-sao-diferencas-e-aplicacoes/>

Aslanian, C. et al. A quantitative description of fission-track etching in apatite. **American Mineralogist**, v. 106, p. 518–526, 2021.

Barfod, G.H.; Otero, O.; Albarède, F. Phosphate Lu–Hf geochronology. **Chemical Geology**, v. 200, p. 241–253, 2003.

Barker, D. H. N.; Austin, J. A. Rift propagation, detachment faulting, and associated magmatism in Bransfield Strait, Antarctic Peninsula. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, p. 24017–24043, 1998.

Bastías-Silva, J. et al. Cretaceous magmatism in the Antarctic Peninsula and its tectonic implications. **Journal of the Geological Society**, v. 180, p. 1–18, 2022.

Bastías-Silva, J. et al. The Byers Basin: Jurassic-Cretaceous tectonic and depositional evolution of the forearc deposits of the South Shetland Islands and its implications for the northern Antarctic Peninsula. **International Geology Review**, p. 1–19, 2019.

Bastías-Silva, J. et al. The Gondwanan margin in West Antarctica: Insights from Late Triassic magmatism of the Antarctic Peninsula. **Gondwana Research**, v. 81, p. 1–20, 2020.

Bastías-Silva, J. et al. Uplift and denudation history of the Ellsworth Mountains: insights from low-temperature thermochronology. **Solid Earth**, v. 15, p. 555–566, 2024.

Bernet, M.; Garver, J. I. Fission-track analysis of detrital zircon. **Reviews in Mineralogy & Geochemistry**, v. 58, n. 1, p. 205–237, 2005.

Bleise, A.; Danesi, P. R.; Burkart, W. Properties, use and health effects of depleted uranium (DU): a general overview. **Journal of Environmental Radioactivity**, v. 64, p. 93–112, 2003.

Burton-Johnson, A.; Riley, T. R. Autochthonous v. accreted terrane development of continental margins: a revised in situ tectonic history of the Antarctic Peninsula. **Journal of the Geological Society of London**, v. 172, p. 822–835, 2015.

Carlson, W. D.; Donelick, R. A.; Ketcham, R. A. Variability of apatite fission-track annealing kinetics I: Experimental results. **American Mineralogist**, v. 84, p. 1213-1223, 1999.

Carter, A.; Moss, S. J. Combined detrital-zircon fission-track and U-Pb dating: A new approach to understanding hinterland evolution. **Geology**, v. 27, n. 3, p. 235-238, 1999.

Castillo, P. et al. Petrography and geochemistry of the Carboniferous–Triassic Trinity Peninsula Group, West Antarctica: implications for provenance and tectonic setting. **Geological Magazine**, v. 152, p. 575–588, 2015.

Castillo, P. et al. Provenance and age constraints of Palaeozoic siliciclastic rocks from the Ellsworth Mountains in West Antarctica, as determined by detrital zircon geochronology. **The Geological Society of America Bulletin**, v. 129, p. 1568–1584, 2017.

Carrapa, B. et al. Apatite triple dating and white mica $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology of syntectonic detritus in the Central Andes: A multiphase tectonothermal history. **Geology**, v. 37, n. 5, p. 407–410, 2009.

Chew, D. M.; Donelick, R. A. Combined apatite fission track and U-Pb dating by LA-ICP-MS and its application in apatite provenance analysis. **Mineralogical Association of Canada Short Course**, v. 42, p. 219-247, 2012.

Chew, D. M.; Petrus, J. A.; Kamber, B. S. U-Pb LA-ICPMS dating using accessory mineral standards with variable common Pb. **Chemical Geology**, v. 363, p. 185–199, 2014.

Chew, D.; Spikings, R. Geochronology and thermochronology using apatite: time and temperature, lower crust to surface. **Elements**, v. 11, p. 189-194, 2015.

Chew, D. M.; Sylvester, P. J.; Tubrett, M. N. U-Pb and Th-Pb dating of apatite by LA-ICPMS. **Chemical Geology**, v. 280, n. 1–2, p. 200–216, 2011.

Craddock, J. P. et al. Detrital zircon provenance of upper Cambrian-Permian strata and tectonic evolution of the Ellsworth Mountains, West Antarctica. **Gondwana Research**, v. 45, p. 191–207, 2017.

Curtis, M. L. Tectonic history of the Ellsworth Mountains, West Antarctica: Reconciling a Gondwana enigma. **Geological Society of America Bulletin**, v. 113, p. 939–958, 2001.

Curtis, M. L.; Lomas, S. A. Late Cambrian stratigraphy of the Heritage Range, Ellsworth Mountains: Implications for basin evolution. **Antarctic Science**, v. 11, p. 63–77, 1999.

Curvo, E. A. C. et al. Zircon fission track and U-Pb dating methods applied to São Paulo and Taubaté Basins located in the southeast Brazil. **Radiation Measurements**, v. 50, p. 172-180, 2013.

Dalziel, I.; Elliot, D. West Antarctica: problem child of Gondwanaland. **Tectonics**, v. 11, n. 3, p. 3–19, 1982.

Dias, A. N. C. **Análise integrada pelo método U-Pb e traços de fissão em zircão: caracterização, datação e interpretação**. 2012. Tese (Doutorado em Geociências) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, 2012.

Dias, A. N. C.; et al. Geochronology and thermochronology of the basement gneisses of the Brasiliano/Pan-African Araguaia Belt: records of exhumation of west Gondwana and Pangea break up. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 80, p. 174-191, 2017.

Dias, A. N. C. et al. Unraveling multiple tectonic events and source areas in the intracratonic Bauru Basin through combined zircon geo and thermochronological studies. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 106, p. 103061, 2021.

Dias, A. N. C. et al. Provenance of Neogene deposits of Barreiras Formation in the southeastern Brazilian continental margin. **International Journal of Earth Sciences**, v. 110, p. 233-249, 2020.

Dodson, M. H. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 40, p. 259–274, 1973.

Donelick, et al. Apatite Fission-Track Analysis. **Reviews in Mineralogy & Geochemistry**, v. 58, p. 49-94, 2005.

Dziak, R. P. et al. Tectonomagmatic activity and ice dynamics in the Bransfield Strait back-arc basin, Antarctica. **Journal of Geophysical Research**, v. 115, p. 1102, 2010.

Eagles, G. Tectonic evolution of the Antarctic–Phoenix plate system since 15 Ma. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 217, n. 1–2, p. 97–109, 2004.

Eisberg, R.; Resnick, R. Física Moderna. 5. ed. Rio de Janeiro: Livros Técnicos e Científicos, 1997.

Exon, N.; Kennett, J.; Malone, M.; the Leg 189 Shipboard Scientific Party. The opening of the Tasmanian gateway drove global Cenozoic paleoclimatic and paleoceanographic changes: results of Leg 189. **JOIDES Journal**, v. 26, p. 11–17, 2000.

Fitzgerald, P. G.; Stump, E. Early Cretaceous uplift in the Ellsworth Mountains of West Antarctica. **Science**, v. 254, p. 92–94, 1991.

Fitzgerald, P. G.; Stump, E. Cretaceous and Cenozoic episodic denudation of the Transantarctic Mountains, Antarctica: New constraints from apatite fission track thermochronology in the Scott Glacier region. **Journal of Geophysical Research**, v. 102, n. B4, p. 7747–7765, 1997.

Fleischer, R. L.; Price, P. B.; Walker, R. M. Tracks of charged particles in solids. **Science**, New Series, v. 149, n. 3682, p. 383–393, 23 jul. 1965. Disponível em: <http://www.jstor.org/stable/1716484>. Acesso em: 21 maio 2025.

Foster, G.L.; Vance, D. In situ Nd isotopic analysis of geological materials by laser ablation MC-ICP-MS. **Journal of Analytical Atomic Spectrometry**, v. 21, p. 288-296, 2006.

Galelli, C. et al. Cosmic ray signatures in Paleo-detectors to investigate the past activity of our Galaxy. **27th European Cosmic Ray Symposium**, p. 145, 15 fev. 2023.

Gallagher, K.; Parra, M. A new approach to thermal history modelling with detrital low temperature thermochronological data. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 529, p. 115872, 2020.

Gombosi, D. J.; Garver, J. I.; Baldwin, S. L. On the development of electron microprobe zircon fission-track geochronology. **Chemical Geology**, v. 363, p. 312-321, 2014.

Garver, J. I. Etching zircon age standards for fission-track analysis. **Radiation Measurements**, v. 37, p. 47-53, 2003.

Garzanti, E. The maturity myth in sedimentology and provenance analysis. **Journal of Sedimentary Research**, v. 87, n. 4, p. 353-365, 2017.

Green, P. F. et al. Thermal annealing of fission tracks in apatite, 1. A Qualitative description. **Chemical Geology** (Isot. Geosci. Sect.), v. 59, p. 237-253, 1986.

Gregory, C. J. et al. Tracing the evolution of calc-alkaline magmas: In-situ Sm-Nd isotope studies of accessory minerals in the Bergell Igneous Complex, Italy. **Chemical Geology** (Isot. Geosci. Sect.), v. 260, p. 73-86, 2009.

Guenther, W. R. et al. Slab window migration and terrane accretion preserved by low-temperature thermochronology of a magmatic arc, northern Antarctic Peninsula. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 11, 2010.

Hadler, J. C. et al. Glass fission track analysis by AFM and SEM: inferring latent track structure through etched tracks. **Radiation Measurements**, v. 44, p. 746-749, 2009.

Halliday, D.; Resnick, R.; Walker, J. Fundamentos de Física: Óptica e Física Moderna. v.4. 10. ed. Rio de Janeiro: LTC, 2016.

Hasebe, N. et al. Apatite fission-track chronometry using laser ablation ICP-MS. **Chemical Geology**, v. 207, p. 135-145, 2004.

Hasebe, N. et al. The effect of chemical etching on LA-ICP-MS analysis in determining uranium concentration for fission-track chronometry. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 324, p. 37-46, 2009.

Holden, N. E.; Hoffman, D. C. Spontaneous fission half-lives for ground-state nuclides. **Pure and Applied Chemistry**, v. 72, n. 8, p. 1525–1562, 2000. Disponível em: <https://www.degruyter.com/document/doi/10.1351/pac200072081525/html>. Acesso em: 21 maio 2025.

International Commission on Stratigraphy. Tabela Cronoestratigráfica Internacional. Versão 2023/04. disponível em: www.stratigraphy.org. acesso em: 4 maio 2025.

Jennings, E. S. et al. Characterization of magma from inclusions in zircon: Apatite and biotite work well, feldspar less so. **The Geological Society of America**, v. 39, p. 863-866, 2011.

Jonckheere, R. On the densities of etchable fission tracks in a mineral and co-irradiated external detector with reference to fission-track dating of minerals. **Chemical Geology**, v. 200, p. 41-58, 2003.

Ketcham, R. A.; et al. Improved modeling of fission-track annealing in apatite. **American Mineralogist**, v. 92, p. 799–810, 2007.

Kuznetsov, V. Geochronology: uranium-series dating of ocean formations. In: Harff, J.; Meschede, M.; Petersen, S.; Thiede, J. (ed.). **Encyclopedia of Marine Geosciences**. Dordrecht: Springer, 2015.

Lederer, C. M.; Shirley, V. S. **Table of isotopes**. 7. ed. New York: Wiley-Interscience, 1978. Disponível em: <https://archive.org/details/tableofisotopes0000unse>. Acesso em: 21 maio 2025.

Malusà, M. G.; Fitzgerald, P. G. Fission-track thermochronology and its application to geology. **Springer Nature**, 2019.

Malusà, M. G.; Resentini, A.; Garzanti, E. Hydraulic sorting and mineral fertility bias in detrital geochronology. **Gondwana Research**, v. 31, p. 1-19, 2016.

Martins-Ferreira, M. A. C. et al. Multi-stage crustal accretion by magmatic flare-ups and quiescence intervals in the western margin of the São Francisco Craton: U-Pb-Hf and geochemical constraints from the Almas Terrane. **Gondwana Research**, v. 85, p. 32-54, 2020.

McCarron, J. J.; Larter, R. D. Late Cretaceous to early Tertiary subduction history of the Antarctic Peninsula. **Journal of the Geological Society**, v. 155, n. 2, p. 255, 1998.

McCarron, Joe J.; Millar, Ian L. The age and stratigraphy of fore-arc magmatism on Alexander Island, Antarctica. **Geological Magazine**, v. 134, n. 4, p. 507–522, 1997.

McDowell, F. W.; McIntosh, W. C.; Farley, K. A. A precise ^{40}Ar – ^{39}Ar reference age for the Durango apatite (U–Th)/He and fission-track dating standard. **Chemical Geology**, v. 214, n. 3–4, p. 249–263, 2005.

Moecher, D.P., Samson, S.D. Differential zircon fertility of source terranes and natural bias in the detrital zircon record: Implications for sedimentary provenance analysis. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 247, p. 252–266, 2006.

Morton, A. C.; Hallsworth, C. R. Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. **Sedimentary Geology**, v. 124, p. 3-29, 1999.

Nakasuga, W. M. et al. Novel etching protocol for epidote fission tracks. **Radiation Measurements**, v. 118, p. 26-30, 2018.

Osório, A. et al. Fission-track dating of Macusanite glasses using natural uranium and thorium thin films neutron dosimetry. **Geotemas**, v. 4, p. 125-127, 2002.

O’Sullivan, G. J.; et al. An integrated apatite geochronology and geochemistry tool for sedimentary provenance analysis. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 19, n. 4, p. 1309–1326, 2018.

O’Sullivan, G. J.; Chew, D. M.; Samson, S. D. Detecting magma-poor orogens in the detrital record. **Geology**, v. 44, n. 10, p. 871–874, 2016.

O’Sullivan, G. J. et al. Furthering the Potential of Apatite as a Provenance Indicator in Sedimentary Systems. **Trinity College Dublin. School of Natural Sciences**, 2019.

Piccoli, P. M.; Candela, P. A. Apatite in igneous systems. In: Kohn, M. L.; Rakovan, J.; Hughes, J. M. (Eds.). **Phosphates: Geochemical, Geobiological and Materials Importance: Reviews in Mineralogy and Geochemistry**, v. 48, p. 255-292, 2002.

Press, F.; Siever, R.; Grotzinger, J.; Jordan, T.H. Para Entender a Terra. 4. ed. Porto Alegre: Bookman, 2004.

PTABLE. Tabela periódica interativa. *Ptable*, 2024. Disponível em: <https://ptable.com/?lang=pt>. Acesso em: 20 jul. 2025.

Rahn, M. K.; et al. A zero-damage model for fission-track annealing in zircon. **American Mineralogist**, v. 89, p. 473–484, 2004.

Ravenhurst, C. E.; et al. Thermal annealing of fission tracks in fluorapatite, chlorapatite, manganoapatite, and Durango apatite: experimental results. **Canadian Journal of Earth Sciences**, v. 40, p. 995-1007, 2003.

Reiners, P. W. Zircon (U-Th)/He thermochronometry. **Reviews in Mineralogy & Geochemistry**, v. 58, p. 151-179, 2005.

Riley, T. R. et al. Early Jurassic magmatism on the Antarctic Peninsula and potential correlation with the Subcordilleran plutonic belt of Patagonia. **Journal of Geological Society London**, v. 174, n. 2, p. 365–376, 2017.

Siegert, M. J. Antarctic subglacial topography and ice-sheet evolution. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 33, p. 646–660, 2008.

Soares, C. J.; et al. Novel calibration for LA-ICP-MS-based fission-track thermochronology. **Physics and Chemistry of Minerals**, v. 41, p. 65-73, 2014.

Spikings, R. et al. Characterisation of Triassic rifting in Peru and implications for the early disassembly of western Pangaea. **Gondwana Research**, v. 35, p. 124–143, 2016.

Stacey, J. S.; Kramers, J. D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 26, p. 207–221, 1975.

Storey, B. C. et al. West Antarctica in Gondwanaland: crustal blocks, reconstruction and breakup processes. **Tectonophysics**, v. 155, p. 381–390, 1998.

Stump, E.; Fitzgerald, P. G. Episodic uplift of the Transantarctic Mountains. **Geology**, v. 20, n. 2, p. 161–164, 1992.

Suaide, J. A. Estabilidade Nuclear. Blog do Professor Suaide – Quarks de Ciência, 2012. Disponível em: <http://sampa.if.usp.br/~suaide/blog/?e=179>. Acesso em: 30 abr. 2025.

Tagami, T.; O’Sullivan, P. B. Fundamentals of fission-track thermochronology. In: Reiners, p. w.; Ehlers, t. a. (ed.). **Low-Temperature Thermochronology: Techniques, Interpretations, and Applications**. Reviews in Mineralogy & Geochemistry, v. 58, p. 19–47, 2005.

Tagami, T. Zircon fission-track thermochronology and applications to fault studies. **Reviews in Mineralogy & Geochemistry**, v. 58, p. 95-122, 2005.

Thomson, et al. Routine low-damage apatite U-Pb dating using laser ablation-multicollector-ICPMS. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 13, 2012.

Thomson, S. N.; Hervé, F. New time constraints for the age of metamorphism at the ancestral Pacific Gondwana margin of southern Chile (42-52°S). **Revista Geologica de Chile**, v. 29, n.2, 2002.

Tipler, Paul A.; Llewellyn, Ralph A. **Física moderna**. 6. ed. Rio de Janeiro: LTC, 2017.

Twinn, G. et al. Thermal history of the southern Antarctic Peninsula during Cenozoic oblique subduction. **Journal of the Geological Society**, v. 179, p. 1-11, 2022.

Veevers, J. J.; Saeed, A. Age and composition of Antarctic sub-glacial bedrock reflected by detrital zircons, erratics, and recycled microfossils in the Ellsworth Land–Antarctic Peninsula–Weddell Sea–Dronning Maud Land sector (240°E–0°–015°E). **Gondwana Research**, v. 23, p. 296–332, 2013.

Vermeesch, P. IsoplotR: a free and open toolbox for geochronology. **Geoscience Frontiers**, v. 9, p. 1479-1493, 2018.

Vaughan, A. P. M.; Eagles, G.; Flowerdew, M. J. Evidence for a two-phase Palmer Land event from crosscutting structural relationships and emplacement timing of the Lassiter Coast Intrusive Suite, Antarctic Peninsula: implications for mid-Cretaceous Southern Ocean plate configuration. **Tectonics**, v. 31, p. 1–19, 2012.

Wagner, G. A.; Van Den Haute, P. Fission-track dating. **Norwell: Kluwer Academic**, v. 6, p. 285, 1992.

Wellner, J. S. et al. History of an evolving ice sheet as recorded in SHALDRIL cores from the northwestern Weddell Sea, Antarctica. In: Anderson, J.B.; Wellner, J.S. (eds) **Tectonic, Climatic, and Cryospheric Evolution of the Antarctic Peninsula**, v. 63, p. 131–152, 2011.

Yamada, R. et al. Comparison of experimental techniques to increase the number of measurable confined fission tracks in zircon. **Chemical Geology**, v. 149, p. 99-107, 1998.

Yamada, K. et al. Role of nitric oxide in learning and memory and in monoamine metabolism in the rat brain. **British Journal of Pharmacology**, v. 115, n. 5, p. 852–858, 1995. Disponível em: <https://bpspubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/j.1476-5381.1995.tb15011.x>. Acesso em: 21 mai. 2025.

Yamada, K.; Tagami, T.; Shimobayashi, N. Experimental study on hydrothermal annealing of fission tracks in zircon. **Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)**, v. 201, p. 351-357, 2003.