

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE GEOLOGIA

Ana Paula Mirabelli Stensmann

**ANÁLISE TERMOTECTÔNICA NO BATÓLITO FLORIANÓPOLIS:
RELAÇÕES ENTRE A HISTÓRIA TÉRMICA FANEROZOICA DA
MARGEM SUDESTE CATARINENSE E O APORTE SEDIMENTAR DA
BACIA DE SANTOS**

Porto Alegre
2023

CIP - Catalogação na Publicação

Mirabelli Stensmann, Ana Paula
ANÁLISE TERMOTECTÔNICA NO BATÓLITO FLORIANÓPOLIS:
RELAÇÕES ENTRE A HISTÓRIA TÉRMICA FANEROZOICA DA
MARGEM SUDESTE CATARINENSE E O APORTE SEDIMENTAR DA
BACIA DE SANTOS / Ana Paula Mirabelli Stensmann. --
2023.
75 f.
Orientadora: Andrea Ritter Jelinek.

Trabalho de conclusão de curso (Graduação) --
Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto
de Geociências, Curso de Geologia, Porto Alegre,
BR-RS, 2023.

1. Termocronologia de baixa temperatura. 2. Datação
U-Th/He. 3. Batólito Florianópolis. 4. Bacia de
Santos. I. Ritter Jelinek, Andrea, orient. II.
Título.

Ana Paula Mirabelli Stensmann

**ANÁLISE TERMOTECTÔNICA NO BATÓLITO FLORIANÓPOLIS:
RELAÇÕES ENTRE A HISTÓRIA TÉRMICA FANEROZOICA DA
MARGEM SUDESTE CATARINENSE E O APORTE SEDIMENTAR DA
BACIA DE SANTOS**

Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia do Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, como requisito parcial para a obtenção do Título de Bacharel(a) em Geologia.

Orientador(a): Prof.^a Dr.^a Andrea Ritter Jelinek
Supervisor(a): Me. Edgar do Amaral Santos

Porto Alegre
2023

Ana Paula Mirabelli Stensmann

**ANÁLISE TERMOTECTÔNICA NO BATÓLITO FLORIANÓPOLIS:
RELAÇÕES ENTRE A HISTÓRIA TÉRMICA FANEROZOICA DA
MARGEM SUDESTE CATARINENSE E O APORTE SEDIMENTAR DA
BACIA DE SANTOS**

Este Trabalho de Conclusão de Curso foi julgado adequado para obtenção do Título de “Bacharel(a) em Geologia” e aprovado em sua forma final pelo Curso de Geologia, obtendo conceito ____.

Porto Alegre, 17 de março de 2023.

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Giovanni Cioccarì
Universidade Federal de Pelotas

Profa. Dra. Silvana Bressan Riffel
Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Dr. Marcos Bicca
Universidade Federal do Rio Grande do Sul

AGRADECIMENTOS

Agradeço aos meus pais por proporcionarem uma educação de qualidade na minha infância que me permitiu chegar até aqui de forma privilegiada. Aos meus familiares e amigos que acompanharam muitas das minhas vitórias e transformações ao longo desses últimos anos, sendo sempre incentivadores do meu crescimento profissional e testemunhas da minha evolução pessoal. A estes todos, deixo não só meu agradecimento, mas também todo meu amor. Não poderia deixar de agradecer ao meu supervisor do trabalho de conclusão de curso, que me acompanhou nos últimos meses de forma tão solidária, bem como minha orientadora que me permitiu adquirir mais conhecimento e fascínio neste curso especial que é a Geologia. Ademais, sou grata ao programa que me aproximou do mercado de trabalho de Geologia do Petróleo, o PRH 14.1, financiando meu projeto.

O conhecimento serve para encantar as pessoas, não para
humilhá-las.

Mário Sérgio Cortella

RESUMO

A análise de termocronologia de baixa temperatura é uma técnica considerada imprescindível para a construção de um modelo termotectônico da margem continental. A natureza do relevo na porção sul da margem continental leste Sul-Americana tem influenciado significativamente na análise de desenvolvimento das bacias sedimentares *offshore* tendo reflexo direto na exploração de hidrocarbonetos. Desta forma, o objetivo é estudar a evolução termotectônica Fanerozoica em porção exposta do embasamento cristalino do Escudo Catarinense que contribui com o aporte sedimentar da Bacia de Santos. Propõe-se uma análise termocronológica através de datações por U-Th/He em apatitas de duas amostras retiradas em regiões estratégicas do Batólito Florianópolis, região sudeste do Escudo Catarinense, a fim de calcular as taxas de soerguimento e erosão/denudação do seu relevo. Desta forma, o projeto estimou, ao final, o balanço de massa na área de estudo, relacionando volumes de sedimentos da bacia *offshore*, a Bacia de Santos, com a evolução da topografia e drenagem da margem adjacente. As idades termocronológicas obtidas pela metodologia indicaram resfriamento entre o período Cretáceo Inferior e o limite do Cretáceo com Paleógeno na área de estudo, contribuindo em parte no aporte sedimentar da Bacia de Santos com uma espessura média de seção denudada entre 0,5 e 1,3 quilômetros.

Palavras-chave: termocronologia de baixa temperatura, margem continental sudeste de Santa Catarina, Bacia de Santos.

ABSTRACT

Low temperature thermochronology analysis is a technique considered necessary for the construction of a thermotectonic model of the continental margin. The nature of the relief in the southern portion of the eastern South American continental margin has significantly influenced the analysis of the development of offshore sedimentary basins, having a direct impact on the exploration of hydrocarbons. Thus, the objective is to study the Phanerozoic thermotectonic evolution in an exposed portion of the crystalline basement of the Santa Catarina Shield that contributes to the sedimentary contribution of the Santos Basin. A thermochronological analysis is proposed using U-Th/He data in apatites from two selections taken from strategic regions of the Florianópolis Batholith, southeastern region of the Santa Catarina Shield, in order to calculate the uplift rates and range/denudation of its relief. In this way, the project estimated, in the end, the mass balance in the study area, relating volumes of sediments from the offshore basin, the Santos Basin, with the evolution of the topography and drainage of the adjacent margin. The transitory thermochronological bands by the methodology indicated cooling between the Lower Cretaceous period and the limit of the Cretaceous with Paleogene in the study area, radiating in part in the sedimentary input of the Santos Basin with an average thickness of denudated section between 0.5 and 1.3 kilometers

Key-words: low temperature thermochronology, southeastern continental margin of Santa Catarina, Santos Basin.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1. Mapa com as principais feições fisiográficas do segmento sul-sudeste do Atlântico Sul, com destaque da área aproximada deste estudo, no sudeste do estado de Santa Catarina. Fonte: National Oceanic and Atmospheric Administration – NOAA. 19
- Figura 2. Mapa geotectônico das províncias da margem continental brasileira. Fonte: Modificado de Brito Neves & Fuck (2013). 22
- Figura 3. Mapa geotectônico simplificado do Uruguai e região sul do Brasil. Zonas de Cisalhamento: 1- Itajaí-Perimbó, 2- Major Gercino, 3- Ibaré, 4- Dorsal de Canguçu, 5- Passo do Marinheiro, 6- Caçapava, 7- Sierra Ballena, 8- Sarandí del Yí, 9- Colonia. Fonte: Modificado de CPRM (2008) e Philipp *et al.*(2016). 23
- Figura 4. Contexto geológico e geotectônico do sul do Brasil e Uruguai (a) e principais unidades geológicas e traços estruturais do EC (b) com marcação em área da Suíte Pedras Grandes. Fonte: Bitencourt *et al.*(2008). 25
- Figura 5. Mapa da Bacia Sedimentar do Paraná: contorno estrutural (profundidade) do embasamento cristalino e principais estruturas anticlinais (arcos). Fonte: Milani, 2004. 26
- Figura 6. Simulação sísmica da Bacia de Pelotas ressaltando as estruturas em cunha características capturadas pelos refletores. Fonte: CPRM, 2003. 28
- Figura 7. Ilustração de seção geológica na Bacia de Santos apresentando componentes evaporíticos (sal Aptiano) em sua litologia. Fonte: CPRM, 2003. 28
- Figura 8. Mapa geotectônico do Escudo Catarinense com idades traço de fissão em zircão, U-Th/He em apatita e zircão e zonas de cisalhamento: (a) Itajaí-Perimbó e (b) Marjor Gercino. Fonte: Jelinek *et al.*(2021, modificado de CPRM, 2014) 31
- Figura 9. Fotos de etapas do processamento de amostras para análises de termocronologia de baixa temperatura: A) Coleta de amostras em campo; B) Separação mineral com peneira; C) Separação magnética com Frantz; D) Catação manual com pinça na lupa. Fonte: Fotos registradas pela autora (2022). 35
- Figura 10. Desenho ilustrando a história térmica de exumação das rochas na superfície terrestre em uma relação de temperatura versus profundidade. Os contornos vermelhos indicam as Tc de AHe e TFA. Fonte: Reiners & Shuster (2009). 36
- Figura 11. Transição esquemática da retenção do 4He durante história termal caracterizada por resfriamento constante. (A) Temperatura versus retenção filha radiogênica (*D) (de zero a total). He é produzido pelo decaimento radioativo dos isótopos pai (U, Th, Sm) no retículo

do cristal. Sob temperaturas elevadas, todo He é perdido do cristal, portanto a razão $(D^*)/P$ é 0. Sob temperaturas intermediárias, He retido parcialmente no cristal (HePRZ), e D^*/P aumenta conforme He acumula-se no retículo do cristal. Sob baixas temperaturas, abaixo da HePRZ, He é totalmente retido e D^*/P aumenta linearmente. Se um cristal acumula He e adquire uma idade (U-Th)/He, reaquecimento do cristal para temperaturas acima da HePRZ vai ressetar o cristal. (B) Temperatura versus tempo representando uma história de resfriamento constante de 100 Ma. C) Idade (U-Th)/He versus tempo, onde a curva representa a evolução da idade (U-Th)/He na história termal B. Modificado de Flowers *et al.*(2023.1). 38

Figura 12. Trajeto percorrido para coleta de amostras no período de campo. As amostras coletas em cada ponto são: 1 – A01; 2 – A02; 3 – A03; 4 – A04; 5 – A05; 1 – A06; 2 – A07; 3 – A08; 4 – A09; 5 – A10; 6 – A11; 7 – A12; 8 – A13; 9 – A14 e 10 – A15. 45

Figura 13. . Medidas de comprimento (x) e largura (y) em μm em apatitas datadas das amostras: A) A01, B) e C) A05. Fonte: Fotos tiradas no laboratório responsável pelas datações. 47

Figura 14. Correlação da seção denudada relacionada à história térmica da Serra do Tabuleiro com o aporte sedimentar da Bacia de Santos. Em vermelho, a síntese dos resultados obtidos através deste estudo. Modificado de Lisker *et al.*, 2009 (dados adicionais de Moreira *et al.*2007 e Google, 2023). 64

LISTA DE FOTOS

- Foto 1. Trajeto na planície costeira em direção a região elevada do embasamento cristalino.
Fonte: Autora..... 29
- Foto 2. Drenagens associadas às descontinuidades das escarpas. Fonte: Autora. 29

LISTA DE GRÁFICOS

| | |
|--|----|
| Gráfico 1. Dispersão das idades e eU das apatitas das amostras A01 e A05. | 50 |
| Gráfico 2. Dispersão das idades de apatita na amostra A01..... | 51 |
| Gráfico 3. Dispersão das idades de apatita na amostra A05..... | 52 |
| Gráfico 4. Modelo esperado para a amostra A01..... | 53 |
| Gráfico 5. Modelo esperado para a amostra A05..... | 54 |
| Gráfico 6. Modelo esperado com constraints na amostra A01. | 56 |
| Gráfico 7. Modelo esperado com <i>constraint</i> na amostra A05..... | 57 |

LISTA DE TABELAS

| | |
|--|----|
| Tabela 1. Coordenadas geográficas e informações das amostras coletada. Amostras que foram processadas encontram-se ressaltadas (em verde as que foram enviadas ao laboratório para a datação AHe. | 46 |
| Tabela 2. Resumo das idades (U-Th)/He em apatita e respectivos parâmetros para cada amostra deste estudo. | 49 |
| Tabela 3. Resumo das estimativas de taxa e espessura de seção denudada através das amostras A01 e A05 para a variação local de G (paleogradiente geotérmico). Legenda: t_i – tempo inicial; t_f – tempo final; T – paleotemperatura; T_s – temperatura da superfície. | 59 |

LISTA DE ABREVEATURAS E SIGLAS

NE: Nordeste

NNE: Norte – Nordeste

SW: Sudoeste

NOAA: National Oceanic and Atmospheric Administration

PM: Província Mantiqueira

BF Batólito Florianópolis

BS: Bacia de Santos

RS: Rio Grande do Sul

SC: Santa Catarina

EC: Escudo Catarinense

LIP: *Large Igneous Province*

CPRM: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais

MDE: Modelo Digital de Elevação

CNPq: Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico

UFRGS: Universidade Federal do Rio Grande do Sul

IGEO: Instituto de Geociências da UFRGS

Ca: cálcio

PO₄: fosfato

F: flúor

Cl: cloro

(OH⁻): hidroxila

He: hélio

U: urânio

Th: tório

Sm: Samário

Tc: temperatura de fechamento

TZA: traços de fissão em apatita

TFZ: traços de fissão em zircão

AHe: (U-Th)/He em apatita

ZHe: (U-Th)/He em zircão

⁴He: partícula alfa

PAZ: zona de apagamento parcial (traduzido de *Partial Anneling Zone*)

HePRZ: Zona parcial de retenção do He (traduzido de *He Partial Retention Zone*)

F_r : fator de correção por ejeção de partícula alfa

T: temperatura

t: tempo

λ : constante de decaimento

HNO₃: ácido nítrico

ICP-MS: Espectrometria de Massa com Fonte de Plasma (traduzido de *Inductively coupled plasma mass spectrometry*)

eU: urânio efetivo (traduzido de *effective uranium*)

L: comprimento (traduzido de *length*)

W: largura (traduzido de *width*)

ERS: raio esférico equivalente (traduzido de *Equivalent Spherical Radius*)

LISTA DE SÍMBOLOS

%: percentual

m: metro

km: quilômetro

mm: milímetro

μm : micrômetro

kg: quilograma

g: grama

ml: mililitro

$^{\circ}\text{C}$: graus célsius

Ma: milhões de anos

D: espessura de seção denudada em km

(T-Ts): paleogradiente geotérmico

G: gradiente geotérmico

R: taxa de denudação em km/Ma

ΔE : diferença de elevação em km

Δt : intervalo de tempo em Ma

\pm : mais ou menos (variação para erro)

t_0 : tempo inicial

$\partial T/\partial t$: variação de temperatura no tempo

SUMÁRIO

| | |
|--|----|
| INTRODUÇÃO | 18 |
| OBJETIVOS | 20 |
| REFERENCIAL TEÓRICO | 21 |
| Contexto geológico | 21 |
| Província Mantiqueira | 21 |
| Cinturão Dom Feliciano | 22 |
| Batólito Florianópolis..... | 23 |
| Bacias vulcanossedimentares associadas à área de estudo | 25 |
| Bacia do Paraná | 25 |
| Bacias marginais | 26 |
| Contexto geomorfológico | 28 |
| Termocronologia no Escudo Catarinense | 29 |
| CAPÍTULO DE MÉTODOS | 32 |
| Compilação de dados | 32 |
| Análise estrutural | 32 |
| Coleta de amostras | 33 |
| Separação de minerais de interesse..... | 33 |
| Análises de termocronologia de baixa temperatura | 35 |
| Termocronologia por (U-Th)/He..... | 37 |
| Interpretação e modelagem numérica dos dados termocronológicos | 40 |
| Cálculo das taxas de exumação e erosão/denudação e correlação com o aporte sedimentar da Bacia de Santos | 42 |
| RESULTADOS | 44 |
| Análise estrutural | 44 |
| Coleta e processamento de amostras..... | 44 |
| Morfologia e feições características das apatitas..... | 47 |

| | |
|---|----|
| Dados termocronológicos | 47 |
| Idades AHe | 47 |
| Interpretação da modelagem numérica para história térmica da área de estudo | 50 |
| Estimativa de taxa e espessura de seção denudada..... | 57 |
| DISCUSSÕES..... | 60 |
| História térmica das amostras datadas | 60 |
| Denudação e correlação com o aporte sedimentar na Bacia de Santos..... | 61 |
| CONCLUSÕES | 65 |
| REFERÊNCIAS..... | 67 |
| GLOSSÁRIO | 72 |
| ANEXO(S)..... | 73 |
| 1. Mapa Geológico da área de estudo | 73 |
| 2. Mapa de Declividade da área de estudo..... | 73 |

INTRODUÇÃO

A margem continental leste sul-americana possui considerável histórico de processos termotectônicos que caracterizam sua topografia e geologia segmentadas de diversas maneiras. A natureza da margem influencia significativamente a deposição de sedimentos e formação das bacias marginais offshore atualmente muito estudadas em função do volume economicamente importante de petróleo e gás em seus reservatórios. A área de estudo está localizada na margem continental sudeste de Santa Catarina (Figura 1) e é marcada no seu limite norte pela Zona de Cisalhamento Major Gercino (Bitencourt *et al.*, 1989) de direção NE.

A escolha dos terrenos a sul dessa zona de cisalhamento é de extrema importância para este trabalho, pois há poucos estudos do ponto de vista tectônico em relação às porções acima da zona. Os trends estruturais são de direção NNE e sinalizam os locais interessantes de serem amostrados. Será, portanto, reconstruída a história de soerguimento e exumação da região na Éon Fanerozoico através de análises de termocronologia de baixa temperatura em amostras rochosas do Batólito Florianópolis, embasamento cristalino Neoproterozoico exposto. Através da datação do material amostrado na região será possível então correlacionar a história térmica evolutiva da topografia com o aporte sedimentar da Bacia de Santos, bacia sedimentar *offshore* adjacente ao leste catarinense.

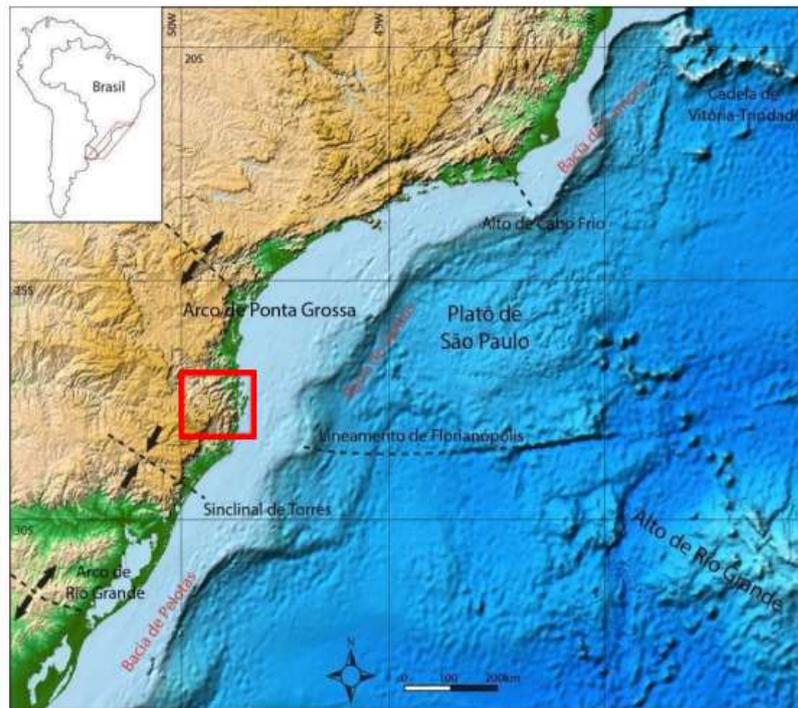


Figura 1. Mapa com as principais feições fisiográficas do segmento sul-sudeste do Atlântico Sul, com destaque da área aproximada deste estudo, no sudeste do estado de Santa Catarina.
Fonte: National Oceanic and Atmospheric Administration – NOAA.

OBJETIVOS

Este estudo teve como principal objetivo realizar a análise termotectônica durante o Éon Fanerozoico de porção da margem continental sudeste catarinense, além de relacionar a evolução do relevo da mesma com o desenvolvimento de bacia marginal adjacente.

Apesar de existirem muitos estudos sobre esta bacia *offshore* pelo seu conteúdo de significativa importância econômica, não existe consenso a respeito dos processos termotectônicos atuantes na Éon Fanerozoico na porção sudeste da margem continental de Santa Catarina sendo esta uma de suas áreas fontes. Isto, pois a região trabalhada possui algumas lacunas no que diz respeito a idades termocronológicas. Ademais, conhecer o padrão de idades de resfriamento da área fonte é um pré-requisito para a análise de evolução pós-deposicional de uma bacia sedimentar, que embora não seja o objetivo neste trabalho, pode gerar subsídios para estudos futuros.

Para tanto, foi realizada uma análise de termocronologia de baixa temperatura, considerada imprescindível para a construção de um modelo termotectônico da margem continental em amostras de área de estudo. Como objetivos específicos destacam-se: análise de falhas e lineamentos através de técnicas de sensoriamento remoto, elaboração de mapas através de geoprocessamento, datação por U-Th/He de amostras coletadas, modelagem numérica de dados termocronológicos, estimativas das taxas de erosão/denudação e sua correlação com o aporte sedimentar da Bacia de Santos.

REFERENCIAL TEÓRICO

Contexto geológico

Província Mantiqueira

A Província da Mantiqueira (PM), originalmente descrita por Almeida *et al.* (1981), ocupa a maior parte da margem leste brasileira, se estendendo desde o estado do Rio Grande do Sul até parte do estado da Bahia, e é afetada principalmente pelo Ciclo Brasileiro. Esta província orogênica, instalada a leste dos crátons Rio de La Plata, São Francisco e também a Bacia do Paraná (Figura 2), tem sua formação atrelada aos eventos colisionais do Neoproterozoico ao Ordoviciano no supercontinente Gondwana e constitui o arcabouço pré-cambriano do sudeste brasileiro dispostos em crátons e cinturões móveis (Bizzi *et al.*, 2003).

Segundo estudos geoquímicos sintetizados por Bento dos Santos *et al.* (2015), a evolução do magmatismo na porção central e norte da PM se dá a partir de eventos pré, sin a pós-orogênicos-colisional com plutonismos cálcico-alcálico, peraluminoso a metaluminoso, respectivamente. Já na porção sul, esta evolução é associada ao magmatismo metaluminoso a peraluminoso e tendências alcalinas. Os dados geocronológicos também compilados pelo autor implicam colisões diacrônicas, progressivamente mais recentes em direção norte.

Em suma, o longo período de evolução tectônica é consistente com o alto fluxo de calor que perdurou pela ascensão do manto, favorecendo a atividade magmática na província por mais de 100 Ma depois de seu início no evento colisional Brasileiro/Pan-Africano.

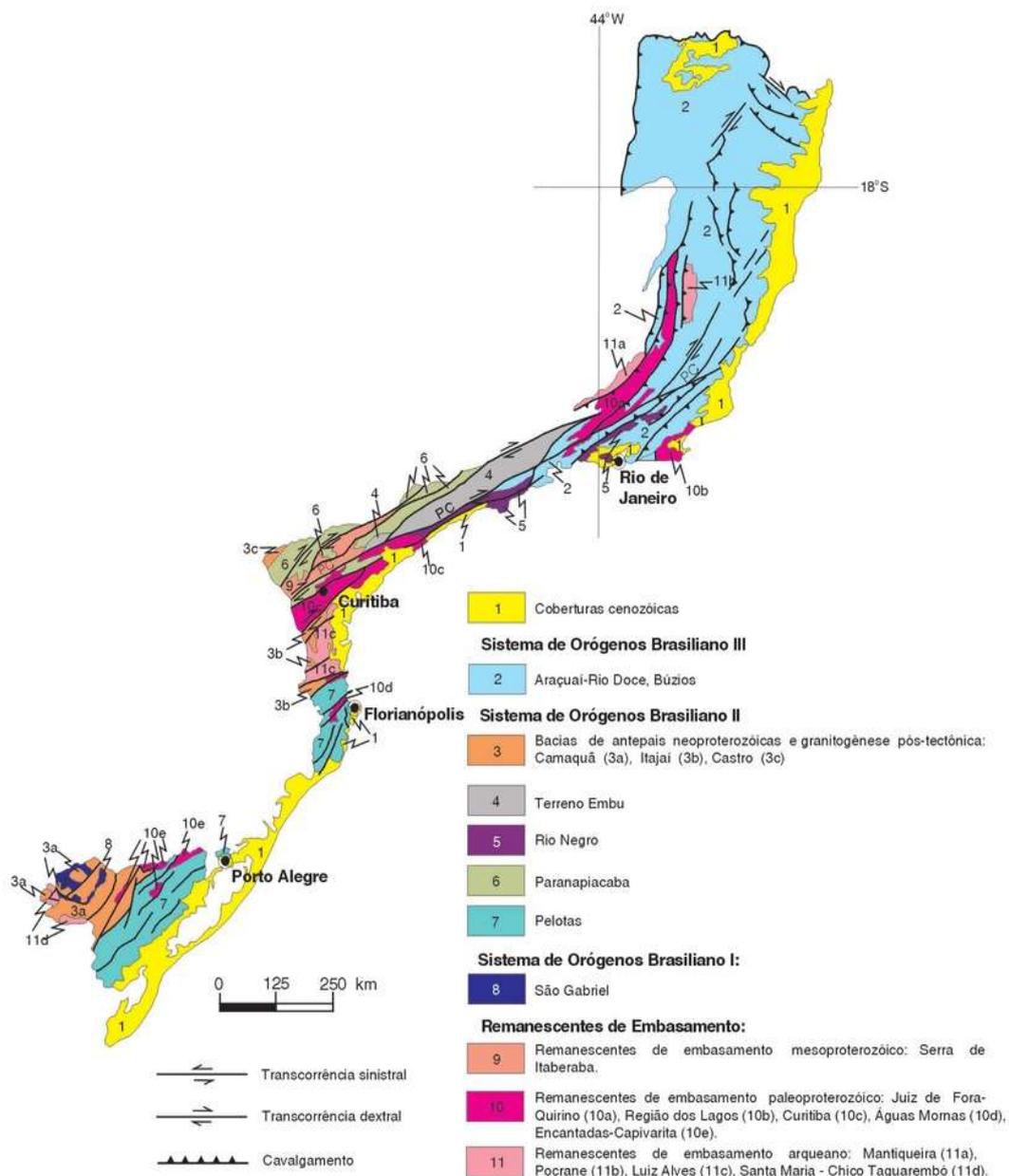


Figura 2. Domínios tectônicos da Província Mantiqueira. Fonte: Modificado de Brito Neves & Fuck (2013).

Cinturão Dom Feliciano

Dos três cinturões orogênicos incluídos na PM o Cinturão Dom Feliciano corresponde a sua porção meridional e constitui os terrenos São Gabriel e Tijucas, além dos batólitos de Pelotas (RS) e Florianópolis (SC). Conforme descrito por Bitencourt *et al.*(2008), o cinturão é dominado por associações de rochas graníticas dispostas em uma faixa tectônica de direção NE. Esta faixa, que se estende de Santa Catarina até o Uruguai, é proveniente do Ciclo Brasileiro II (600 a 560 Ma) e

os pulsos graníticos são frequentemente vinculados à atividade mantélica na forma de enclaves máficos, diques e corpos dioríticos e gabróicos.

O embasamento cristalino do cinturão é exposto em três setores (Figura 3) nos estados brasileiros do Rio Grande do Sul e de Santa Catarina e no Uruguai (Hueck *et al.*, 2018). A porção exposta do Escudo Catarinense (EC) constitui o extremo norte do cinturão e três terrenos pré-cambrianos que são divididos por duas estruturas principais: Zona de Cisalhamento Itajaí e Major Gercino. Os terrenos possuem associações litológicas características e, na parte sul do estado, situa-se o domínio proveniente de magmatismo Neoproterozóico de afinidade cálcico-alcalina a alcalina (Chemale *et al.*, 2012), o Batólito Florianópolis.

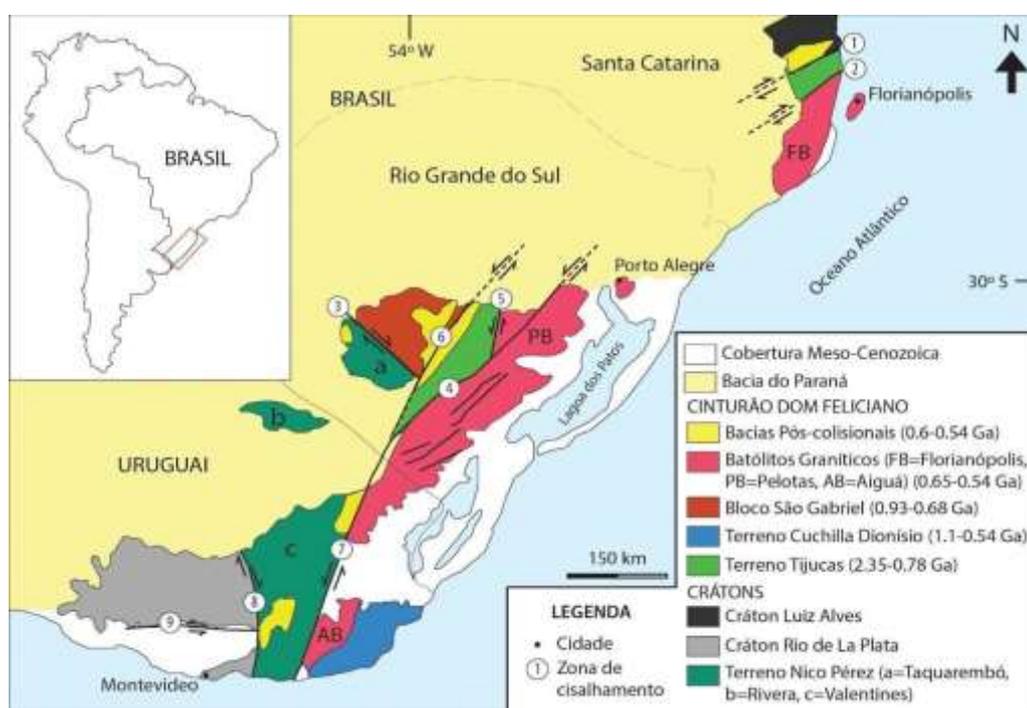


Figura 3. Mapa geotectônico simplificado do Uruguai e região sul do Brasil. Zonas de Cisalhamento: 1- Itajaí-Perimbó, 2- Major Gercino, 3- Ibaré, 4- Dorsal de Canguçu, 5- Passo do Marinheiro, 6- Caçapava, 7- Sierra Ballena, 8- Sarandí del Yí, 9- Colonia. Fonte: Modificado de CPRM (2008) e Philipp *et al.*(2016).

Batólito Florianópolis

Segundo Bitencourt *et al.*(2008), o Batólito Florianópolis (BF) é associado à tectônica transpressiva pós-colisional do final do Ciclo Brasileiro (Figura 4). Porém, é interpretado também por outros autores (Silva *et al.*, 2005; Basei, 1985, 2000) como parte de um arco magmático continental, parte de um cinturão orogênico

ensiálico ou como raiz de arco magmático. De qualquer forma, o magmatismo plutônico compreende diversas zonas de cisalhamento anastomosadas.

No batólito, existe um trend estrutural de direção NNE a sul das Zonas de Cisalhamento Itajaí e Major Gercino, no arcabouço de intrusões graníticas dispostas em diferentes suítes. Conforme citado por Hueck *et al.*(2018), essas suítes se diferenciam por critérios geoquímicos, rochas cálcico-alcálicas precoces (650 a 630 Ma) a alcálicas tardias (590 a 580 Ma). Já as encaixantes das intrusões compreendem ortognaisses dos complexos Águas Mornas (Zanini *et al.*, 1997) e Camboriú (Chemale *et al.*, 1995) e sequências metavulcanossedimentares do Complexo Metamórfico Brusque (Basei *et al.*, 2000).

As amostras coletadas na região do EC, e com gênese tectônica ainda não completamente estabelecida, referem-se ao Granito Serra do Tabuleiro da Suíte Pedras Grandes (Zanini *et al.*, 1997), constituindo raros monzogranitos e sienogranitos leucocráticos, ambos com baixos teores de máficos e predominância de zircão, apatita, opacos e fluorita como minerais acessórios (Basei *et al.*, 2000). As litologias podem ser verificadas de maneira regional no Mapa Geológico disposto nos ANEXOS deste trabalho. É possível notar que ambas amostras foram coletadas em litologias diferentes e próximas a falhas de direção NO-SE.

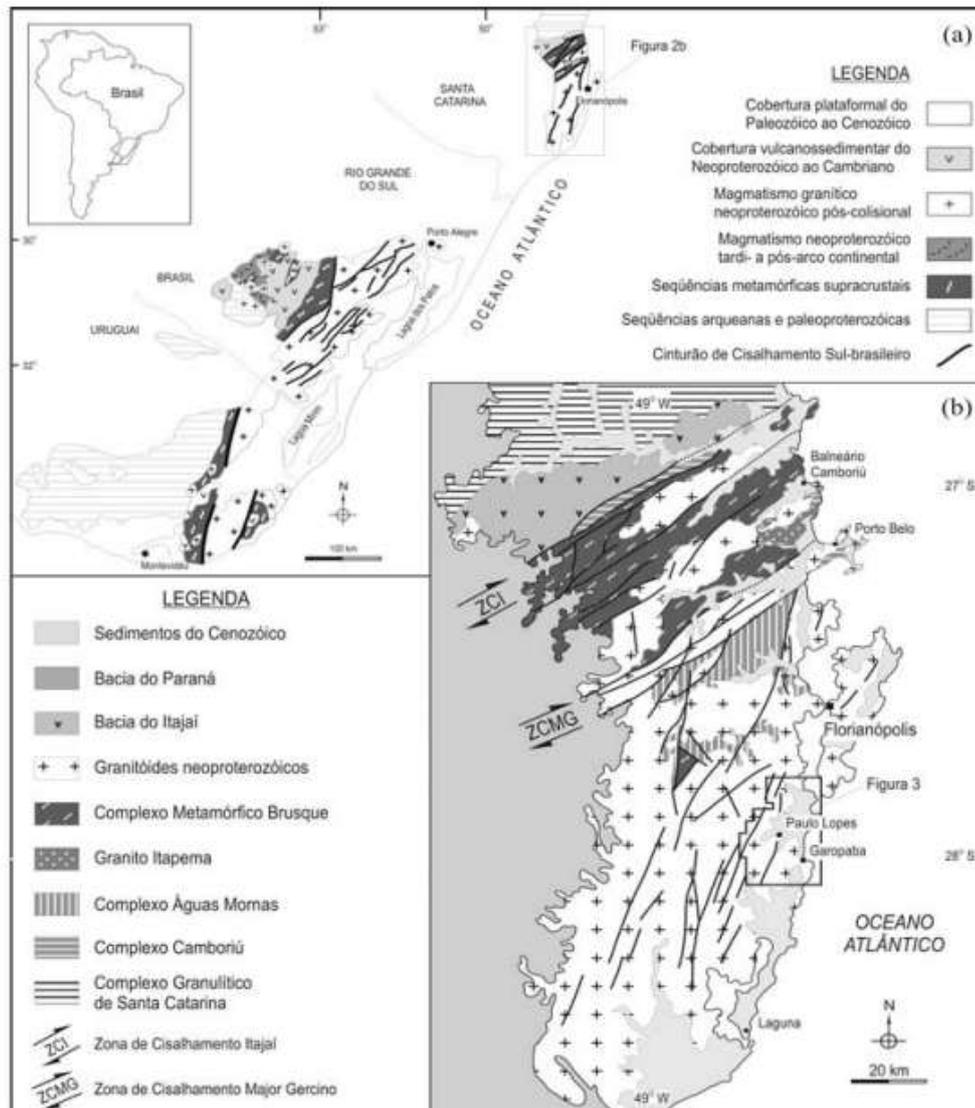


Figura 4. Contexto geológico e geotectônico do sul do Brasil e Uruguai (a) e principais unidades geológicas e traços estruturais do EC (b) com marcação em área da Suíte Pedras Grandes. Fonte: Bitencourt *et al.*(2008).

Bacias vulcanossedimentares associadas à área de estudo

Bacia do Paraná

O início do Paleozoico marcou a detenção de compressões que promoveram o paleocontinentemente Gondwana, o que promoveu a erosão e deposição de sedimentos nas bacias intracontinentais formadas. A Bacia do Paraná, contemplada neste contexto (Figura 5), é composta de pacotes vulcanossedimentares divididos em seis supersequências formadas durante o Paleozoico ao Mesozoico (Milani *et al.*, 2007a) Associada a área de estudo, a formação Serra Geral que compõem o

derramento de rochas vulcânicas da LIP (*Large Igneous Province*) Paraná-Etendeka de idade estimada em 135 Ma (Turner *et al.*, 1994; Stewart *et al.*, 1996; Janasi *et al.*, 2011; Florisbal *et al.*, 2014), cobre grande parte das das formações sedimentares da Bacia do Paraná, cujo o aporte sedimentar está atrelado também ao embasamento cristalino objeto de estudo deste trabalho.

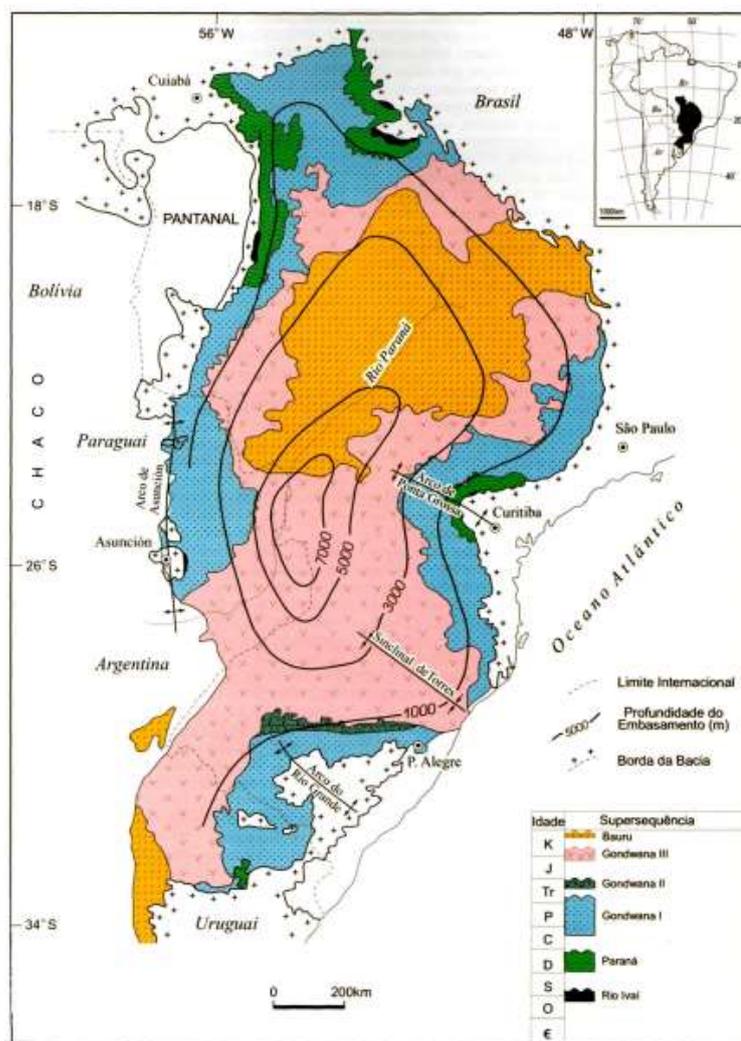


Figura 5. Mapa da Bacia Sedimentar do Paraná: contorno estrutural (profundidade) do embasamento cristalino e principais estruturas anticlinais (arcos). Fonte: Milani, 2004.

Bacias marginais

Contemporaneamente a deposição das superseqüências da Bacia do Paraná, a abertura do oceano Atlântico, iniciada a partir do Cretáceo (Nürnberg e Müller, 1991; Chang *et al.*, 1992; Torsvik *et al.*, 2009) deu origem às bacias marginais que contemplam importantes zonas de falha consequentes do rifteamento.

A Bacia de Pelotas, contemplada neste contexto, é majoritariamente caracterizada como uma margem passiva preenchida por sequências clásticas continentais e transicionais (Asmus & Porto, 1972; Dias *et al.*, 1994). Além disso, a presença de cunhas é bem marcada por refletores sísmicos (Figura 6), se estendendo de Florianópolis até a Argentina (Bueno *et al.*, 2007; Bueno, 2021). Sua origem é atrelada à abertura do Atlântico Sul, registrando principalmente o último estágio evolutivo do rifteamento, o oceânico.

Por outro lado, a Bacia de Santos (BS), localizada no limite acima do Alto de Florianópolis, registra, além do vulcanismo expressivo característico de margem passiva, uma camada evaporítica (Figura 7) que é ausente na Bacia de Pelotas (Talwani e Abreu, 2000; Milani *et al.*, 2007b; Moreira *et al.*, 2007). Ademais, as zonas de fraturas também são muito bem marcadas atreladas a presença do sal e constitui uma zona vulcânica bastante importante e elevada chamada de Cordilheira São Paulo (Gamboa e Rabinowitz, 1981).

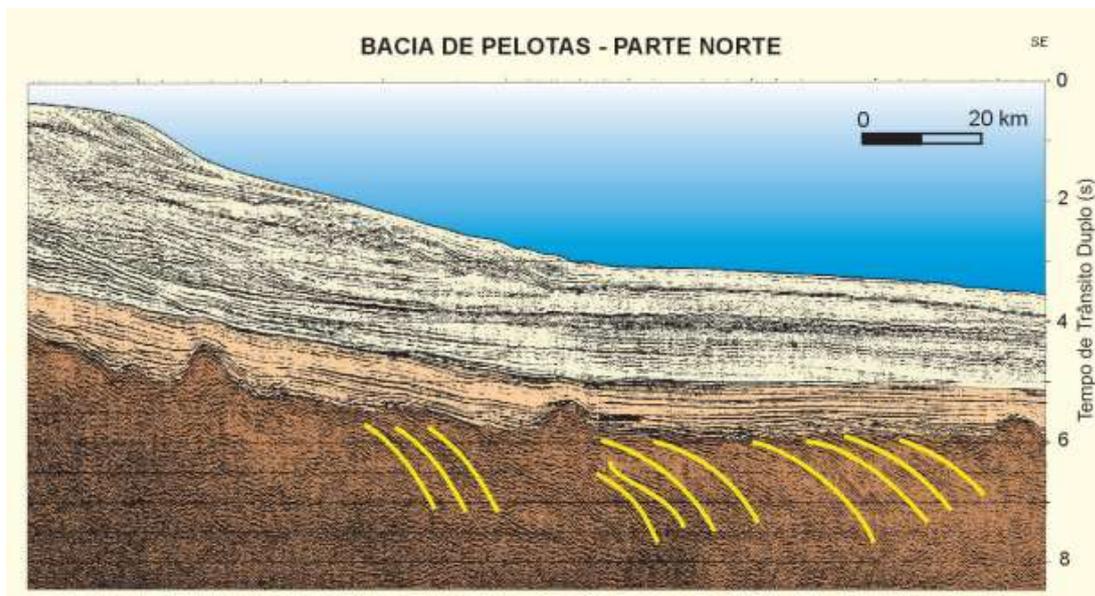


Figura 6. Simulação sísmica da Bacia de Pelotas ressaltando as estruturas em cunha características capturadas pelos refletores. Fonte: CPRM, 2003.

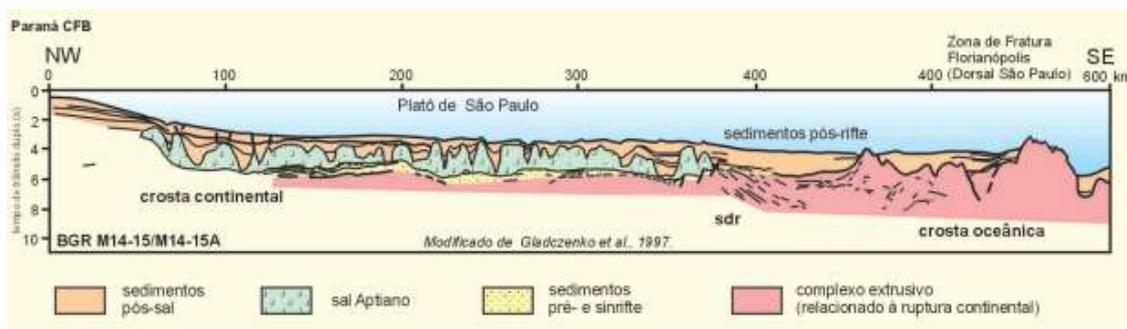


Figura 7. Ilustração de seção geológica na Bacia de Santos apresentando componentes evaporíticos (sal Aptiano) em sua litologia. Fonte: CPRM, 2003.

Contexto geomorfológico

Na margem continental do sudeste catarinense, onde se situa a porção do EC exposta, a morfologia é característica de margem continental passiva, com bacias sedimentares *offshore* separadas da região continental elevada por uma planície costeira estreita (Gallagher *et al.*, 1994). A bacia *offshore* adjacente a área de estudo, BS, é separada da região elevada do embasamento cristalino Neoproterozoico por uma planície costeira Meso-Cenozoica formada durante a separação entre América do Sul e África.

Zanini *et al.*(1997) descreve O Granito Serra do Tabuleiro como uma unidade que aflora em matacões bastante alterados provenientes do plúton semicircular que configura a serra. Seccionado pelo Rio Vargem do Braço, em faixa limitada por falhas de direção NE-SW, o corpo possui contatos tectônicos em toda sua extensão, intrusões riolíticas e coberturas tufo-riolíticas em suas bordas que enfatizam a tectônica de sua topografia.

Ademais, o sistema de drenagem da planície na região constitui a dissecação do Rio Itajaí e de seus formadores, designando papel fundamental na descontinuidade das escarpas da Serra do Mar, onde as altitudes são reduzidas em direção a sua porção sul (Jelinek *et al.*2021) e contribuindo significativamente com a sedimentação das bacias associadas. Em ANEXO(S), é possível visualizar as declividades da área de estudo que contribuem com a distribuição de erosão do embasamento nas bacias sedimentares adjacentes. Os aspectos geomorfológicos que foram destacados, que podem ser visualizados também nas fotos a seguir.

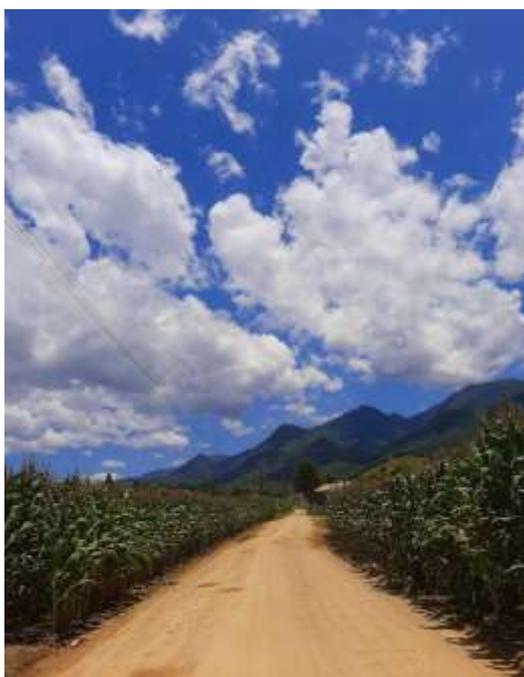


Foto 1. Trajeto na planície costeira em direção a região elevada do embasamento cristalino. Fonte: Autora.



Foto 2. Drenagens associadas às descontinuidades das escarpas. Fonte: Autora.

Termocronologia no Escudo Catarinense

Sabe-se que a Província da Mantiqueira foi desenvolvida a partir dos processos orogênicos Neoproterozoicos da amalgamação do Gondwana ocidental. Entretanto, no Cretáceo Superior, a abertura do Atlântico marca a ruptura do Gondwana, o que possivelmente se configura como o último evento tectônico regional que afetou a morfologia da província, gerando soerguimento e exumação do embasamento na margem continental.

Na região sudeste da margem, conforme indicam os estudos realizados na região do EC (Figura 8), o resfriamento e exumação são principalmente Fanerozoicos (Jelinek *et al.*, 2021). Oliveira *et al.*(2016) sugeriram que a taxa denudação da Serra do Mar, onde o embasamento é exposto na PM, relaciona-se ao soerguimento do embasamento no Cretáceo Superior. Conforme Novo *et al.*(2020) sugerem, existe uma concordância de que as taxas de denudação e soerguimento foram intensificadas durante este período e que o magmatismo alcalino contribuiu com o aumento dessas taxas na região.

O estudo de Jelinek *et al.*(2021) também menciona que amostras mais próximas à margem continental apresentam taxas de denudação e exumação mais aceleradas, cerca de 3 km de seção denudada após a ruptura continental, do que o interior do continente, com cerca de apenas 1 km. Os registros sedimentares nas bacias de Pelotas e Santos corroboram com esses aspectos de soerguimento e erosão, registrando também em suas sequências momentos em que houve captura de suas drenagens e falta de suprimento.

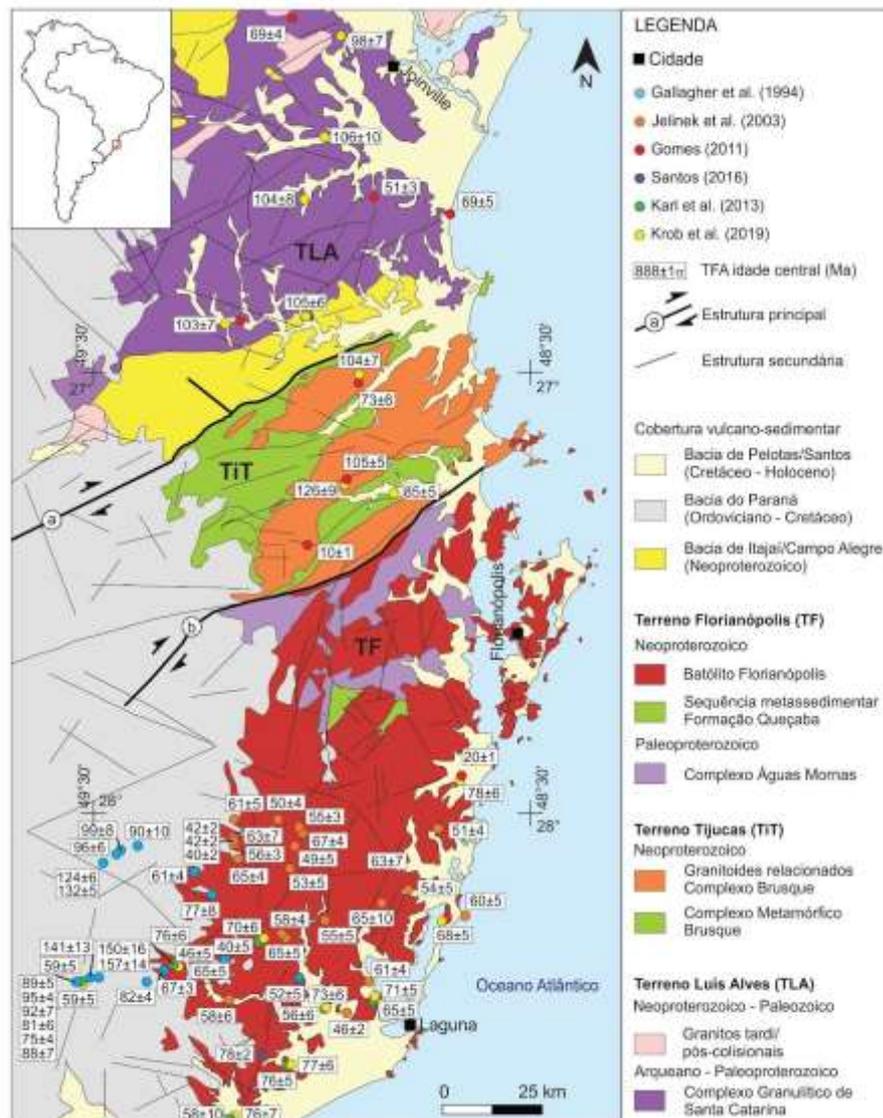


Figura 8. Mapa geotectônico do Escudo Catarinense com idades traço de fissão em zircão, U-Th/He em apatita e zircão e zonas de cisalhamento: (a) Itajaí-Perimbo e (b) Marjor Gercino. Fonte: Jelinek et al.(2021, modificado de CPRM, 2014)

CAPÍTULO DE MÉTODOS

O desenvolvimento do projeto ocorreu, de maneira geral, em três etapas: (1) pré-campo: foi revisada a bibliografia referente à área de estudo, compilados os dados já publicados e, através do estudo prévio, delimitadas as áreas de interesse para a coleta de amostras; (2) campo: foram coletadas as amostras para as análises de termocronologia de baixa temperatura e (3) pós-campo: foram adquiridos os dados através de técnicas de datação por meio de (U-Th)/He em mineral de interesse, interpretação dos dados obtidos, geração de modelagem numérica dos dados de termocronologia, cálculo das taxas de erosão/denudação. Desta forma foi possível discutir os resultados e correlacionar com o aporte sedimentar na BS.

Compilação de dados

A compilação dos dados existentes na bibliografia foi realizada sobre os aspectos geológicos, estruturais e termocronológicos da região de estudo através da alimentação de banco de dados previamente criado e alimentado pelo Grupo de Pesquisa em Termocronologia CNPq/UFRGS, da orientadora deste trabalho.

Dentre os dados utilizados, analisaram-se as idades já obtidas das rochas da região, bem como o contexto geológico regional e de escala local ao qual a área se insere, como, por exemplo, a tectônica e estrutural atribuída à área. Desta forma, os dados pré-existentes serviram de subsídio para as discussões, podendo ser comparados com os obtidos pelo presente projeto.

Análise estrutural

A realização do inventário das principais estruturas (primárias e secundárias) da região foi feita através da análise por imagens de satélite (Google, Imagery, Topodata). Esta análise consiste na identificação e traçado dos lineamentos em escala regional utilizando as próprias fontes e o *software* ArcGIS 10.5.

Esta etapa prévia permitiu elaborar um mapa de lineamentos sobreposto ao geológico e identificar os melhores afloramentos para coletar amostras durante a etapa de campo. As áreas estratégicas para coleta de amostra propiciam melhor

entendimento das idades obtidas no presente projeto, por exemplo, a coleta de amostras em ambos os lados de uma região de falha poderiam explicar idades muito diferentes em um mesmo contexto litológico. Da mesma forma, a coleta de amostras em uma depressão de área cratônica poderia fornecer idade distinta em um mesmo terreno, porém em local mais elevado.

Coleta de amostras

Para a realização da análise principal deste trabalho pelos métodos discutidos a seguir, é necessária a realização de um trabalho de campo para coletar as amostras de onde serão extraídos o mineral utilizado para medições de idades termocronológicas. Neste trabalho, foram coletadas amostras ricas em apatita, como granitos, tonalitos, granodioritos, bem como foi evitada a coleta em locais já amostrados em estudos anteriores.

A qualidade do dado depende da qualidade e quantidade de amostragem, buscando obter a maior precisão possível das idades. Alguns parâmetros que tornam esta etapa ideal são: coleta de amostras frescas e em grande quantidade, visto que o mineral de interesse, a apatita, é um mineral acessório geralmente encontrado em proporções menores de até 0,5% do conteúdo da rocha, além de controle preciso de coordenadas geográficas, bem como suas altitudes e principalmente, identificar na amostra a sua importância para o trabalho. Ou seja, o controle amostral é feito direta e indiretamente, pois são amostrados blocos tectônicos distintos identificados previamente na etapa pré-campo.

Separação de minerais de interesse

Este procedimento tem como objetivo a separação dos minerais alvos, as apatitas, nos quais serão posteriormente aplicadas as técnicas para aquisição de dados termocronológicos. Para adquirir as apatitas, as amostras foram submetidas a alguns processos (Figura 9) e o primeiro deles foi britagem no Laboratório de Preparação de Amostras do IGEO/UFRGS - Anexo 1. Nesta etapa inicial foi utilizado um britador de mandíbulas para desagregação em pedaços dos blocos rochosos amostrados em campo, os quais geralmente possuíam mais de 5 kg, quantidade

necessária para que haja um bom percentual do mineral desejado. Após a britagem, o concentrado constitui seixos que são submetidos ao processo seguinte, moagem e peneiramento.

As peneiras granulométricas são utilizadas para concentrar grãos menores que $> 250\mu\text{m}$, portanto, geralmente os fragmentos de tamanho brita são colocados primeiramente em uma peneira de malha com abertura de 6.72mm, depois passados em um moinho, que homogeneiza os grãos e desagrega, mais precisamente, para somente depois o concentrado restante ser peneirado através de uma malha com abertura de 0,250mm. Para concentrar ainda mais os minerais mais densos, dentre eles a apatita, e eliminar os leves, foi realizado um bateamento. Esta metodologia é muito utilizada para separação de minérios metálicos, pois se baseia no movimento circular de uma bateia metálica que simula a seleção natural de sedimentos através do fluxo de água e seu movimento de transporte.

Os próximos dois processos são importantes para concentrar ainda mais os minerais de interesse para os processos seguintes, a separação magnética e densimétrica. Primeiramente, de forma manual, utilizou-se um ímã de mão que eliminou os principais minerais magnéticos, como hematita e magnetita. Posteriormente, utilizou-se um Separador Magnético Isodinâmico Frantz, que através da geração de densidade de fluxo magnético, pode processar com eficiência partículas de interesse entre 0,833 mm a $74\mu\text{m}$ sob as amperagens específicas de 0,3, 0,5 e 1,0 A. Por último, baseando-se no emprego de um meio denso o qual possui densidade intermediária entre os minerais de interesse e aqueles que não se deseja utilizar, foram obtidos dois produtos: os minerais de densidade superior ao meio denso afundam, e os de densidade inferior ao meio flutuam. Nesta metodologia utilizam-se os líquidos orgânicos, e para separar o mineral de interesse, a apatita, o líquido utilizado foi o bromofórmio, o qual possui densidade de 2,89 g/ml.

A catação manual dos grãos de apatita finaliza a separação mineral e foi feita com auxílio de lupa binocular de mesa, pinça e identificação cristalográfica do mineral. A apatita é um mineral hexagonal, da classe dos fosfatos ($\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F},\text{Cl},\text{OH})$), geralmente translúcido incolor ou leitoso com algumas variações raras de cores como amarelo, rosa, lilás e azul. A dureza é semelhante ao vidro e os grãos encontram-se fragmentados com frequência. Ao serem captados, os cristais são enviados para análises com termocronologia de baixa temperatura.



Figura 9. Fotos de etapas do processamento de amostras para análises de termocronologia de baixa temperatura: A) Coleta de amostras em campo; B) Separação mineral com peneira; C) Separação magnética com Frantz; D) Catação manual com pinça na lupa. Fonte: Fotos registradas pela autora (2022).

Análises de termocronologia de baixa temperatura

A termocronologia de baixa temperatura é uma técnica geocronológica que determina possíveis histórias térmicas na crosta superior. Conforme referido por Jelinek *et al.*(2021), a sua sistemática é embasada em decaimento radioativo de elementos, mineral ou fase hospedeira dos mesmos e um modelo cinético determinado experimentalmente. Desta forma, o método dentro de um contexto geológico ajuda a diagnosticar aspectos temporais e térmicos de processos e eventos, além da taxa e duração dos mesmos, uma vez que as idades obtidas

correspondem às de resfriamento, quando o mineral atinge a sua temperatura de fechamento (T_c).

Para obtenção das idades, são utilizados sistemas radioisotópicos que possuem sensibilidade a intervalos de T_c distintas, definidos como termocronômetros. Dentre eles, destacam-se os traços de fissão em zircão (TFZ) e apatita (TFA) além do (U-Th) /He nestes mesmos minerais (ZHe e AHe, respectivamente).

A T_c da apatita que determina as idades de resfriamento AHe, uma vez que a zona parcial de apagamento PAZ deste mineral é reconhecida entre 60 e 100°C. A combinação destas técnicas permite uma interpretação da evolução termal da crosta através das correlações feitas entre os processos superficiais e tectônicos (Figura 10).

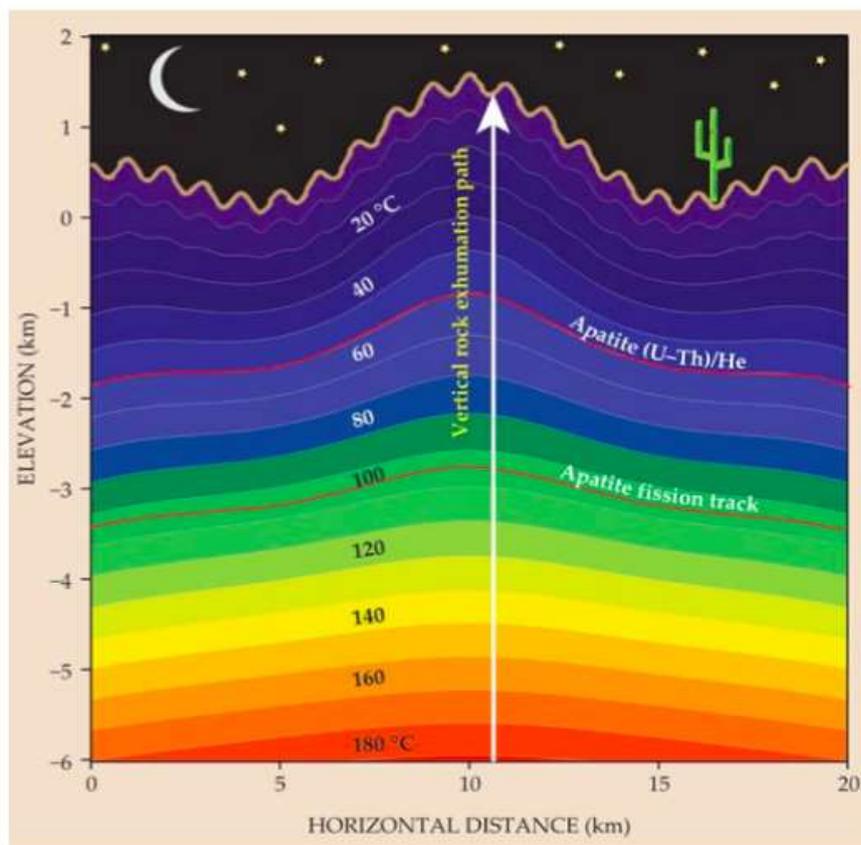


Figura 10. Desenho ilustrando a história térmica de exumação das rochas na superfície terrestre em uma relação de temperatura versus profundidade. Os contornos vermelhos indicam as T_c de AHe e TFA. Fonte: Reiners & Shuster (2009).

Termocronologia por (U-Th)/He

Das técnicas utilizadas na termocronologia de baixa temperatura, a escolhida para a realização deste trabalho foi a datação por (U-Th)/He. Este método foi primeiramente introduzido por estudos de Rutherford (1905) para datar materiais geológicos e sucedeu diversos avanços em estudos de diversos pesquisadores para termocronologia de baixa temperatura (Zeitler *et al.*, 1987; Farley *et al.*, 1996, entre outros). Atualmente o entendimento da cinética da difusão do He nos sistemas cristalinos se tornou um foco na área de datação de materiais geológicos. A metodologia contribui com os estudos da evolução da paisagem, desenvolvimento topográfico, histórias de exumação retratando a desintegração de elementos como U e Th através do decaimento alfa. Ou seja, a forma de decaimento radioativo que ocorre quando um núcleo atômico instável emite uma partícula alfa (núcleos de ^4He), transformando-se em um outro núcleo atômico com número atômico e de massa menores.

Durante cada evento de decaimento, o átomo pai é deslocado a uma pequena distância oposta à partícula alfa criando um dano e deslocando átomos da rede mineral (Farley *et al.*, 1996; Farley, 2002; Ketcham *et al.*, 2011). Esses movimentos nas redes cristalinas são cruciais no processo de difusão de ^4He para cada mineral com suas características específicas, refletindo na sua datação. Importante ressaltar que danos por irradiação, defeitos cristalinos, substituições químicas, causam efeitos na cinemática em comparação a estruturas cristalinas perfeitas (e.g., Shuster *et al.*, 2006; Zeitler *et al.*, 2017). Da mesma forma, altas temperaturas também podem causar apagamento dos danos referente a produção de ^4He . Alguns núcleos de ^4He podem permanecer retidos na estrutura do cristal dependendo da temperatura e do tempo que permaneceu na mesma no sistema (Wolf *et al.*, 1996). A faixa de temperatura intermediária, onde não sofre nem a difusão total do sistema, nem a retenção total, foi definida como zona de retenção parcial de He (HePRZ) por Wolf *et al.* (1998) e pode ser visualizada na Figura 11.

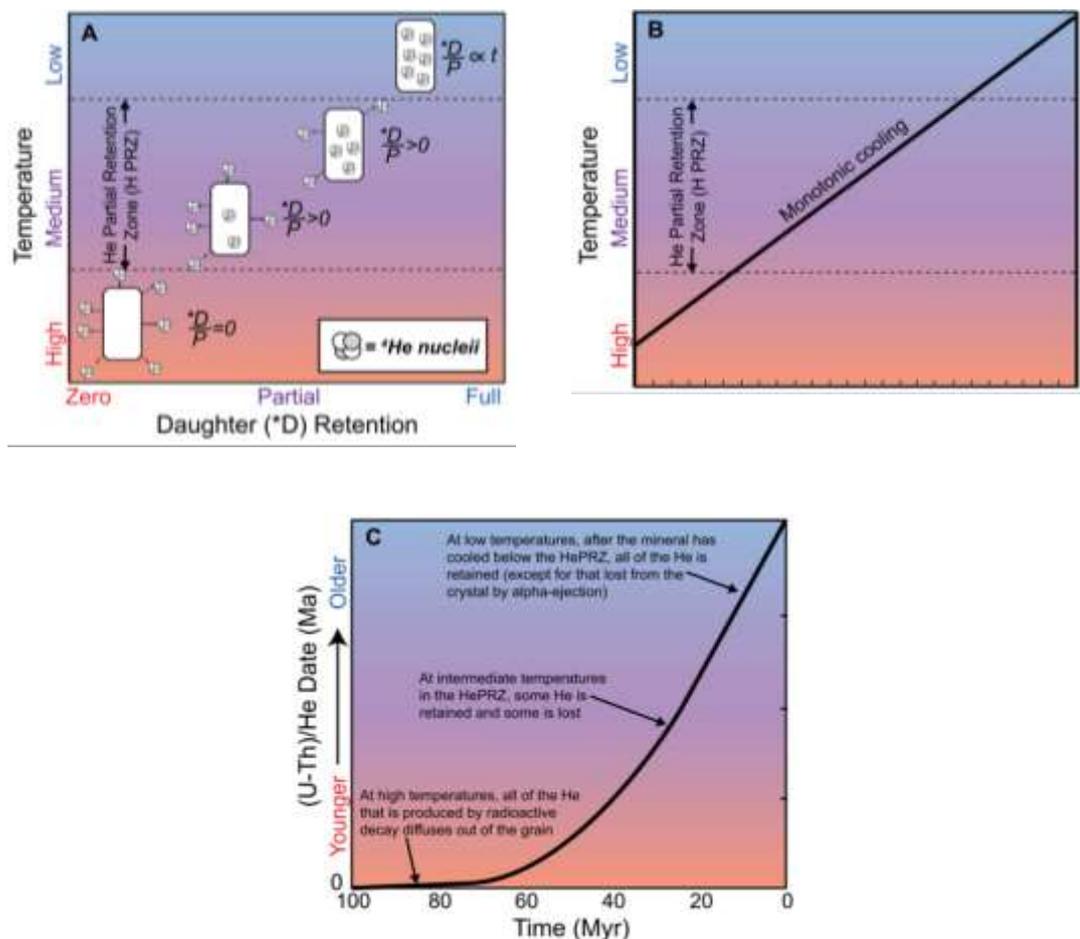


Figura 11. Transição esquemática da retenção do ^4He durante história termal caracterizada por resfriamento constante. (A) Temperatura versus retenção filha radiogênica (D^*) (de zero a total). He é produzido pelo decaimento radioativo dos isótopos pai (U, Th, Sm) no retículo do cristal. Sob temperaturas elevadas, todo He é perdido do cristal, portanto a razão (D^*)/P é 0. Sob temperaturas intermediárias, He retido parcialmente no cristal (HePRZ), e D^*/P aumenta conforme He acumula-se no retículo do cristal. Sob baixas temperaturas, abaixo da HePRZ, He é totalmente retido e D^*/P aumenta linearmente. Se um cristal acumula He e adquire uma idade (U-Th)/He, reaquecimento do cristal para temperaturas acima da HePRZ vai ressetar o cristal. (B) Temperatura versus tempo representando uma história de resfriamento constante de 100 Ma. C) Idade (U-Th)/He versus tempo, onde a curva representa a evolução da idade (U-Th)/He na história termal B. Modificado de Flowers *et al.*(2023.1).

Conforme mencionado, as temperaturas sob as quais o He tanto é perdido quanto retido dependem das características de difusão do elemento nas estruturas cristalinas do mineral. A apatita, assim como o zircão, tem sido utilizada para datação por este método, pois se trata de um mineral acessório com alto teor de U-Th em sua estrutura cristalina, compondo diversos tipos de rochas. Além disso, este mineral possibilita a interpretação de histórias térmicas, principalmente para estudos em regiões com atividade tectônica recente ou exumação limitada, relacionada a

movimentações apenas da crosta superior, onde a temperatura se mantém abaixo de 200°C. O zircão é o mineral mais indicado para investigação em profundidades maiores, podendo contribuir na determinação do tempo e razões de exumação da crosta média-superior em terrenos orogênicos.

Flowers *et al.*(2023, pt 1) aponta, ainda, que existe uma variação dentro do termo “idade”, sendo esta podendo ser referida como “idade aparente”, que é obtida pela equação de decaimento (Equação 1; idade bruta ou não corrigida) ou a idade obtida com a equação de decaimento corrigida pelo fator de correção por ejeção de partículas alpha (F_T), idade corrigida. O segundo termo, “idade”, é utilizado quando existe um significado geológico inferido pela datação, o que requer interpretações adicionais. A equação da idade por (U-Th)/He deriva do cálculo de idade a partir do decaimento isotópico (Farley *et al.*, 2002). São parâmetros requeridos pelo cálculo: a concentração de átomos presentes na amostra atualmente e suas constantes de decaimento. Desta forma, t , a idade, é a razão (U-Th)/He e essa equação depende da produção de ^4He através da equação da difusão que leva em consideração fundamentos como a 1ª e 2ª lei de Fick.

$$^4\text{He} = 8 \times ^{238}\text{U} [e^{(\lambda^{238}t)} - 1] + 7 \times ^{235}\text{U} [e^{(\lambda^{235}t)} - 1] + 6 \times ^{232}\text{Th} [e^{(\lambda^{232}t)} - 1] + ^{147}\text{Sm} [e^{(\lambda^{232}t)} - 1],$$

onde, t é o tempo, ^4He , ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th e ^{147}Sm são os números atômicos de cada isótopo no mineral e λ^{238} , λ^{235} , λ^{232} , and λ^{147} são as constantes de decaimento dos núclídeos parentais. Essa equação assume equilíbrio secular no decaimento, o que a torna apropriada para medições > 1 Ma (e.g., Farley *et al.*, 2002; Schmitt *et al.*, 2006, 2010). Além disso, presume-se que não há concentração inicial de ^4He no cristal datado, fato razoável uma vez que quase nenhuma estrutura cristalina é compatível com os átomos de He.

É importante ressaltar que uma mesma quantidade de He calculada, ou uma mesma datação por (U-Th)/He, pode sugerir uma grande variedade de histórias térmicas. Desta forma, determinar o significado geológico de uma idade (U-Th)/He é bastante complexo e algumas estratégias são necessárias para reduzir a ambiguidade em possíveis modelos de tempo-temperatura (tT). Uma trajetória tT pode ser melhor definida, por exemplo, se modelada uma história térmica monotônica. Ou seja, considerando-se um resfriamento constante, admite-se uma T_c , temperatura do sistema no tempo indicado pela sua idade obtida. Para isto é

necessário que o modelo retrate uma história térmica caracterizada por resfriamento simples e relativamente rápido, sem reaquecimentos dentro da HePRZ. A modelagem, portanto, foi combinada com outros mecanismos, como histórias térmicas e processos geológicos já conhecidos, para testar hipóteses geologicamente plausíveis para os dados da amostra conforme Ketcham (2005), Gallagher (2012), Gallagher e Ketcham (2018) entre outros pesquisadores sugerem.

A seleção de grãos é de extrema importância para esse método, portanto, os grãos selecionados foram imageados em lupa de alta resolução e dimensionados, tanto longitudinalmente quanto transversalmente, para que estes parâmetros fossem utilizados na correção da idade no modelamento numérico. A geometria preferencial é a prismática, com tamanho maior que 70 μm , sem inclusões maiores que 15 μm , fraturas ou zonações.

Para a execução do método foi utilizado o espectrômetro de massa quadrupolo (Lisker *et al.*, 2009) do UTChron Geo and Thermochronology Laboratory, na University of Texas at Austin, USA, no qual a extração e análise do He se dá pelo aquecimento da amostra em temperatura de 1500°C por 20 minutos, provocando o fraturamento dos grãos. Posteriormente, os cristais fraturados foram dissolvidos com ácido (HNO_3 para apatita), diluídos com água e submetidos à temperatura de 90°C por 1h. Em seguida, as razões isotópicas de U, Th e Sm são medidas diretamente nessa solução com Espectrometria de Massa com Fonte de Plasma (ICP-MS).

Interpretação e modelagem numérica dos dados termocronológicos

Para realizar a modelagem numérica dos dados termocronológicos, foi utilizado o *software* QTQt (Gallagher *et al.*, 2009; Gallagher, 2012). Nesta etapa, a ideia principal é reconstruir a história térmica das amostras compilando todas as informações termocronológicas obtidas nos cristais, como as idades (U-Th)/He em apatita. Para isto, o *software* opera com os parâmetros adquiridos pela Espectrometria de Massa por meio de restrições, que são atribuídas ao modelo a partir de condições geológicas conhecidas que forçam caminhos de tT a passarem pelo intervalo geológico de evento conhecido. Os principais parâmetros obtidos das amostras utilizados pelo QTQt são:

1. Concentrações de átomos filhos (He) e parentais (U, Th e Sm): conforme referenciado por Flowers *et al.*(2023.1), esses parâmetros são calculados

tanto nos átomos pai como nos átomos filho, adquirindo sua massa estimada. Essas concentrações são úteis tanto para observações referente a valores anômalos quanto para o cálculo de eU (4).

2. F_{τ} : F_{τ} (Farley *et al.*, 1996) é a proporção de He retido após a perda por ejeção da partícula alfa mesmo. Valor alto de F_{τ} indica correções menores.
3. Medidas geométricas dos cristais (comprimento, largura, raio): cálculos da área de superfície e volume são realizados com os parâmetros geométricos do cristal medidos em: L (*length*) é o comprimento, W (*width*) é a largura e ERS (*Equivalent Spherical Radius*) é o raio. Este último é um parâmetro padrão nas modelagens de história térmica, uma vez que o hábito prismático contribui mais eficientemente que outras geometrias do cristal (e.g., Meesters e Dunai, 2002a, 2002b; Ketcham, 2005; Dunai, 2005).
4. Massa: este fator é obtido através da estimativa de volume através das medidas geométricas dos cristais e a densidade assumida, permitindo o diagnóstico de potenciais problemas referente aos percentuais de impurezas ou medição de mineral que não seja de interesse.
5. eU: U Efetivo (Shuster *et al.*, 2006) é um parâmetro que faz a pesagem do decaimento dos isótopos pai para a produção de ^4He . A produtividade de cada isótopo é calculada através de equações que levam em consideração as partículas alpha, tempo e a massa de cada um, promulgando a equação definida por Shuster refinada por Cooperdock *et al.*(2019):

$$eU = U + (0,238\text{Th}) + (0,008\text{Sm}),$$

onde U, Th e Sm são as concentrações de cada elemento em ppm.

6. Idades não corrigidas: idades brutas de (U-Th)/He são calculadas a partir das porções absolutas dos átomos pai e filho sem contar com a potencialização de ^4He perdido do cristal (1).
7. Idades corrigidas: idades calculadas atribuindo a potencialização de ^4He por ejeção de partículas alfa(1).

Além destes parâmetros, devem ser introduzidas restrições prévias ao *software*, para que ele inicie a modelagem dos dados. Neste trabalho, foram adotadas as seguintes restrições adicionais: (i) condições iniciais de tempo $t_0 \pm t_0$ definida como a idade bruta mais velha de AHe da cada uma das amostras; (ii) condições

iniciais de temperatura definidas como 70 ± 70 °C; (iii) temperatura de 20 ± 10 °C, representando as condições superficiais do presente; e (iv) a variação da temperatura no tempo, conhecida como $\partial T/\partial t$. Este último valor é o paleogradiente geotérmico da região, que terá relação com o fluxo de calor na crosta, podendo alterar uma história de denudação, bem como a história de soerguimento da crosta, se conhecida à resposta isostática e paleoatitude da mesma.

Para realizar a interpretação preliminar dos dados obtidos, é necessário que sejam estabelecidas as principais informações fornecidas pelas etapas anteriores da metodologia adotada: termocronologia de baixa temperatura vinculada a (U-Th)/He está principalmente relacionada com a história de resfriamento da rocha e isto não está necessariamente relacionado ao soerguimento da crosta. Além disso, quando se estudam crátons e orógenos antigos, muitas vezes a erosão pode ser da própria cobertura sedimentar e não propriamente do embasamento. Ou seja, deve-se verificar o que é a cobertura sedimentar preservada na margem do Cráton e do orógeno e o que são sedimentos da bacia mais próxima. A denudação também está diretamente relacionada com o aporte sedimentar, portanto, deve-se conhecer onde houve a deposição do sedimento proveniente da erosão do embasamento estudado.

Cálculo das taxas de exumação e erosão/denudação e correlação com o aporte sedimentar da Bacia de Santos

A partir do modelamento dos dados, são possíveis de serem estabelecidas a espessura de seção denudada e a taxa de erosão/denudação desta seção através de cálculos utilizando as paleotemperaturas e intervalos de tempo obtidos na modelização e assumindo um paleogradiente geotérmico. A espessura de sessão denudada (D) é dada em quilômetros pela equação (Raab *et al.*, 2002):

$$D = (T-T_s)/G$$

onde, T é a paleotemperatura obtida pelo modelamento em °C, T_s é a temperatura de superfície em °C e G é o paleogradiente geotérmico em °C/km. Nota-se que a inexistência de informação de paleogradiente térmico faz com que a equação utilize o gradiente atual ou simulações que possam realizar estimativas pela possível variação no fluxo de calor na história geológica.

Já a taxa de denudação estimada é dada em quilômetros por milhões de anos pela equação:

$$R = \Delta E / \Delta t$$

onde, ΔE é a diferença de elevação em quilômetros e Δt é o intervalo de tempo em milhões de anos. Desta forma, a partir dos dados estratigráficos da BS, podemos correlacionar a taxa de denudação da área de estudo com o aporte sedimentar registrado na estratigrafia da bacia marginal.

RESULTADOS

Análise estrutural

Conforme mapa geológico CPRM (2016), a amostra A01 foi retirada na borda leste da Serra do Tabuleiro, no Granito Serra do Tabuleiro da Suíte Pedras Grandes, representante de magmatismo alcalino tardi-pós colisional do Tipo A. Esta litologia refere-se a sienos e monzogranitos com baixo teor de máficos, textura equigranular média a grossa e idade média de 597 ± 9 Ma (Silva *et al.*, 2003). Já a amostra A05 foi retirada na borda oeste da Serra do Tabuleiro, representando um granitóide da Suíte Intrusiva Paulo Lopes de magmatismo sin-tardi transcorrente, datada em 626 ± 8 Ma (Silva *et al.*, 2003). Os Granitóides Santo Antônio constituem monzogranitos de textura porfirítica, com fenocristais de feldspatos envolvidos por uma matriz fina a grossa, com foliação bem desenvolvida e englobando xenólitos máficos.

Estas amostras foram coletadas nos limites de seus corpos litológicos, podendo as idades termocronológicas terem sofrido grande influência dos corpos intrusivos posteriores encontrados nas bordas desses corpos, como o Riolito Cambirela na direção leste da amostra A01 e o Tonalito Forquilha na direção oeste da amostra A05. Os padrões estruturais de direção NNE também exerceram um controle bastante complexo e importante na construção da história termotectônica da região. É possível visualizar em ANEXO(S), o mapa geológico e estrutural realizado através do software ArcGIS 10.5, com os lineamentos estruturais da região, bem como as litologias locais, com a localização das amostras que foram datadas. Importante ressaltar que ambas localizam-se próximo a essas estruturas mapeadas e/ou de contatos litológicos.

Coleta e processamento de amostras

A amostragem foi realizada no período de 7 a 9 de fevereiro de 2022, na porção norte da região conhecida como Serra do Tabuleiro, embasamento exposto dos granitóides constituintes do BF, localizado no estado de Santa Catarina. A rota realizada pela estrada BR-101, que passou pelas cidades de Espirado, Paulo Lopes, Palhoça, Santo Amaro da Imperatriz, Santa Cruz da Figueira, Queçaba, Rio

Novo e São Bonifácio, foi elaborada a partir de pontos estratégicos adequados à análise estrutural da região.

Foram coletadas 15 amostras no total do percurso que foram nomeadas com o prefixo A mais o número em ordem de coleta. Destas, foi dada prioridade para cinco amostras mais ao norte da Serra do Tabuleiro visto que é onde existe uma carência de dados termocronológicos na região. Essas amostras foram processadas conforme a metodologia prescreveu e, destas, duas foram enviadas ao laboratório para as análises U-Th/He, as amostras A-01 e A-05, selecionadas de acordo com o maior e melhor volume de cristais a serem selecionados. A Figura 12 a seguir apresenta um mapa de pontos com a localidade das 15 amostras no trajeto percorrido no período de campo e a Tabela 1 as coordenadas geográficas georreferenciadas e outras informações referidas as mesmas.

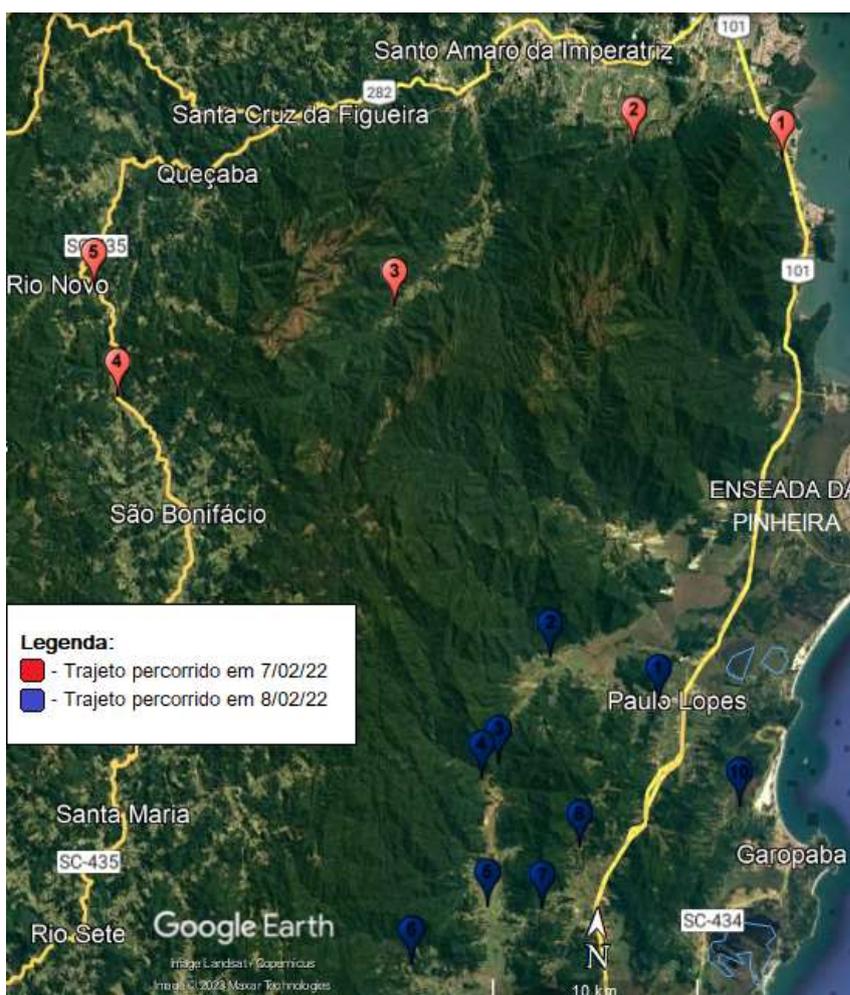


Figura 12. Trajeto percorrido para coleta de amostras no período de campo. As amostras coletas em cada ponto são: 1 – A01; 2 – A02; 3 – A03; 4 – A04; 5 – A05; 6 – A06; 7 – A07; 8 – A08; 9 – A09; 10 – A10; 11 – A11; 12 – A12; 13 – A13; 14 – A14 e 15 – A15.

Tabela 1. Coordenadas geográficas e informações das amostras coletada. Amostras que foram processadas encontram-se ressaltadas (em verde as que foram enviadas ao laboratório para a datação AHe.

| Amostra | Coordenadas UTM SIRGAS 2000 22J | | Cota (z) | Litologia (CPRM 2014) | Tipo de afloramento |
|---------|---------------------------------|--------------|----------|-------------------------------|---|
| | Longitude (X) | Latitude (Y) | | | |
| A01 | 732140 | 6930905 | 58 m | Granito Serra do Tabuleiro | Campo de matacões e lajeado de leito de rio |
| A02 | 724832 | 6931253 | 34 m | Granito Serra do Tabuleiro | Campo de matacões e lajeado de leito de rio |
| A03 | 713418 | 6923031 | 325 m | Tonalito Forquilha | Campo de matacões e lajeado de leito de rio |
| A04 | 700118 | 6918210 | 598 m | Granitóide Santo Antônio | Campo de matacões em área aplainada |
| A05 | 698759 | 6923390 | 501m | Granodiorito Alto da Varginha | Campo de matacões em área ondulada |
| A06 | 727051 | 6904502 | 28 m | Granitóides Garopaba | Corte de estrada |
| A07 | 721650 | 6906474 | 23 m | Granito Serra do Tabuleiro | Campo de matacões e lajeado de leito de rio |
| A08 | 719300 | 6901295 | 104 m | Granito Serra do Tabuleiro | Lajeado de leito de rio |
| A09 | 718501 | 6900527 | 50 m | Granito Serra do Tabuleiro | Corte de estrada |
| A10 | 719021 | 6894375 | 19 m | Granito Imaruí-Capivari | Pedreira desativada |
| A11 | 715386 | 6891499 | 57 m | Granito Imaruí-Capivari | Lajeado de leito de rio |
| A12 | 721685 | 6894382 | 78 m | Granito Imaruí-Capivari | Campo de matacões em terreno aplainado |
| A13 | 723421 | 6897359 | 105 m | Granito Rio Chicão | Saibreira desativada |
| A14 | 731331 | 6905472 | 82 m | Granitóide Paulo Lopes | Corte de estrada |
| A15 | 731198 | 6899658 | 46 m | Granitóides Garopaba | Corte de estrada |

Morfologia e feições características das apatitas

As apatitas, que são minerais hexagonais prismáticos e por vezes bipiramidais (Klein & Dutrow, 2009), apresentaram hábito característico prismático a esférico, clivagem fraca, brilho resinoso e são incolores. Sua variação $\text{Ca}_5\text{F}(\text{PO}_4)_3$, fluorapatita, é comum nos agregados das amostras analisadas, evidenciada pela coloração violeta presente em alguns cristais. A Figura 13, a seguir, mostra os cristais datados nas amostras A01 e A05, bem como suas dimensões, parâmetro utilizado para correção da idade na modelagem de história térmica.

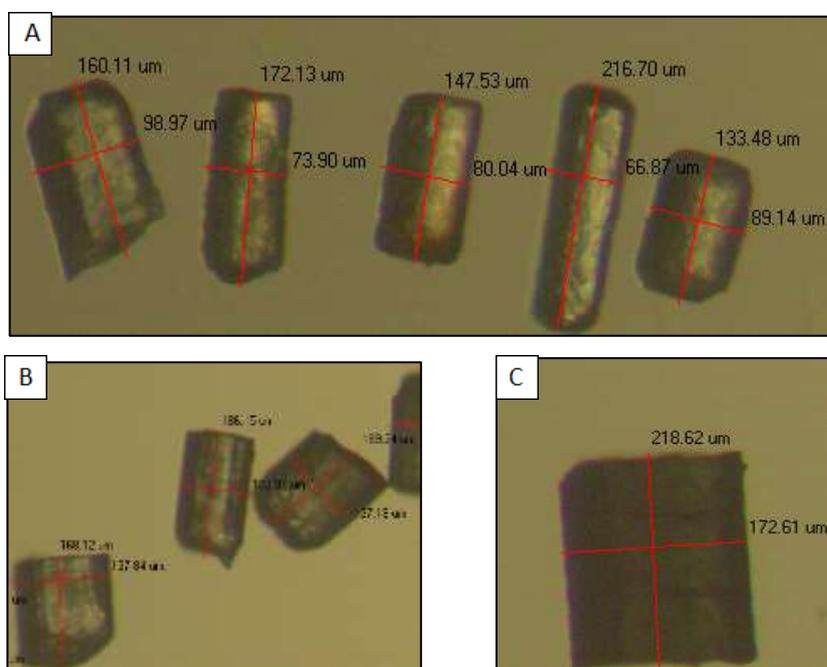


Figura 13. . Medidas de comprimento (x) e largura (y) em μm em apatitas datadas das amostras: A) A01, B) e C) A05. Fonte: Fotos tiradas no laboratório responsável pelas datações.

Dados termocronológicos

Idades AHe

As idades (U-Th)/He em apatita da amostra A01 variam do Cretáceo inferior ao início do Cretáceo Superior, sendo esta localizada no lado leste da Serra do Tabuleiro. No outro extremo, lado oeste da serra, a amostra A05 apresenta idades mais jovens, do fim do Cretáceo Superior ao Cretáceo Eocênico. Estes dados

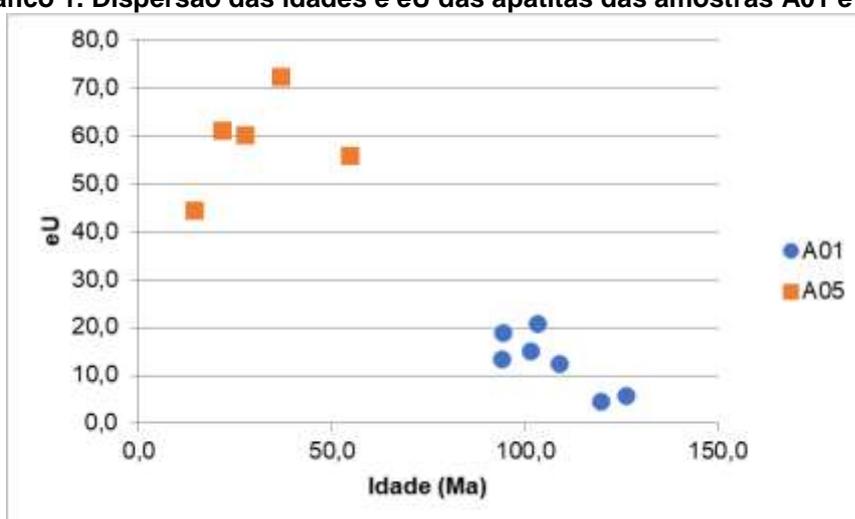
podem ser visualizados na Tabela 1, bem como os outros parâmetros, como conteúdo de U, Th, Sm, He, medidas geométricas dos cristais, entre outros.

Tabela 2. Resumo das idades (U-Th)/He em apatita e respectivos parâmetros para cada amostra deste estudo.

| Amostra | Mineral | Idade (Ma) | Erro (Ma) | U (ppm) | Th (ppm) | Sm (ppm) | He (nmol/g) | Massa (ug) | Ft | L (um) | W (um) | ESR (um) | Idade bruta (Ma) | Erro bruto (Ma) |
|------------|---------|------------|-----------|---------|----------|----------|-------------|------------|------|--------|--------|----------|------------------|-----------------|
| A01 | | | | | | | | | | | | | | |
| A-01-1 | apatita | 94,4 | 5,7 | 6,4 | 52,3 | 55,8 | 6,4 | 2,1 | 0,65 | 133,48 | 89,14 | 44,9 | 61,42 | 3,69 |
| A-01-2 | apatita | 126,4 | 7,6 | 2,2 | 15,4 | 17,0 | 2,4 | 2,0 | 0,60 | 216,7 | 66,87 | 38,3 | 75,67 | 4,54 |
| A-01-3 | apatita | 108,9 | 6,5 | 5,4 | 29,6 | 62,8 | 4,8 | 1,9 | 0,63 | 147,53 | 80,04 | 42,1 | 68,79 | 3,69 |
| A-01-4 | apatita | 119,8 | 7,2 | 1,9 | 11,8 | 14,0 | 1,9 | 1,9 | 0,62 | 172,13 | 73,9 | 40,5 | 74,04 | 4,54 |
| A-01-5 | apatita | 94,0 | 5,6 | 5,3 | 33,6 | 48,3 | 4,8 | 3,2 | 0,69 | 160,11 | 98,97 | 50,7 | 64,60 | 3,69 |
| A-01-6 | apatita | 103,3 | 6,2 | 10,8 | 42,3 | 46,0 | 7,0 | 1,4 | 0,59 | 152,84 | 68,42 | 37,2 | 61,21 | 4,54 |
| A-01-8 | apatita | 101,7 | 6,1 | 5,9 | 38,2 | 73,6 | 4,5 | 0,8 | 0,52 | 117,2 | 58,67 | 31,3 | 53,29 | 3,69 |
| A05 | | | | | | | | | | | | | | |
| A-05-1 | apatita | 55,9 | 3,4 | 49,1 | 15,3 | 238,7 | 12,9 | 7,6 | 0,78 | 217,07 | 131,63 | 67,7 | 43,55 | 2,61 |
| A-05-3 | apatita | 61,3 | 3,7 | 20,0 | 4,8 | 142,3 | 5,7 | 6,4 | 0,78 | 169,24 | 137,18 | 65,9 | 47,54 | 2,85 |
| A-05-4 | apatita | 72,4 | 4,3 | 33,5 | 10,4 | 192,7 | 10,7 | 3,9 | 0,73 | 186,15 | 102,37 | 53,7 | 52,58 | 3,15 |
| A-05-5 | apatita | 60,4 | 3,6 | 24,8 | 8,8 | 148,2 | 7,1 | 6,4 | 0,77 | 168,12 | 137,84 | 66,1 | 46,69 | 2,80 |
| A-05-7 | apatita | 44,4 | 2,7 | 11,2 | 11,0 | 184,6 | 3,0 | 13,1 | 0,81 | 218,62 | 172,61 | 83,5 | 36,11 | 2,17 |

Para uma modelagem mais robusta, é recomendável observar se existem os chamados *outliers*, que são valores de idade e de urânio efetivo (eU) que destoam muito da média datada e medida pela maioria. Com o intuito de melhor visualização desses dados, foi gerado um gráfico que relaciona esses dois parâmetros nas amostras (Gráfico 1), uma vez que elas possam ter diâmetros variáveis e as apatitas serem influenciadas pelo conteúdo de inclusões. Foi possível identificar através deste gráfico que os vários cristais analisados nas amostras A01 e A05 apresentam valores coerentes entre si para estes parâmetros.

Gráfico 1. Dispersão das idades e eU das apatitas das amostras A01 e A05.



Interpretação da modelagem numérica para história térmica da área de estudo

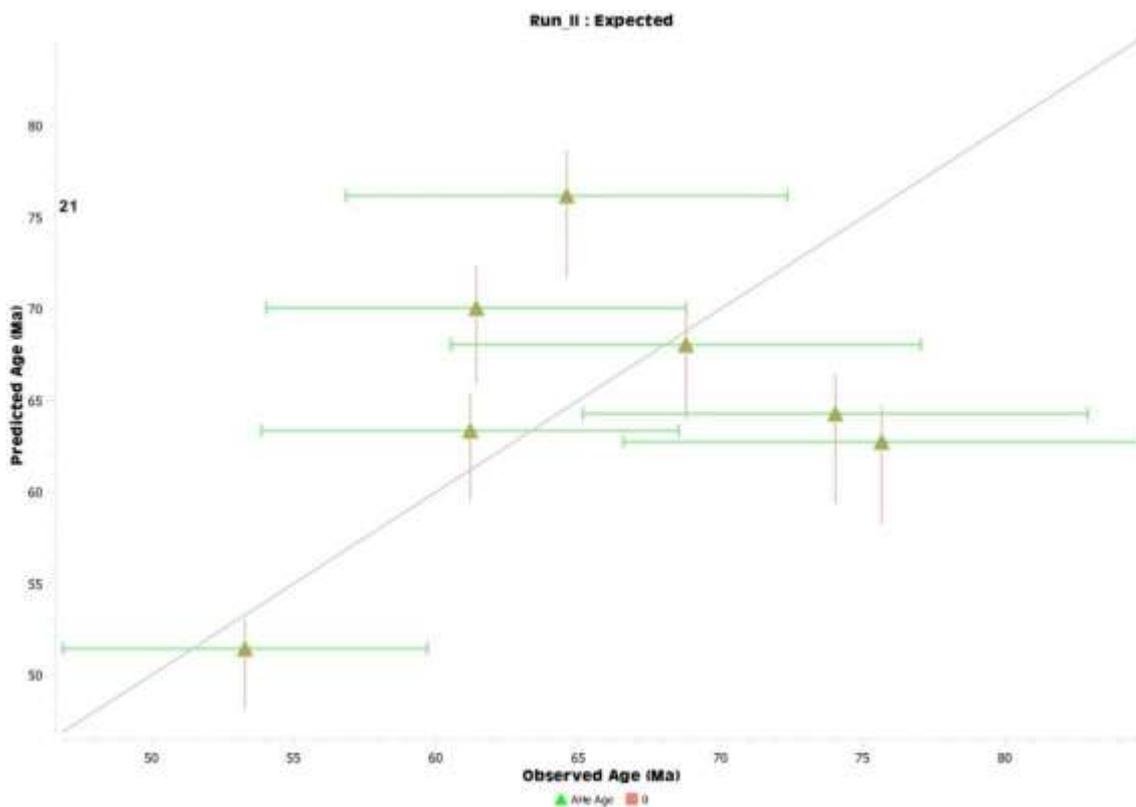
A interpretação feita da modelagem dos dados no *software* QTQt foi realizada a partir da identificação do modelo termal inverso, isto é, utilizar uma história térmica para verificar se a história geológica se compatibiliza com os caminhos de tT. A probabilidade relativa é maior nas cores quentes (vermelho e laranja) e menor nas cores frias (azul marinho e verde). A linha preta central é a linha que representa a média ponderada dos caminhos traçados.

O modelo analisado neste trabalho foi o modelo esperado, onde cada simulação do programa testou primeiramente 30 mil trajetórias diferentes de resfriamento com base nos dados dos oito cristais da amostra A01 e dos cinco cristais da amostra A05. Quando foram atingidos resultados satisfatórios em ambas

amostras, por meio de condições inseridas que são essenciais para a modelagem, foram testados mais 200 mil caminhos com o objetivo de refinar o modelo térmico gerado. Essas condições referidas tratam-se de valores decimais para os ajustes de tempo e temperatura dentro do modelo, que são testados até que os valores se estabilizem em taxas aceitáveis entre 0,4 e 0,5 e que são específicos do software, sem qualquer relação ou causa geológica embutidos.

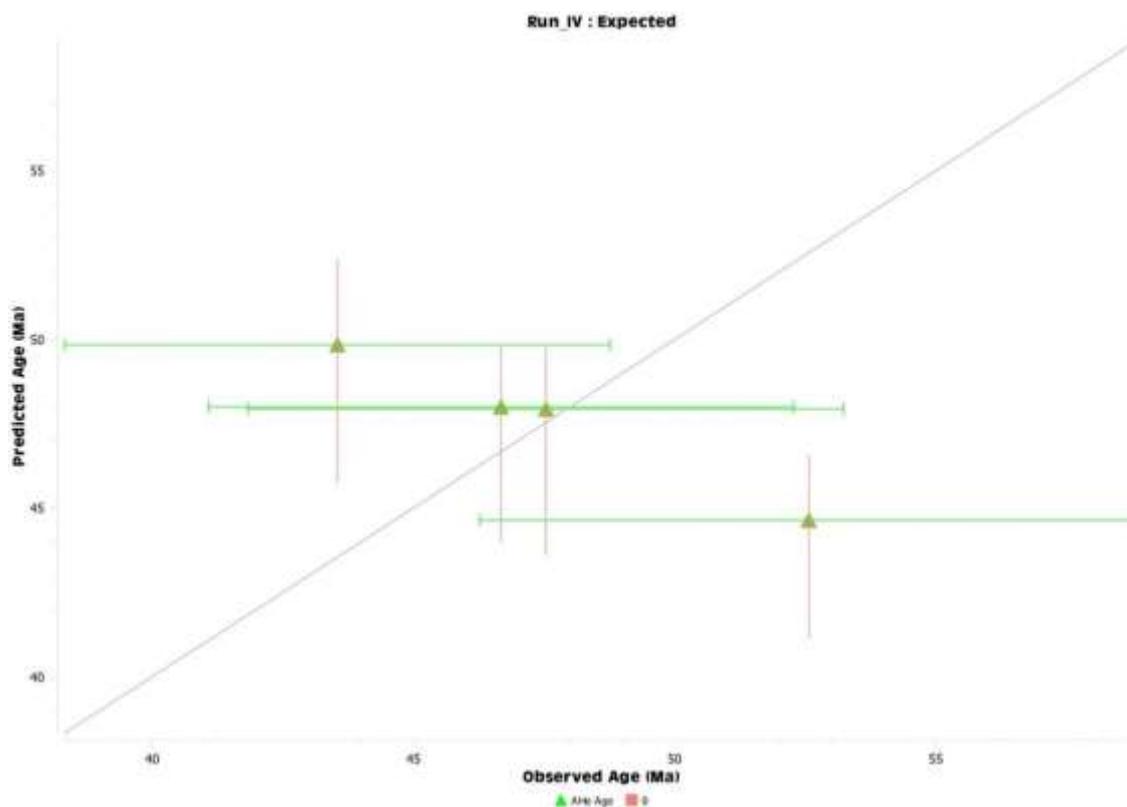
Todas as condições iniciais impostas à modelagem se refletem num refinamento que também pode ser averiguado através dos gráficos de dispersão das idades das apatitas de cada amostra. Neste gráfico, a linha representa a razão 1:1 entre a idade observada, obtida por meios experimentais em laboratórios e inserida no *software*, e a idade predita, que utiliza os dados de entrada para gerar um modelo térmico e então produzir uma idade, sendo ideal que as idades das apatitas e seus respectivos erros se aproximem desta linha, como mostrado nos Gráfico 2 e Gráfico 3.

Gráfico 2. Dispersão das idades de apatita na amostra A01.



Fonte: *Software QTQt* (Gallagher *et al.*, 2009; Gallagher, 2012).

Gráfico 3. Dispersão das idades de apatita na amostra A05.



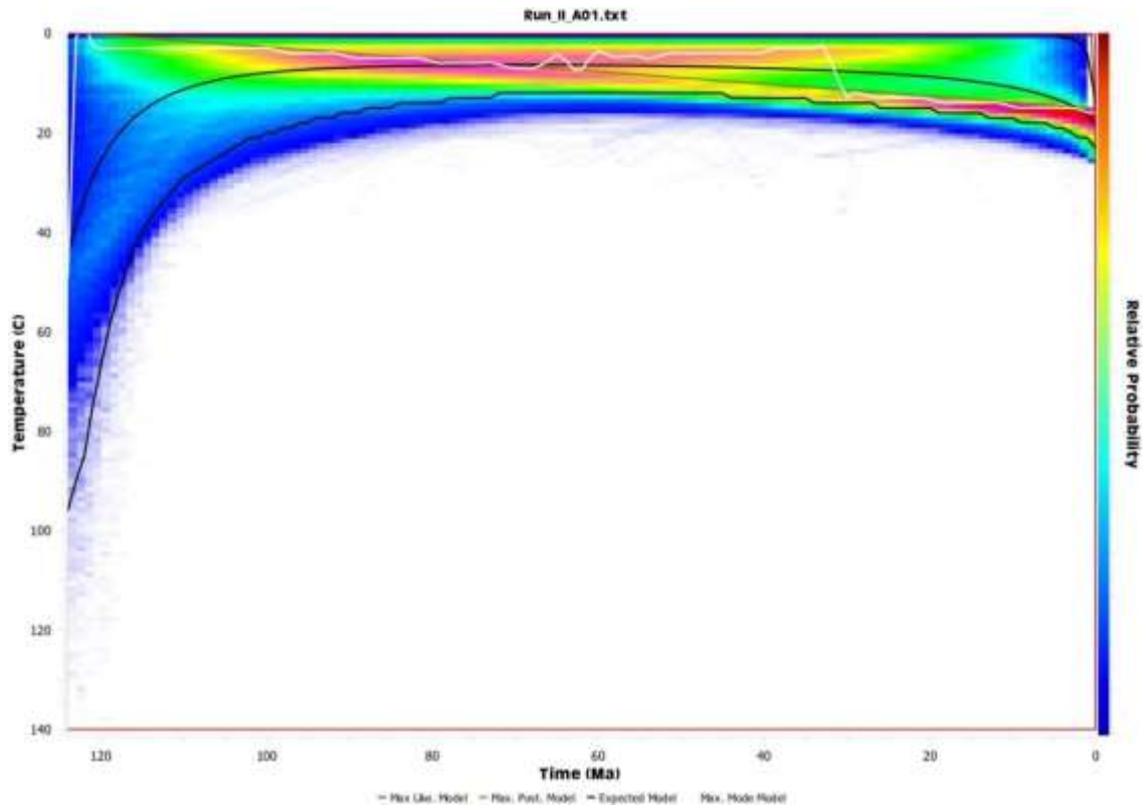
Fonte: Software QTQt (Galagher *et al.*, 2009; Galagher, 2012).

Os modelos de história térmica inversa para as duas amostras analisadas sugerem um resfriamento relativamente rápido e constante, com temperaturas próximas a superfície mais baixas do que as de fechamento do sistema AHe (menos de 20° C na amostra A01 e menos de 40° C na amostra A05), conforme é averiguado nos gráficos de modelo esperado a seguir.

A amostra A01 iniciou seu resfriamento acelerado em, aproximadamente, 120 Ma, durante o Cretáceo Inferior, até cerca de 110 Ma, de temperaturas próximas de 40 °C até condições superficiais próximas a 25 °C. A temperatura, a princípio, permaneceu constante do Cretáceo Superior e Cenozoico até o presente (Gráfico 4).

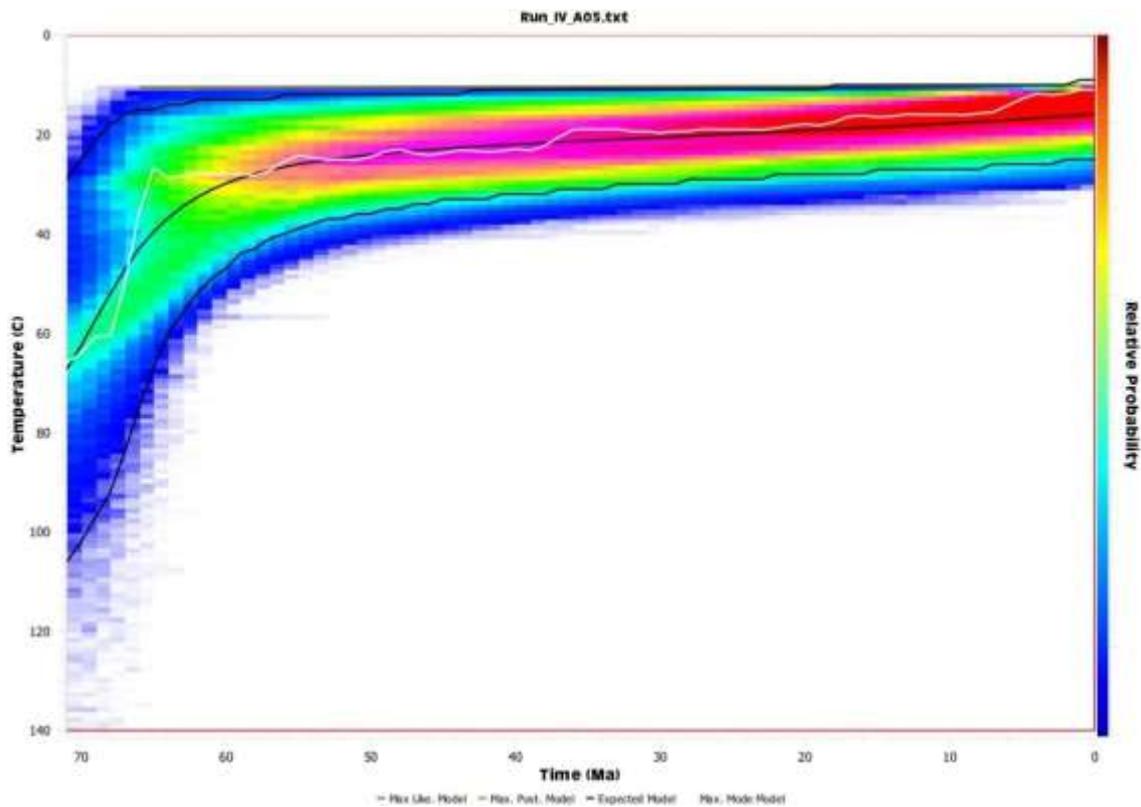
A amostra A05, por outro lado, iniciou mais tardiamente seu resfriamento acelerado, há cerca de 70 até 60 Ma, porém a partir de temperaturas mais elevadas, da ordem 70 °C até condições superficiais de 25 °C. A amostra permaneceu do Cenozoico até o presente em condições de temperatura semelhantes às atuais (Gráfico 5).

Gráfico 4. Modelo esperado para a amostra A01.



Fonte: *Software QTQt* (Gallagher *et al.*, 2009; Gallagher, 2012).

Gráfico 5. Modelo esperado para a amostra A05.



Fonte: Software QTQt (Gallagher *et al.*, 2009; Gallagher, 2012).

Nota-se que a probabilidade relativa é baixa no início do resfriamento em cada uma das amostras. Isso se deve ao fato de que o termocronômetro utilizado só consegue registrar a história térmica nos quilômetros superiores da crosta. Então, de fato, se esperaria histórias térmicas restritas a essa porção nos modelos obtidos.

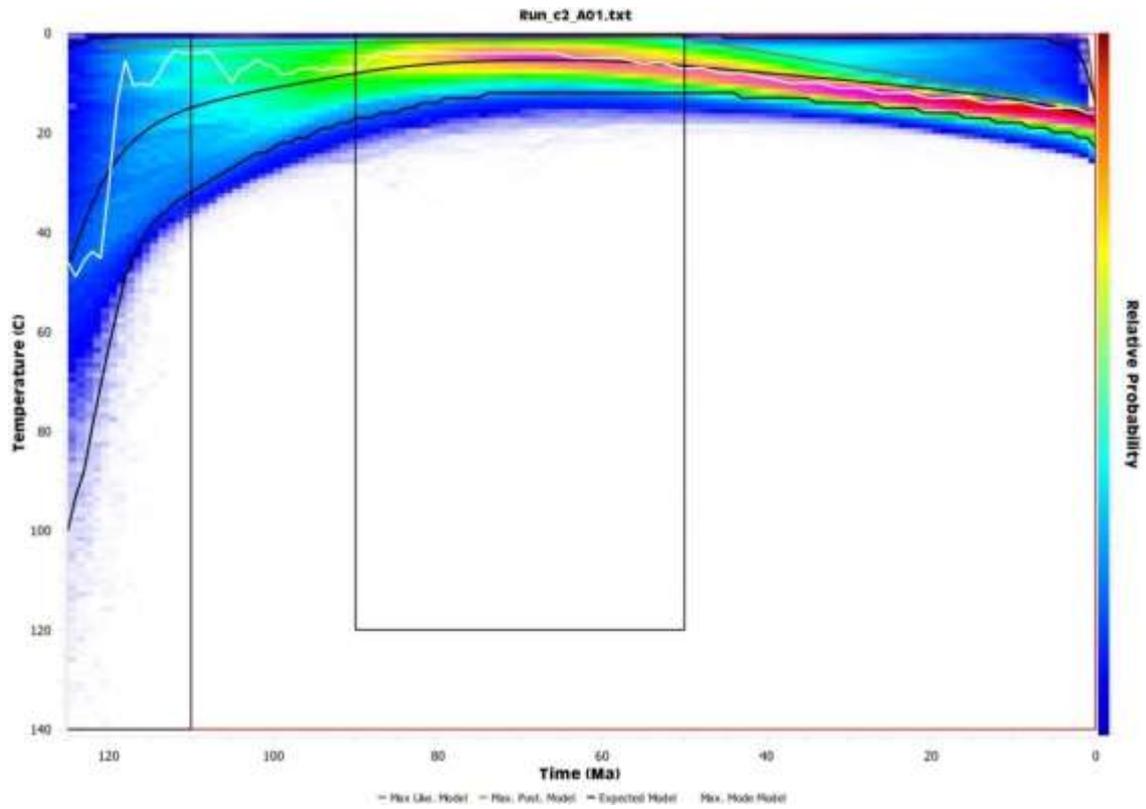
Dessa forma, com o objetivo de fornecer e discutir modelos térmicos adicionais foram adotadas restrições que forçam a simulação a passar por eventos geológicos conhecidos, com suas respectivas temperaturas e intervalos de tempo, fornecendo outras ferramentas na interpretação da história térmica das amostras. As restrições utilizadas para a amostra A01, do segundo grupo de modelos deste trabalho foram: (i) temperatura do tempo presente estabelecida em $20 \pm 10^\circ \text{C}$; (ii) abertura do Oceano Atlântico nas proximidades da área de estudo definida em $135 \pm 25 \text{ Ma}$, conforme Chang *et al.*(1992) e com intuito de restringir o modelo aos eventos pré- a pós-rift, além da idade do magmatismo da LIP Paraná-Etendeka; e (iii) magmatismo alcalino presente no BF, de idade aproximada de $70 \pm 20 \text{ Ma}$, conforme Ferreira *et al.*(2022). Estas restrições foram testadas, uma vez que pode ter havido

alterações termais locais e regionais que promoveram o apagamento das histórias térmicas e resetaram as idades de AHe para as amostras aqui analisadas.

Pelo modelo obtido, não foi possível determinar exatamente quando a amostra A01 começou a resfriar mesmo utilizando as restrições (i), (ii) e (iii), uma vez que a idade AHe é semelhante a restrição (ii) utilizada. O que foi possível averiguar é que ela já estava mais próxima à superfície quando começou a registrar os seu resfriamento, sob temperaturas provavelmente abaixo de 60° C (menos de 2 km de profundidade). Já na amostra A05, a restrição (ii) utilizada na amostra anterior foi descartada, pois a idade de AHe já era bem mais jovem. Neste caso, utilizou-se somente as restrições (i) e (iii) referentes a temperatura atual e o magmatismo alcalino, respectivamente. No modelo já foi possível observar quando e sob qual temperatura a amostra começou a registrar o resfriamento e, possivelmente a amostra não estava na superfície ou próxima dela, uma vez que a sua trajetória de resfriamento começa em temperaturas na ordem de 100° (3 a 4 km de profundidade).

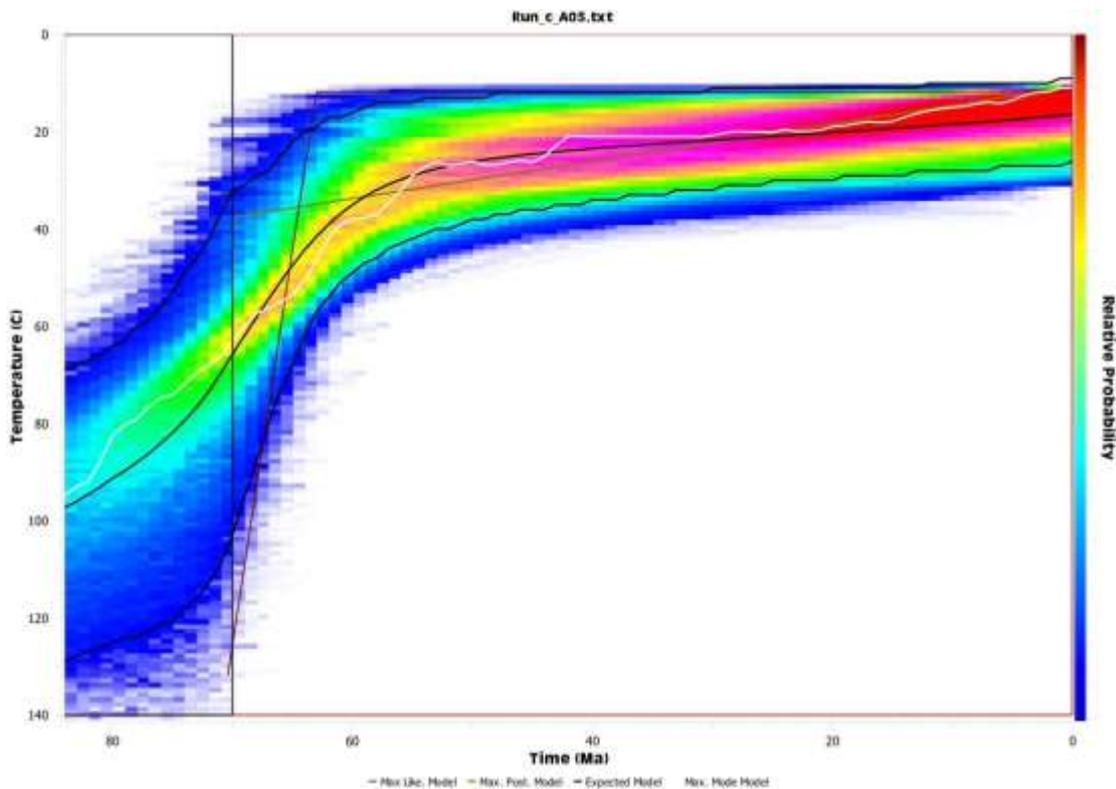
É importante ressaltar que o magmatismo alcalino nas imediações do BF pode ter promovido, de forma muito incipiente, o aquecimento das rochas encaixantes e que as amostras analisadas neste estudo não registraram os efeitos deste aquecimento por meio das histórias térmicas aqui representadas. Além disso, caso a crosta superior local registrasse uma taxa de reaquecimento que fosse semelhante a um episódio de resfriamento de mesma magnitude, o gráfico contendo a história térmica também não demonstraria reaquecimento e nem resfriamento, visto que estas forças geodinâmicas se equilibrariam.

Gráfico 6. Modelo esperado com constraints na amostra A01.



Fonte: Software QTQt (Gallagher *et al.*, 2009; Gallagher, 2012).

Gráfico 7. Modelo esperado com *constraint* na amostra A05.



Fonte: Software QTQt (Gallagher *et al.*, 2009; Gallagher, 2012)

Estimativa de taxa e espessura de seção denudada

A integração dos períodos no tempo geológico, temperaturas e gradiente geotérmico das amostras analisadas possibilita estimar a duração e taxas de denudação, oferecendo uma paleotopografia da área condizente com os dados atribuídos.

De acordo com Gomes *et al.* (2005), as temperaturas aumentam em profundidade numa taxa de, aproximadamente, 32-37°C/km na região da área de estudo. Portanto, utilizou-se variação mínima e máxima do gradiente geotérmico e também a média aproximada, 34°C, para as estimativas, uma vez que os valores obtidos pelos autores referem-se às cidades mais próximas da área de estudo que eles apresentam (Águas Mornas e São Bonifácio).

Através da utilização dos cálculos apresentados na metodologia deste trabalho (Raab *et al.*, 2002), D e R foram estimadas para as amostras A01 e A05 conforme disposto na Tabela 3. Importante ressaltar que, conforme os autores

citados, a denudação normalmente varia a partir dos pontos de inflexão da trajetória tempo-temperatura, os quais foram observados nos modelos com restrições. Além disso, os cálculos são realizados na escala de quilômetros, e, para uma maior precisão, foram estabelecidos neste trabalho em metros.

Tabela 3. Resumo das estimativas de taxa e espessura de seção denudada através das amostras A01 e A05 para a variação local de G (paleogradiente geotérmico). Legenda: ti – tempo inicial; tf – tempo final; T – paleotemperatura; Ts – temperatura da superfície.

| G (°C) | Amostra | ti (Ma) | tf (Ma) | ti-tf (Ma) | T (°C) | Ts (°C) | Erosão (m) | Taxa (m/Ma) |
|---------------|----------------|----------------|----------------|-------------------|---------------|----------------|-------------------|--------------------|
| 37 | A01 | 125 | 115 | 10 | 45 | 25 | 541 | 54,1 |
| | A05 | 70 | 45 | 25 | 70 | 25 | 1216 | 48,6 |
| 34 | A01 | 125 | 115 | 10 | 45 | 25 | 588 | 58,8 |
| | A05 | 70 | 45 | 25 | 70 | 25 | 1324 | 52,9 |
| 32 | A01 | 125 | 115 | 10 | 45 | 25 | 625 | 62,5 |
| | A05 | 70 | 45 | 25 | 70 | 25 | 1406 | 56,3 |

DISCUSSÕES

História térmica das amostras datadas

As histórias térmicas apresentadas pela modelagem inversa das amostras deste trabalho estabeleceram trajetórias de tT bastante condizentes com as encontradas nas literaturas mais recentes a respeito da região.

A amostra A01 exibe resfriamento que inicia concomitante à abertura do Oceano Atlântico nas proximidades da área de estudo (Chang *et al.*, 1992). A causa desse resfriamento pode estar associada ao soerguimento das ombreiras do *rifte*, que em seguida é erodido em decorrência do relevo gerado (van Balen *et al.*, 1995). A amostra A05, por outro lado, exibe resfriamento acelerado durante a fase *drifte* da abertura do Oceano Atlântico. Esse episódio de resfriamento pode se relacionar com a intrusão de magmas alcalinos no BF e em outras partes da PM (Ferreira *et al.*, 2022), sugerindo a existência de fontes de calor que podem estar relacionadas a plumas mantélicas (Riccomini *et al.*, 2005). Além disso, Cogné *et al.* (2011) sugerem que durante a transição Cretáceo-Paleógeno, a crosta pode ter sofrido enfraquecimento devido ao soerguimento do manto e pela presença de diversos corpos alcalinos que intrudiram a PM. Esta crosta termalmente enfraquecida e submetida a um regime compressivo decorrente da orogenia Andina e do espalhamento na dorsal meso-Atlântica pode ter então sido erodida, causando o resfriamento desta amostra como observado em sua história térmica.

Segundo Gallagher *et al.* (1994), existe um padrão de evolução tectônica atrelado a margem continental brasileira, de exumação pós-rifte. Porém, no conjunto de dados da região de Santa Catarina ao Estado de São Paulo compilados pelos referidos autores, as idades de traços de fissão em apatita (TFA) observadas são, geralmente, mais jovens próximas da linha de costa e mais antigas à medida que se adentra o continente, diferindo do padrão encontrado na porção sul da PM, onde se localiza o BF. Hueck *et al.* (2019) compilaram novos dados no contexto mencionado e demonstraram a inversão desse padrão, tal como demonstrado pelos resultados deste trabalho, visto que a amostra mais próxima a linha de costa, A01, apresentou idades AHe mais antigas que as da amostra A05, localizada mais adentro do continente. É importante ressaltar que Gallagher *et al.* (1994) e Hueck *et al.* (2019) compilaram dados de TFA e que aqui comparamos com dados de AHe, que são

duas técnicas diferentes. Entretanto, estas técnicas de datação possuem similaridades, o que permite fazer esse comparativo.

Alguns estudos de Huck *et al.*(2018) bem como outros autores (e.g. Karl *et al.*2013, e Krob *et al.*, 2019) sugerem que o apagamento parcial ou total das idades termocronológicas é decorrente das altas temperaturas às quais o embasamento cristalino mapeado em Santa Catarina foi submetido. Até o presente momento, o consenso sobre quais eventos poderiam ter causado esse cenário atenta-se aos eventos geológicos mais recentes ocorridos na região, como os eventos termiais relacionados à abertura do oceano Atlântico precedido pelo magmatismo basáltico da Bacia do Paraná representado pela Formação Serra Geral e em diversas fácies que compõem o Grupo São Bento em, aproximadamente, 135 Ma (Turner *et al.*, 1994; Stewart *et al.*, 1996; Florisbal *et al.*, 2014) e culminaram em 66 Ma com magmatismo alcalino (Scheibe *et al.*1985, Scheibe 1986, Machado & Teixeira 2008) e os diversos movimentos tectônicos e falhamentos associados, caracterizando os aspectos topográficos da região.

Conforme os dados deste trabalho, averigua-se que o padrão estabelecido para o BF encontra-se condizente conforme as idades AHe e histórias térmicas modeladas pela autora. Na história térmica modelada para a amostra A01 não foi possível determinar o início do resfriamento das apatitas, porém verifica-se que no Cretáceo Inferior, a rocha encontrava-se muito próxima da superfície, a menos de 1 km de profundidade. Já a amostra A05 se resfriou no final do Cretáceo Superior e encontrava-se um pouco mais profunda, entre 1 e 2 km de profundidade.

Denudação e correlação com o aporte sedimentar na Bacia de Santos

As taxas de erosão e variações espaço-temporais obtidas através dos cálculos para ambas as amostras são compatíveis com a evolução orogênica e de deposição relacionada com a estratigrafia da bacia adjacente à área de estudo, BS.

Desta forma, à medida que as rochas foram soerguidas ou submetidas a processos erosivos, a amostra A01 apresentou valores estimados entre 541 e 625 metros de espessura denudada com taxa de 54,1 a 62,5 m/Ma. Esta exumação ocorreu num período de aproximadamente 10 Ma que resfriou as rochas cerca de 25°C.

Já a amostra A05 apresentou denudação com taxa de 48,6 a 56,3 m/Ma, estimando-se uma remoção de seção entre 1216 a 1406 metros durante 25 Ma, resfriando as rochas cerca de 45°C. Ambas taxas de denudação estão em conformidade no período relacionado com dados da bibliografia, como por exemplo, rápida exumação (50 m/Ma) registrada entre 90 – 80 Ma em parte mais central de Santa Catarina referenciado por de Sordi (2018).

Neste contexto, a relação da denudação da área de estudo com a BS foi realizada através da análise da estratigrafia existente na bibliografia (Moreira *et al.*, 2007), relacionando a taxa de denudação de cada amostra ao decorrer do tempo com a deposição de sedimentos na bacia marginal.

Para as idades mais antigas de resfriamento AHe obtidas pela amostra A01, relacionou-se a possível denudação com as sequências K38 a K48, restritas ao Cretáceo Inferior, entre 125 a 115 Ma. A sequência K38 é inserida ainda no período *rifte* de deposição bacia, sendo caracterizada por intercalações de calcirruditos e folhelhos escuros, estes ricos em matéria orgânica nas porções mais distais. A partir da discordância conhecida como pré-Alagoas, em 117 Ma, é configurado o período *pós-rifte*, dando continuidade a sequências K44 a K48. A primeira é caracterizada por ambiente transicional, entre continental e marinho raso, constituindo calcários microbiais, estromatólitos e laminitos nas porções proximais e folhelhos nas distais, bem como carbonatos. Já as próximas sequências caracterizam as porções proximais pela presença de leques aluviais de arenitos e conglomerados, e as distais semelhantes a sequência anterior. Foi estimado que a amostra A01 atingiu a temperatura da superfície em, aproximadamente, 115 Ma, antes da discordância que marca a passagem da sequência sedimentar clástica/carbonática da Formação Barra Velha com a de ambiente evaporítico, Formação Ariri, em 113 Ma na BC.

A partir de 70 Ma, quando a idade de resfriamento AHe na amostra A05 foi estimada, a sedimentação da BC já encontrava-se no período *drifte* de evolução tectônica. A sequência K120 se formava a partir de depósitos sedimentares siliciclásticos que avançavam a quebra da plataforma até uma discordância de 68,8 Ma. A partir de então, a sequência K130 marcou o limite do Cretáceo-Paleógeno, caracterizando arenitos com características de fluxo turbidítico. Finalmente, depositaram-se as sequências E10 a E40, sendo estas correspondentes aos depósitos do Paleogeno paleocênicos e eocênicos, compostas por arenitos com características de ambiente plataformais, costeiros e de sistemas aluviais/fluviais.

Nas porções mais distais das unidades englobadas ocorrem também folhelhos, siltitos e marga. Em 45 Ma, já na época eocênica, a rocha a qual a amostra A05 pertence, já encontrava-se sob a temperatura de superfície atual, o que deve ter influenciado principalmente na deposição sedimentar das formações subsequentes as que limitam o Membro Ilha Bela na BC, as do Membro Maresias.

De acordo com todos os dados analisados, pode-se inferir que (Figura 15):

1. O aporte sedimentar das formações Itapema e Barra Velha da BC pode ter tido influência da seção de 588 metros denudada, conforme estimado pela amostra A01, em um período de aproximadamente 10 Ma a partir do Cretáceo Inferior.
2. O aporte sedimentar das formações Santos, Juréia, Itajaí-Açu, bem como Itamambuca, Ponta Aguda e Marambaia da BC pode ter tido influência da seção de 1324 metros denudada, conforme estimado pela amostra A05, em um período de aproximadamente 25 Ma a partir do limite Cretáceo-Paleógeno.

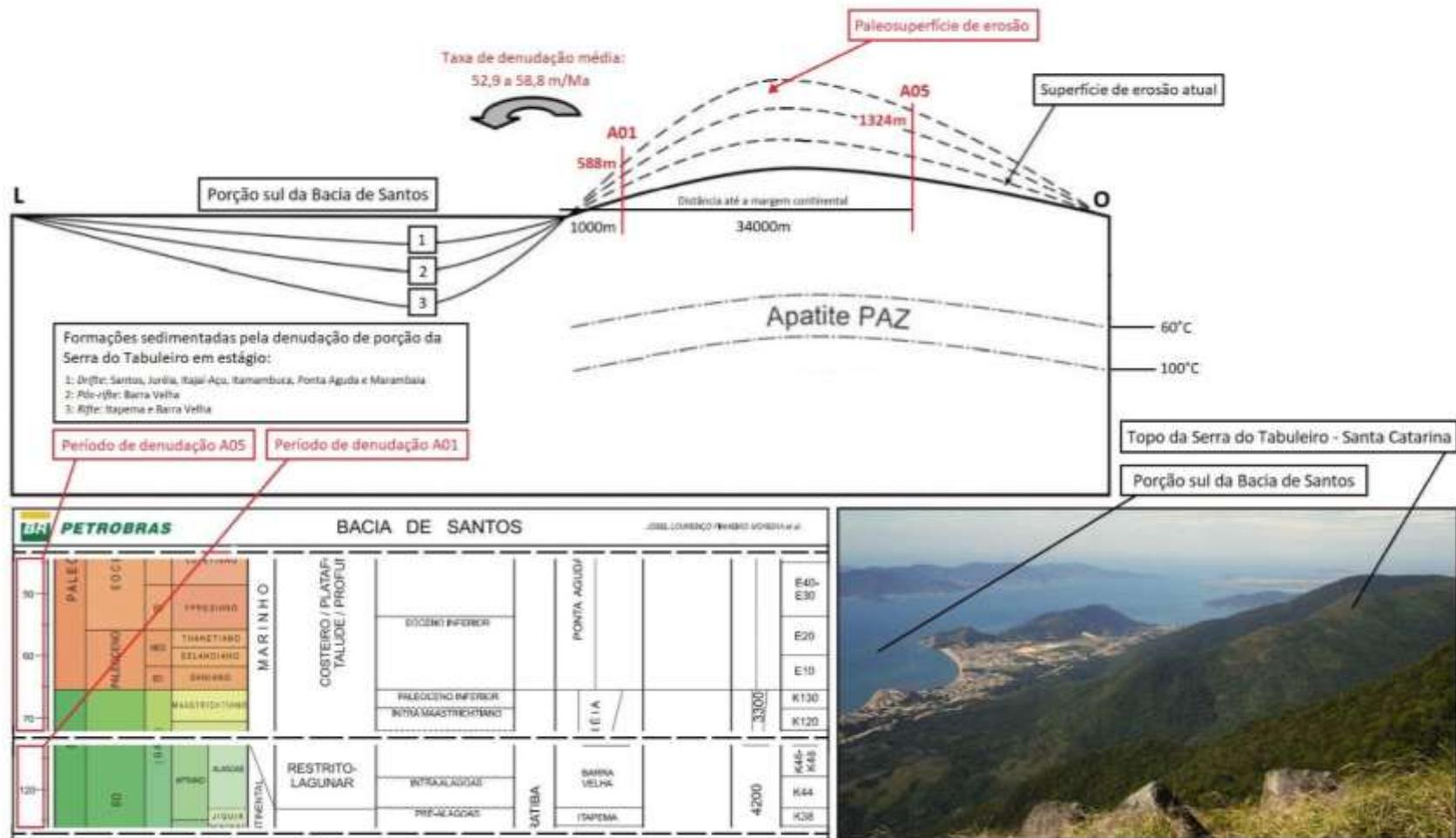


Figura 14. Correlação da seção denudada relacionada à história térmica da Serra do Tabuleiro com o aporte sedimentar da Bacia de Santos. Em **vermelho**, a síntese dos resultados obtidos através deste estudo. Modificado de Lisker *et al.*, 2009 (dados adicionais de Moreira *et al.* 2007 e Google, 2023).

CONCLUSÕES

A evolução complexa de margens continentais passivas é um tema que desperta interesse significativo da comunidade científica, principalmente quando atrelada a estudos de área fonte de bacias sedimentares adjacentes economicamente importantes.

De acordo com o presente trabalho, foram obtidas idades AHe em duas amostras de porção do BF que carece de dados termocronológicos. A amostra mais próxima à margem continental, A01, apresentou idades que variam de 126,4 a 94 Ma e a amostra localizada mais adentro do continente na área de estudo, A05, idades que variam de 44,4 a 72,4 Ma.

A partir dos dados obtidos, foi possível determinar uma possível história térmica da área de estudo através das idades AHe. Nos caminhos de T-t traçados pelo modelamento dos dados obtidos pela metodologia, o período de resfriamento é marcado a partir do período Cretáceo Inferior para A01 e no limite do período Cretáceo-Paleogeno para amostra A05. As idades de resfriamento encontram-se em conformidade com as referenciadas pela bibliografia, reforçando a ideia de que um evento termal e/ou tectônico local possa ter exercido influência nas idades obtidas. Provavelmente esses eventos estejam relacionados ao magmatismo Serra Geral, bem como o magmatismo alcalino mais recente, e enfraquecimento crustal e compressão da placa sulamericana, promulgando a abertura do oceano Atlântico e todos os movimentos tectônicos associados.

Além da história térmica, o modelo termocronológico provê também a estimativa de taxa e espessura de seção denudada da área datada. Os resultados estabeleceram uma taxa denudacional entre 54,1 e 62,5 m/Ma na amostra A01 e 48,6 a 56,3 m/Ma na amostra A05, apresentando uma denudação média de aproximadamente 588 e 1324 metros, respectivamente, do embasamento estudado. Essa denudação possivelmente foi responsável por parte da sedimentação de importantes formações sedimentares do limite inferior da bacia marginal adjacente, BS, que há anos vem utilizando os dados relacionados às suas áreas fonte como subsídio para os estudos das suas rochas reservatório de petróleo e gás.

Importante ressaltar que uma variedade de caminhos de tT podem ser traçados com idades AHe. Portanto, uma abordagem feita a partir de apatitas de duas amostras rochosas, localmente selecionadas em função da inexistência

anterior de dados geocronológicos, requer informações adicionais para que sejam aprimoradas as interpretações. Em estudos futuros, perfis de idade-elevação poderão ser utilizados para uma história de resfriamento com caminhos de tT mais restritos, bem como o processamento das outras amostras coletadas na região. Ademais, a comparação com outras técnicas termocronológicas, como por exemplo, a metodologia por traços de fissão em apatita e zircão, poderá estabelecer mais relações temporais dentro de um intervalo específico de temperatura da amostra.

REFERÊNCIAS

ASMUS, H.E. & PORTO, R. Classificação das bacias brasileiras segundo a tectônica de placas. In: CONGR. BRAS. GEOL., 26. Belém, 1972. *Anais...*, Belém. SBG. v. 2. p. 67-90.

BASEI, Miguel Angelo Stipp. **O Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina**. 1985. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.

BASEI, M. *et al.* The Dom Feliciano belt (Brazil-Uruguay) and its foreland (Rio de la Plata Craton): framework, tectonic evolution and correlations with similar terranes of southwestern Africa. 2000.

BITENCOURT, M. de F.; HACKSPACHER, P. C.; NARDI, L. V. S. A Zona de Cisalhamento Major Gercino-Santa Catarina. **Simp. Nac. Est. Tect.**, v. 2, p. 214-215, 1989.

BITENCOURT, Maria de Fátima Aparecida Saraiva *et al.* Estratigrafia do Batólito Florianópolis, Cinturão Dom Feliciano, na Região de Garopaba-Paulo Lopes, SC. **Pesquisas em Geociências**. Vol. 35, n. 1 (2008), p. 109-136, 2008.

BIZZI, Luiz Augusto *et al.* Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: texto, mapas e SIG. 2003.

BRITO NEVES, Benjamim Bley de; FUCK, Reinhardt A. Neoproterozoic evolution of the basement of the South-American platform. **Journal of South American Earth Sciences**, Oxford, v. 47, p. 72-89, 2013.

BUENO, G. Vital *et al.* Bacia de Pelotas. **Boletim de Geociências da PETROBRAS**, v. 15, n. 2, p. 551-559, 2007.

CHEMALE JR, Farid *et al.* Time constraints on magmatism along the Major Gercino Shear Zone, southern Brazil: implications for West Gondwana reconstruction. **Gondwana Research**, v. 22, n. 1, p. 184-199, 2012.

CHANG, Hung Kiang *et al.* Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview. **Tectonophysics**, v. 213, n. 1-2, p. 97-138, 1992.

COGNÉ, Nathan; GALLAGHER, Kerry; COBBOLD, Peter R. Post-rift reactivation of the onshore margin of southeast Brazil: Evidence from apatite (U-Th)/He and fission-track data. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 309, n. 1-2, p. 118-130, 2011.

COHEN, Kim M. *et al.* The ICS international chronostratigraphic chart. **Episodes Journal of International Geoscience**, v. 36, n. 3, p. 199-204, 2013.

COOPERDOCK, Emily HG; KETCHAM, Richard A.; STOCKLI, Daniel F. Resolving the effects of 2-D versus 3-D grain measurements on apatite (U-Th)/He age data and reproducibility. **Geochronology**, v. 1, n. 1, p. 17-41, 2019.

DA SILVA, L.C.; MCNAUGHTON, N.J.; HARTMANN, L.A.; FLETCHER, I.R. Contrasting zircon growth patterns in Neoproterozoic granites of Southern Brazil revealed by SHRIMP U-Pb analysis and SEM imaging: consequences for the discrimination of emplacement and inheritance ages. In: IV South American Symposium on Isotope Geology. Short Papers. Salvador. Pag 687-690. 2003.

DA SILVA, Luiz Carlos *et al.* The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based U–Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-African systems of orogens. **Precambrian Research**, v. 136, n. 3-4, p. 203-240, 2005.

DE ALMEIDA, F. F. M. *et al.* Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth-Science Reviews**, v. 17, n. 1-2, p. 1-29, 1981.

DE OLIVEIRA, Christie Helouise Engemann *et al.* Evidence of post-Gondwana breakup in Southern Brazilian Shield: Insights from apatite and zircon fission track thermochronology. **Tectonophysics**, v. 666, p. 173-187, 2016.

DOS SANTOS, Telmo M. Bento; TASSINARI, Colombo CG; FONSECA, Paulo E. Diachronic collision, slab break-off and long-term high thermal flux in the Brasiliano–Pan-African orogeny: Implications for the geodynamic evolution of the Mantiqueira Province. **Precambrian Research**, v. 260, p. 1-22, 2015.

DUNAI, Tibor J. Forward modeling and interpretation of (U-Th)/He ages. **Reviews in mineralogy and geochemistry**, v. 58, n. 1, p. 259-274, 2005.

FARLEY, K. A.; WOLF, R. A.; SILVER, L. T. The effects of long alpha-stopping distances on (U-Th)/He ages. **Geochimica et cosmochimica acta**, v. 60, n. 21, p. 4223-4229, 1996.

FARLEY, Kenneth A.; STOCKLI, Daniel F. (U-Th)/He dating of phosphates: Apatite, monazite, and xenotime. **Reviews in mineralogy and geochemistry**, v. 48, n. 1, p. 559-577, 2002.

FERREIRA, Alanielson CD; CONCEIÇÃO, Rommulo Vieira; MIZUSAKI, Ana Maria Pimentel. Mesozoic to Cenozoic alkaline and tholeiitic magmatism related to West Gondwana break-up and dispersal. **Gondwana Research**, v. 106, p. 15-33, 2022.

FLORISBAL, Luana Moreira *et al.* Tectonic significance of the Florianópolis dyke Swarm, Paraná–Etendeka Magmatic Province: a reappraisal based on precise U–Pb dating. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 289, p. 140-150, 2014.

FLOWERS, R. M. *et al.* (U-Th)/He chronology: Part 1. Data, uncertainty, and reporting. **Bulletin**, v. 135, n. 1-2, p. 104-136, 2023.

FLOWERS, R. M. *et al.* (U-Th)/He chronology: Part 2. Considerations for evaluating, integrating, and interpreting conventional individual aliquot data. **Bulletin**, v. 135, n. 1-2, p. 137-161, 2023.

GALLAGHER, K.; HAWKESWORTH, C. J.; MANTOVANI, Marta Silvia Maria. The denudation history of the onshore continental margin of SE Brazil inferred from apatite fission track data. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 99, n. B9, p. 18117-18145, 1994.

GALLAGHER, Kerry. Transdimensional inverse thermal history modeling for quantitative thermochronology. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 117, n. B2, 2012.

GALLAGHER, Kerry; KETCHAM, Richard A. Comment on “Thermal history modelling: HeFTy vs. QTQt” by Vermeesch and Tian, *Earth-Science Reviews* (2014), 139, 279–290. **Earth-Science Reviews**, v. 176, p. 387-394, 2018.

GAMBOA, Luiz Antonio Pierantoni; RABINOWITZ, Philip D. The Rio Grande fracture zone in the western South Atlantic and its tectonic implications. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 52, n. 2, p. 410-418, 1981.

HUECK, Mathias *et al.* The dom feliciano belt in southern Brazil and Uruguay. **Geology of Southwest Gondwana**, p. 267-302, 2018.

DE ASSIS JANASI, Valdecir; DE FREITAS, Vivian Azor; HEAMAN, Larry H. The onset of flood basalt volcanism, Northern Paraná Basin, Brazil: A precise U–Pb baddeleyite/zircon age for a Chapecó-type dacite. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 302, n. 1-2, p. 147-153, 2011.

DE LIMA GOMES, Antonio Jorge; HAMZA, Valiya M. Gradiente e Fluxo Geotérmico do Estado de Santa Catarina. In: **9th International Congress of the Brazilian Geophysical Society & EXPOGEF, Salvador, Bahia, Brazil, 11-14 September 2005**. Society of Exploration Geophysicists and Brazilian Geophysical Society, 2005. p. 978-983.

DE SORDI, Michael Vinícius. Rearranjo fluvial como mecanismo de evolução do relevo em escarpas de margem passiva: Serra Geral Catarinense, Sul do Brasil. 2018.

JELINEK, Andrea Ritter; SOMMER, Carlos Augusto. Contribuições à Geologia do Rio Grande do Sul e de Santa Catarina. 2021.

KETCHAM, Richard A. Forward and inverse modeling of low-temperature thermochronometry data. **Reviews in mineralogy and geochemistry**, v. 58, n. 1, p. 275-314, 2005.

KETCHAM, Richard A.; GAUTHERON, Cécile; TASSAN-GOT, Laurent. Accounting for long alpha-particle stopping distances in (U–Th–Sm)/He geochronology: Refinement of the baseline case. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 75, n. 24, p. 7779-7791, 2011.

KLEIN, Cornelis; DUTROW, Barbara. **Manual de ciência dos minerais**. Bookman Editora, 2009.

LISKER, F.; VENTURA, B.; GLASMACHER, U. A. Apatite thermochronology in modern geology. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 324, n. 1, p. 1-23, 2009.

MACHADO, Rômulo; TEIXEIRA, Wilson. Idades ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) do Magmatismo Alcalino do Distrito Alcalino de Lages, SC. **Anais**, 2008.

MEESTERS, A. G. C. A.; DUNAI, T. J. Solving the production–diffusion equation for finite diffusion domains of various shapes: Part II. Application to cases with α -ejection and nonhomogeneous distribution of the source. **Chemical Geology**, v. 186, n. 1-2, p. 57-73, 2002.

MENDES, Laura Delgado *et al.* Termocronologia (U-Th) He e reativação da margem continental do sudeste do Brasil: seção Serra da Mantiqueira-Gráben da Guanabara. 2013.

MILANI, Edison José. Comentários sobre a origem e evolução tectônica da Bacia do Paraná. **Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, CDR**, p. 265-291, 2004.

MILANI, E. J. *et al.* Bacia do Paraná: Boletim de Geociências da PETROBRAS, v. 15. 2007.

MILANI, Edison José *et al.* Bacias sedimentares brasileiras: cartas estratigráficas. **Boletim de Geociências da PETROBRAS**, v. 15, n. 2, p. 183-205, 2007.

MILANI, Edison Jose. **Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental**. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 1997.

MOREIRA, Jobel Lourenço Pinheiro *et al.* bacia de Santos. **Boletim de Geociências da PETROBRAS**, v. 15, n. 2, p. 531-549, 2007.

NOVO, Tiago Amâncio *et al.* The state of the art of low-temperature thermochronometry in Brazil. **Journal of the Geological Survey of Brazil**, v. 4, n. 3, p. 239-256, 2021.

NÜRNBERG, Dirk; MÜLLER, R. Dietmar. The tectonic evolution of the South Atlantic from Late Jurassic to present. **Tectonophysics**, v. 191, n. 1-2, p. 27-53, 1991.

RAAB, Matthias J. *et al.* Late Cretaceous reactivation of major crustal shear zones in northern Namibia: constraints from apatite fission track analysis. **Tectonophysics**, v. 349, n. 1-4, p. 75-92, 2002.

REINERS, Peter William; SHUSTER, David L. Thermochronology and landscape evolution. **Physics Today**, v. 62, n. 9, p. 31, 2009.

RICCOMINI, Claudio; VELÁZQUEZ FERNANDEZ, Victor; GOMES, Celso B. Tectonic controls of the Mesozoic and Cenozoic alkaline magmatism in central-southeastern Brazilian Platform. **Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform**, p. 31-55, 2005.

SCHEIBE, Luiz Fernando; KAWASHITA, Koji; GOMES, Celso B. Contribuição à geocronologia do Complexo Alcalino de Lages, SC. **Anais**, p. 299-307, 1985.

SCHEIBE, Luiz Fernando *et al.* **Geologia e Petrologia do Distrito Alcalino de Lages, SC**. 1986. Tese de Doutorado.

SCHMITT, Axel K.; STOCKLI, Daniel F.; HAUSBACK, Brian P. Eruption and magma crystallization ages of Las Tres Vírgenes (Baja California) constrained by combined $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ and $(\text{U}-\text{Th})/\text{He}$ dating of zircon. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 158, n. 3-4, p. 281-295, 2006.

SCHMITT, Axel K. *et al.* Eruption ages of Las Tres Vírgenes volcano (Baja California): a tale of two helium isotopes. **Quaternary Geochronology**, v. 5, n. 5, p. 503-511, 2010.

SHUSTER, David L.; FLOWERS, Rebecca M.; FARLEY, Kenneth A. The influence of natural radiation damage on helium diffusion kinetics in apatite. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 249, n. 3-4, p. 148-161, 2006.

STEWART, Kathy *et al.* $^{3}\text{-D}$, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology in the Paraná continental flood basalt province. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 143, n. 1-4, p. 95-109, 1996.

TALWANI, Manik; ABREU, Vitor; MOHRIAK, W. Inferences regarding initiation of oceanic crust formation from the US East Coast margin and conjugate South Atlantic margins. **Geophysical Monograph-American Geophysical Union**, v. 115, p. 211-234, 2000.

TORSVIK, Trond H. *et al.* A new scheme for the opening of the South Atlantic Ocean and the dissection of an Aptian salt basin. **Geophysical Journal International**, v. 177, n. 3, p. 1315-1333, 2009.

TURNER, Simon *et al.* Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 121, n. 3-4, p. 333-348, 1994.

PHILIPP, Ruy Paulo; PIMENTEL, Marcio Martins; CHEMALE JR, Farid. Tectonic evolution of the Dom Feliciano Belt in Southern Brazil: geological relationships and U-Pb geochronology. **Brazilian Journal of Geology**, v. 46, p. 83-104, 2016.

VAN BALEN, R. T.; VAN DER BEEK, P. A.; CLOETINGH, S. A. P. L. The effect of rift shoulder erosion on stratal patterns at passive margins: Implications for sequence stratigraphy. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 134, n. 3-4, p. 527-544, 1995.

WOLF, R. A.; FARLEY, K. A.; SILVER, L. T. Helium diffusion and low-temperature thermochronometry of apatite. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 60, n. 21, p. 4231-4240, 1996.

WOLF, R. A.; FARLEY, Kenneth A.; KASS, D. M. Modeling of the temperature sensitivity of the apatite (U–Th)/He thermochronometer. **Chemical Geology**, v. 148, n. 1-2, p. 105-114, 1998.

ZANINI, Luiz Fernando Pardi *et al.* Florianópolis-Lagoa: folha SG. 22-ZDV-folha SG. 22-ZD-VI. 1997.

ZEITLER, P. K. *et al.* U-Th-He dating of apatite: A potential thermochronometer. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 51, n. 10, p. 2865-2868, 1987.

ZEITLER, Peter K. *et al.* Solubility and trapping of helium in apatite. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 209, p. 1-8, 2017.

GLOSSÁRIO

Offshore: designação usual para bacias sedimentares (e outros elementos tectônicos e estratigráficos) situadas em partes distais da linha de costa ou determinada distância da costa, com ou sem registros lito-estratigráficos na parte emersa do continente – *onshore*;

Large Igneous Province: *Grande Província Ígnea* - termo introduzido por Coffin e Eldholm (1994) para excepcionais manifestações ígneas, em área e volume, como derrames basálticos, platôs oceânicos, margens vulcânicas rifteadas e cristas assísmicas;

Software: parte lógica e imaterial, cuja função é fornecer instruções para o *hardware* (parte física que constitui o dispositivo) sistematizado em programa de processamento de dados;

Rifte: estágio do ciclo de Wilson cujas manifestações de aberturas (na crosta e na litosfera) e depressões causadas pela tectônica rúptil (em diferentes escalas) em domínios extensionais, desde blocos basculhados até feições quilométricas afetam a litosfera e astenosfera, podendo levar a separação continental;

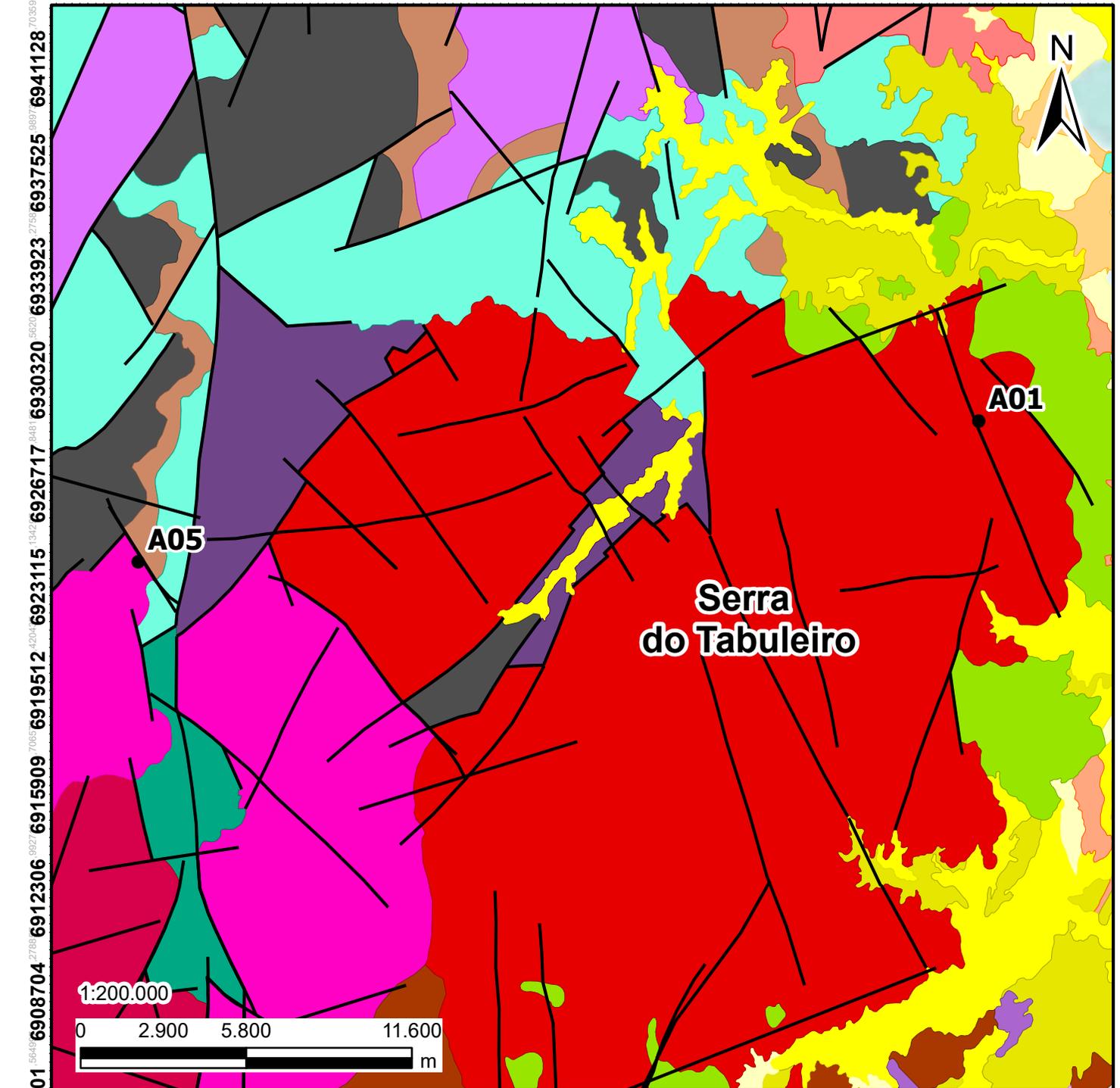
Drift: estágio do Ciclo de Wilson cujo processo gradual de da extensão de um golfo implica os movimentos horizontais sensíveis de deriva (afastamento de massas) continental e o estabelecimento plano de cadeia meso-oceânica.

ANEXO(S)

1. Mapa Geológico da área de estudo

2. Mapa de Declividade da área de estudo

695879 699215 702551 705887 709223 712559 715894 719230 722566 725902 729238 732574



6941128 6937525 6933923 6930320 6926717 6923115 6919512 6915909 6912306 6908704 6905101

Mapa Geológico

Fonte: CPRM, 2014

Legenda

Elementos do mapa

- Pontos coletados
- Lineamentos

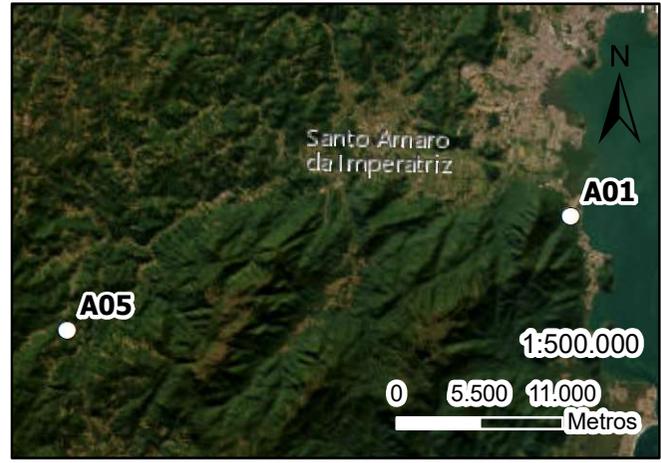
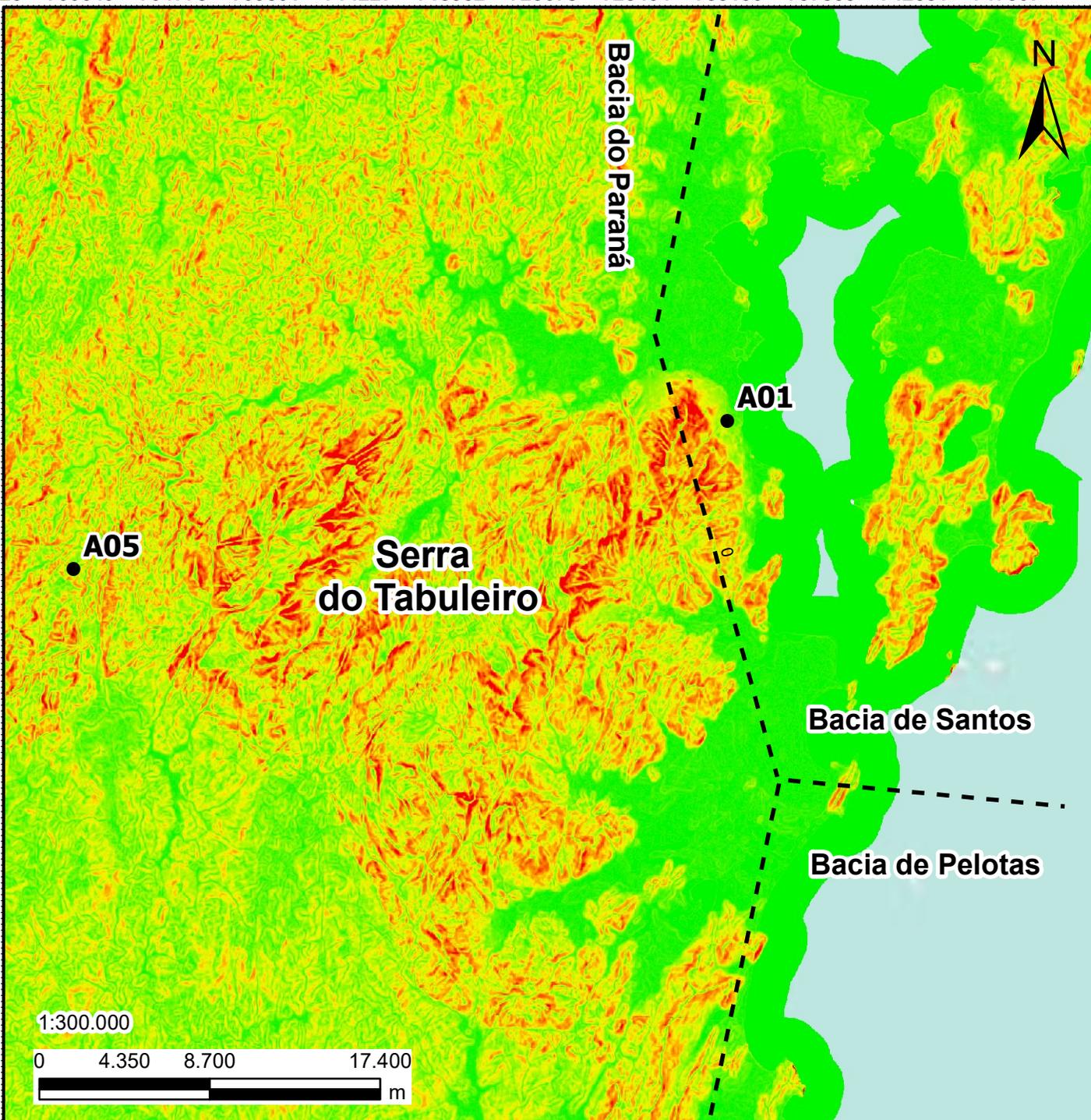
Litologias

- Depósitos aluvionares
- Depósitos colúvio-aluvionares
- Depósitos de Feixes de Restinga
- Depósitos de planície de maré arenosos
- Depósitos de planície lagunar associadas a barreira III
- Depósitos eólicos atuais
- Granito Imaruí-Capivari
- Granito Rio das Antas
- Granito Serra do Tabuleiro
- Granito São Bonifácio
- Granito São Pedro de Alcântara
- Granitóide Paulo Lopes
- Granitóide Santo Antônio
- Granitóides Garopaba
- Granodiorito Alto da Varginha
- Queçaba
- Riólito Cambirela
- Taciba
- Tonalito Forquilha
- Águas Mornas

Sistema de Projeções Geográficas
 Datum Sirgas 2000
 UTM 22J

695323 700049 704775 709501 714227 718952 723678 728404 733130 737855 742581 747307

6895494 6900898 6906302 6911706 6917110 6922514 6927918 6933322 6938726 6944130 6949535



Mapa de Declividade

Fonte: Topodata, 2023

Legenda

Elementos do mapa

- Pontos coletados
- - - Limite de bacias

Declividade



Sistema de Projeções Geográficas
Datum Sirgas 2000
UTM 22J