

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Monografia

Estudo Termocronológico de Arenitos do Grupo Serra Grande (Bacia do Parnaíba)

Nº do projeto: TF-24/44

Aluno: Samuel Rodrigues Lima

Orientadora: Prof.^a Dra. Maria Helena Bezerra Maia de Hollanda

Coorientador: Prof. Dr. Maurício Parra Amezquita

São Paulo

2024

Samuel Rodrigues Lima

Estudo Termocronológico de Arenitos do Grupo Serra Grande (Bacia do Parnaíba)

Trabalho de Formatura apresentado ao Curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo como pré-requisito para a obtenção do Título de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof.^a Dra. Maria Helena Bezerra Maia de Hollanda.

Coorientador: Prof. Dr. Maurício Parra Amezquita.

São Paulo

2024

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Estudo Termocronológico de Arenitos do Grupo Serra Grande (Bacia do Parnaíba)

SAMUEL RODRIGUES LIMA

Orientadora: Prof.^a Dra. Maria Helena Bezerra Maia de Hollanda

Coorientador: Prof. Dr. Maurício Parra Amezquita

Monografia

Nº do projeto: TF-24/44

COMISSÃO JULGADORA

Prof.^a Dra. Brenda Chung da Rocha

São Paulo

2024

*Pela minha irmã, irmão, minha mãe e meu
pai, permaneço vivo, prossigo a mística, vinte
e dois anos contrariando a estatística.*

AGRADECIMENTOS

Uma longa jornada até o fim dessa pequena monografia. 5 anos de muitos trabalhos, discussões, surtos, objetivos alcançados e sonhos criados. São tantos nomes para agradecer que até me perco, mas vamos lá. Agradeço, primeiramente, aos meus pais, Eliete e Francisco, dois grandes exemplos de trabalho e dedicação. Serão, para sempre, os modelos de como eu devo me empenhar em todos os momentos da vida, com perseverança e dedicação. Sou muito grato aos meus irmãos, Débora e Paulo, os caçulas da casa, que sempre me davam um pouco de motivação.

Saindo do âmbito de minha casa e indo para a esfera acadêmica, existem muitos nomes a serem citados. Começo pela minha orientadora, Maria Helena, que me proporcionou a minha primeira experiência científica e o primeiro estágio. Agradeço pelas discussões e pelas conversas diversas, foram enriquecedoras. À Maurício Parra, meu coorientador, me mostrou a grandiosidade da termocronologia e como um gráfico de tempo por temperatura pode ser tão interessante. À Ana Góes, pelas longas discussões sobre a geologia regional da bacia e pelas múltiplas ideias sugeridas.

Aos meus queridos amigos e amigas da turma 63, cujo apelidos sempre serão mais relevantes que o próprio nome, em especial Gimli, Lofi, Rapakivi, Pêssego, Dorime, Askov, Ventosa, Brabuleta, Grito, Conha, Flora e Roxy, e os sem apelido (tal como eu): João e Ayrton, sempre presentes e com uma energia muito boa. Queridos amigos não citados, vocês também foram de grande importância nessa jornada (mais a partir do terceiro ano, quando voltamos da pandemia), quero agradecer grandemente por todas as conversas e trocas de papo aleatório, foram de grande importância para mim. Aos colegas de outras turmas, Epa, Isa, Thayná, Stanley e Biro.

Também sou grato aos amigos da pós-graduação – Alana, Dinarte, Catarina, Ícaro, Sara e Ravi, Vinicius (Chokani) – por todas as trocas de aprendizado e apoio. À turma de Mapeamento Geológico de 2024 em Minas Gerais, Kabong, Marcão e Mário Campos, verdadeiros companheiros e mestres na arte de mapear rochas. Aos colegas da turma 64, com quem vivi experiências incríveis em campo, cada ponto marcado foi uma conquista compartilhada.

No laboratório, meu muito obrigado aos colegas Vasco e Vinicius, mestres na separação mineral no LSP/CPGeo, pela paciência e ajuda constante durante o trabalho laboratorial. Agradeço também ao Dr. Edward R. Sobel, do Instituto de Geociências da Universidade de Potsdam, na Alemanha, pelas análises de He, e ao Dr. Johannes Glodny, do Centro Alemão de Pesquisas em Geociências (GFZ), em Potsdam, pelas análises de U e Th.

Minha gratidão também vai para todos os funcionários e colaboradores da Universidade de São Paulo, especialmente do Instituto de Geociências. Cada um de vocês, em sua dedicação diária, tornou esta jornada possível.

Por fim, sou imensamente grato ao Programa de Recursos Humanos 43.1 da ANP (PRH-ANP) pela concessão da bolsa de iniciação científica, que permitiu o desenvolvimento deste projeto.

A cada um de vocês, meu sincero obrigado.

RESUMO

A Bacia do Parnaíba, Nordeste do Brasil, é uma bacia intracratônica, tipo *sag*, com espessura média do pacote sedimentar de 3500 metros depositado ao longo de cerca de 250 milhões de anos, desde o Siluriano até o final do Triássico, dividido em três grupos, sendo o Grupo Serra Grande, a unidade basal, o foco deste trabalho. Recorrentes estudos propuseram que parte do preenchimento da bacia esteve condicionado à reciclagem interna das unidades inferiores para alimentar as unidades mais superiores, mas não indicam quando e em que grau a reciclagem tornou-se um processo relevante em sua história geológica. A cronologia dos eventos de exumação/soerguimento da bacia é atualmente um tema pouco explorado, porém essencial para avaliar a influência da reciclagem interna no processo evolutivo da bacia. Através da termocronologia de baixa temperatura, via (U-Th)/He em zircão, ferramenta mais sofisticada e frequentemente aplicada para o estudo de evolução térmica, torna-se possível estabelecer a história térmica de unidades geológicas, permitindo inferir processos de exumação e soerguimento, intrusões de rochas magmáticas, e outros fenômenos relevantes. O método registra o comportamento térmico das rochas em um intervalo de temperatura entre 140-200 °C, mas fica suscetível a variações nesse intervalo, influenciadas pelo acúmulo de danos de radiação nos cristais datados. Neste projeto, foram analisadas 13 amostras da borda leste da Bacia do Parnaíba, predominantemente compostas pelos arenitos do Grupo Serra Grande. As 40 idades obtidas de hélio em zircão (ZHe) se distribuem em um intervalo de 560 a 40 Ma e se correlacionam negativamente com o conteúdo de elementos radioativos dos cristais, parâmetro que está relacionado à quantidade de danos por radiação. Essa distribuição exibe um comportamento típico de uma assembleia detrítica parcialmente resetada, indicando que a unidade basal foi submetida a temperaturas máximas inferiores às aquelas necessárias para a abertura do sistema. Quando analisadas de acordo com a sua localização, é possível formar quatro grupos: Norte, Central, Sul e Extremo Sul. Cada um apresenta um comportamento quanto ao resetamento das idades ZHe. O grupo Central se caracteriza por um resetamento completo, assinalado pelas idades mais recentes que a deposição. Grupos Norte e Sul, possuem maior dispersão de idades, indicativo de um *reset* parcial, enquanto no Extremo Sul as idades são mais velhas que a deposição, indica uma coletânea que não passou por um aumento significativo de temperatura. A partir dos dados, foram conduzidas modelagens diretas e inversas, realizadas no software QTQt, para interpretar a evolução térmica da unidade. Os resultados da modelagem indicam um pico térmico máximo de aproximadamente 195 °C. Em contraste com a temperatura, o momento em que esse pico foi atingido não é bem definido. Além disso, o soterramento e a exumação foram identificados como os principais fatores responsáveis pelas variações de temperatura na unidade estudada. Como não foi identificado nenhum outro processo térmico na história modelada que se alinhe com a evolução geológica esperada para a bacia, conclui-se que o soterramento e a exumação são os principais mecanismos de aquecimento e resfriamento de toda a unidade.

Palavras-chave: Bacia do Parnaíba, Termocronologia, (U-Th)/He, Modelagem Térmica.

ABSTRACT

The Parnaíba Basin, located in northeastern Brazil, is an intracratonic sag basin with an average sedimentary thickness of 3500 meters, deposited over approximately 250 million years, from the Silurian to the end of the Triassic. It is divided into three groups, with the Serra Grande Group, the basal unit, as the focus of this study. Recurrent studies have proposed that part of the basin fill was conditioned by the internal recycling of the lower units to feed the upper units, yet they do not indicate when and to what extent recycling became a relevant process in its geological history. The chronology of the basin's exhumation/uplift events remains a little explored but essential theme for evaluating the influence of internal recycling on the evolutionary process of the basin. Through low-temperature thermochronology using (U-Th)/He in zircon, a sophisticated and commonly applied tool for studying thermal evolution, it is possible to establish the thermal history of geological units, enabling the inference of exhumation and uplift processes, magmatic rock intrusions, and other significant phenomena. This method records the thermal behavior of rocks within a temperature range of 140-200 °C, but is susceptible to variations within this range influenced by the accumulation of radiation damage in the dated crystals. In this project, 13 samples from the eastern edge of the Parnaíba Basin were analyzed, predominantly composed of sandstones from the Serra Grande Group. The 40 helium ages obtained in zircon (ZHe) range from 560 to 40 Ma and show a negative correlation with the radioactive element content of the crystals, a parameter related to the amount of radiation damage. This distribution exhibits a typical behavior of a partially reset detrital assemblage, indicating that the basal unit was subjected to maximum temperatures lower than those required to open the system. When analyzed according to location, the samples can be divided into four groups: North, Central, South, and Far South, each with distinct behavior regarding the resetting of ZHe ages. The Central group is characterized by complete resetting, indicated by ages younger than deposition. The North and South groups show greater age dispersion, indicative of partial resetting, while in the Far South, the ages are older than deposition, indicating an assemblage that did not undergo significant temperature increases. Based on these data, both forward and inverse modeling were conducted in the QTQt software to interpret the thermal evolution of the unit. The modeling results indicate a maximum thermal peak of approximately 195 °C. In contrast to the temperature, the timing of this peak is not well defined. Furthermore, burial and exhumation were identified as the main factors responsible for the temperature variations in the studied unit. Since no other thermal process was identified in the modeled history that aligns with the basin's expected geological evolution, it is concluded that burial and exhumation are the primary mechanisms of heating and cooling for the entire unit.

Key-words: Parnaíba Basin, Thermochronology, (U-Th)/He, Thermal Modeling.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	1
2. METAS E OBJETIVOS	2
3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	3
3.1. A Bacia do Parnaíba	3
3.1.1. <i>Arcabouço Litoestratigráfico</i>	3
3.1.1.1. O Grupo Serra Grande	4
3.1.1.2. O Grupo Canindé	5
3.1.1.3. O Grupo Balsas	6
3.1.2. <i>Unidades Magmáticas Intrusivas</i>	6
3.1.3. <i>Proveniência Sedimentar</i>	7
3.1.4. <i>Evolução Tectônica</i>	8
3.2. Termocronologia de Baixa Temperatura - O Método (U-Th)/He	9
4. MATERIAIS E MÉTODOS	12
5. RESULTADOS	15
5.1. Distribuição de Idades e Correlações	15
5.2. Modelagem da História Térmica	19
5.2.1. <i>Modelagem Direta Sistemática</i>	19
5.2.2. <i>Modelagem Inversa</i>	22
6. DISCUSSÃO	25
6.1. Evolução Térmica: Pico Térmico e Mecanismos de Aquecimento e Resfriamento	25
7. CONCLUSÃO	29
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	30
APÊNDICES	33
Apêndice 1. Tabela de Informações das Amostras de Estudos	33
Apêndice 2. Resultados das modelagens diretas sistemáticas	34

1. INTRODUÇÃO

Combinar a história de preenchimento e evolução térmica de bacias sedimentares intracratônicas consiste em um dos desafios mais atuais em Sedimentologia, e de grande interesse para modelagens tectônica de reservatórios de hidrocarbonetos. A Bacia do Parnaíba é uma das mais emblemáticas bacias intracratônicas da Plataforma Sul Americana, resultante de processos isostáticos de ampla escala que acomodaram a sobrecarga litosférica induzida pela construção das cadeias brasileiras do Gondwana ocidental (Cunha, 1986). Geograficamente está localizada no nordeste brasileiro ocupando uma área de aproximadamente 600.000 km², e espessura média do pacote sedimentar 3.500 metros depositado ao longo de 250 milhões de anos desde o Paleozoico (Siluriano) até o Triássico (Vaz et al., 2007). O final de sedimentação teria ocorrido imediatamente antes da erupção dos derrames basálticos da Província Magmática do Atlântico Central (CAMP, Central Atlantic Magmatic Province; Marzoli et al., 1999). A pilha sedimentar está organizada em cinco super-sequências estratigráficas, com ciclos transgressivos e regressivos muito bem delimitados entre as sequências (Góes et al., 1990, 1993; Góes e Feijó, 1994; Vaz et al., 2007; Cruz et al., 2019). No entanto, sua história de exumação/soerguimento não é um tema tratado na literatura.

Estudos termocronológicos oferecem respostas diretas a questões que se relacionam com a exumação tectônica de terrenos. Notadamente, as técnicas (e métodos) baseados no decaimento radioativo e que se inserem no espectro de média a baixa temperatura são versáteis e funcionais por serem aplicáveis a minerais com temperaturas de fechamento distintas (Zeitler et al., 1987; Reiners et al., 2018). Uma das abordagens de uso mais amplo em termocronologia é o método (U-Th)/He que se baseia na produção de partículas alfa (⁴He) a partir do decaimento de isótopos pesados da série do Urânio - isto é, ²³⁸U, ²³⁵U, ²³²Th e ¹⁴⁷Sm. Por causa do comportamento químico distinto de cada um desses radioisótopos, o isótopo “filho” (⁴He) sofre facilmente a difusão térmica dentro do mineral hospedeiro, mesmo sob baixas temperaturas. A partir da determinação das abundâncias isotópicas no sistema mineral, é possível calcular idades que irão fundamentar o modelo termocronológico do alvo de interesse, e o zircão é um dos principais minerais usados para esta finalidade, além de apatita (Flowers et al., 2022a).

O atual nível de conhecimento da história de preenchimento da Bacia do Parnaíba derivado das publicações de Hollanda et al. (2014 e 2018) e Del Río et al. (2021) a partir de dados de proveniência sedimentar motivou a abordagem termocronológica, tema proposto para a bolsa de Iniciação Científica concedida pelo PRH 43.1, em 2021-2023. Os trabalhos citados propuseram que parte do preenchimento da bacia esteve condicionado à reciclagem interna das unidades inferiores para alimentar as unidades mais superiores, a inferência é

condicionada à notável persistência de padrões de idades U-Pb em zircões detríticos em toda a coluna de arenitos paleozoicos (Hollanda et al., 2018). No entanto, a coincidência na assinatura de idades detríticas não indica quando e em que grau a reciclagem tornou-se um processo relevante na história da bacia.

O presente estudo utiliza a termocronologia detrítica para compreender a história tectônica e sedimentar da Bacia do Parnaíba, a partir do olhar sobre a evolução térmica dos arenitos do Grupo Serra Grande. Com base nos dados analisados, foi possível indicar uma máxima temperatura para a unidade, além de evidenciar um contraste latitudinal no processo de soterramento, assinalado pelo comportamento distinto dos dados termocronológicos influenciado pela localização das amostras. Essas interpretações foram obtidas a partir de modelos térmicos diretos e inversos, além da própria distribuição de idades ZHe. Quanto à quantificação da intensidade do processo de reciclagem interna, não foi possível alcançar uma conclusão, pois os dados não permitem uma investigação detalhada no intervalo de tempo em que ocorreu o pico térmico.

2. METAS E OBJETIVOS

A questão científica que justifica este projeto se relaciona à história térmica da Bacia do Parnaíba, mais especificamente de sua borda leste onde a unidade basal - o Grupo Serra Grande, está melhor preservada (Figura 1). Ao buscar entender a história térmica algumas questões específicas são abordadas, como: o histórico de exumação e/ou soerguimento; a relação entre as rochas magmáticas encaixantes e uma possível influência térmica nos arenitos, que pode ter contribuído para a maturação de hidrocarbonetos; e a determinação da temperatura máxima de soterramento para a unidade. Informações detalhadas sobre processos tectônicos que acometeram a bacia durante seu preenchimento são limitadas e provenientes de análises de mapas estratigráficos e dados geofísicos (Aguiar, 1971; Cunha, 1986; Góes et al., 1990, 1993; Castro et al., 2014; Daly et al., 2014), e não permitem, por exemplo, avançar na discussão sobre a influência da reciclagem interna na evolução da bacia.

As metas físicas para atingir o objetivo central de entender a história térmica da borda leste da bacia, são:

- Obter de dados U-Th/He em zircões detríticos coletados em amostras dos arenitos Serra Grande já analisadas para as técnicas de proveniência U-Pb (zircão) e LOE (Luminescência Opticamente Estimulada) em quartzo e feldspato;
- Estabelecer a relação entre a concentração de elementos radioativos em cada cristal de zircão analisado com sua idade He;

- Modelar a história térmica de baixa temperatura para a unidade Serra Grande por métodos diretos e inversos;
- Estabelecer o momento ou momentos do pico de soterramento para a unidade;
- Relacionar os dados obtidos com a história de preenchimento e tectônica da bacia.

3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1. A Bacia do Parnaíba

3.1.1. Arcabouço Litoestratigráfico

O alvo de estudo deste projeto são os arenitos do Grupo Serra Grande da borda leste da Bacia do Parnaíba, região nordeste do Brasil (Figura 1), que neste setor abrange quase que exclusivamente o estado do Piauí. A bacia é classificada como uma bacia intracratônica, do tipo *sag*, com deposição sedimentar predominantemente siliciclástica (Góes e Feijó, 1994). Sua coluna litoestratigráfica está compartimentada em cinco super-sequências de acordo com Vaz et al. (2007): siluriana, mesodevoniana-eocarbonífera, neocarbonífera-eotriássica, jurássica e cretácica - delimitadas por discordâncias regionais que se estendem por toda a bacia. A sequência basal se deposita sobre embasamento precambriano, presumivelmente de idades variáveis, arqueanas e proterozóicas, ainda incluindo sistemas de grabens cambro-ordovicianos precursores da fase *sag* regional. A sequência do Siluriano corresponde aos arenitos do Grupo Serra Grande, unidade central deste trabalho. Em subsuperfície, esses arenitos são lateralmente contínuos, mas em superfície estão restritos a uma faixa norte-sul exposta na borda leste da bacia.

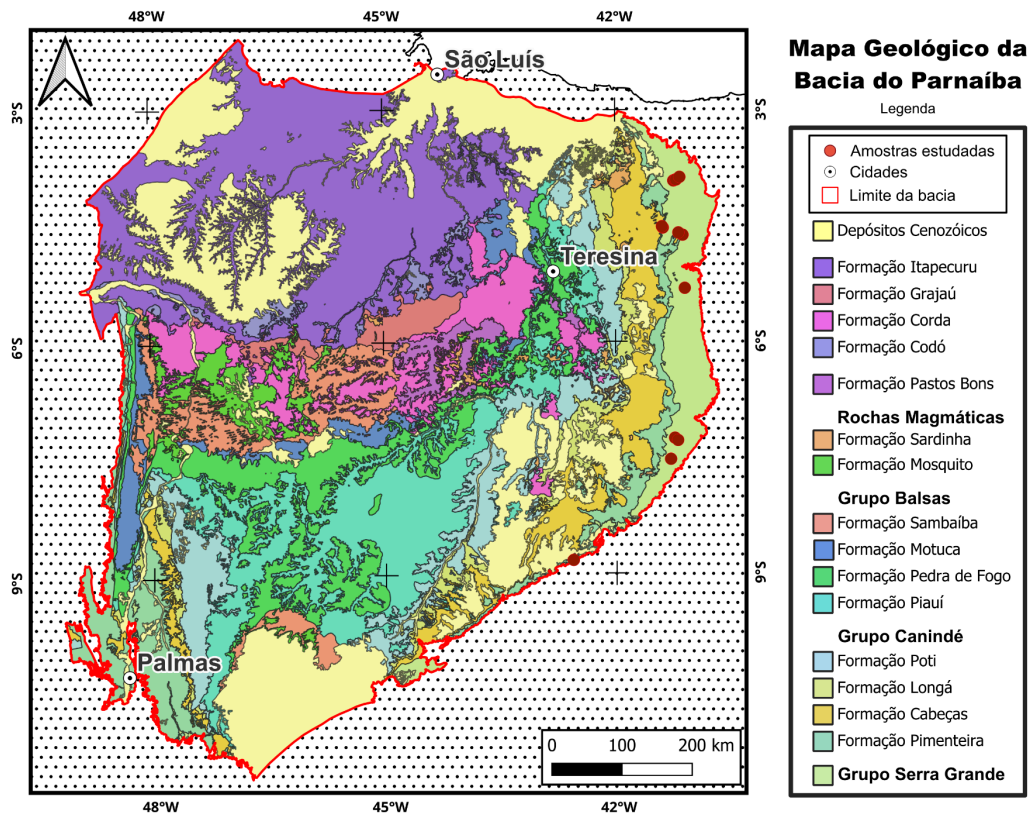


Figura 1. Mapa geológico simplificado da Bacia do Parnaíba, com a localização das amostras de estudo. Fonte: CPRM (2021).

3.1.1.1. O Grupo Serra Grande

A divisão de uma sequência sedimentar basal de cerca de 900 metros composta por quase exclusivamente por arenitos e conglomerados foi apresentada por (Carozzi, 1975), que a dividiu em três subunidades: as formações Ipu, Tianguá e Jaicós, divisão posteriormente consolidada por (Caputo e Lima, 1984).

A descrição litológica e características deposicionais sobre o Grupo Serra Grande, reunidas simplificada e a seguir foram extraídas do trabalho pioneiro de Caputo e Lima (1984) e da última revisão proposta por Vaz et al. (2007). A sedimentação inicia com a Formação Ipu, composta por arenitos conglomeráticos branco a creme, ora maciço ora com estratificação cruzada, variando de friável a bem cimentado. Essa unidade teria sido depositada em uma variedade de ambientes, desde glacial proximal e glacio-fluvial, a leques ou frentes deltaicas. O contato superior com a Formação Tianguá é concordante. Essa unidade intermediária é, por sua vez, constituída por (i) folhelhos pretos a cinza-escuros, bioturbados ou laminados, (ii) arenitos finos a médios, feldspáticos, com coloração cinza esbranquiçada, e (iii) intercalações de siltitos e folhelhos cinza-escuros, bioturbados e micáceos. Essa variabilidade litológica é interpretada como resultado de um

ambiente de mar raso, com um possível clima ameno/ temperatura não tropical. Finalmente, a Formação Jaicós é representada por arenitos médios a grossos, por vezes conglomeráticos, de cores cinza claro, creme ou amarronzada, contendo seixos angulares a subangulares de quartzo, mal selecionados, maciços ou com estratificação cruzada tabular ou sigmoidal denotando deposição ao longo de um sistema de rios entrelaçados. O contato inferior com os folhelhos Tianguá é concordante, enquanto o contato superior com a sequência mesodevoniana-eocarbonífera é representado por uma discordância erosiva (Góes e Feijó, 1994). Toda a sequência representa um ciclo transgressivo-regressivo completo (Góes e Feijó, 1994; Vaz et al., 2007; Cruz et al., 2019), sendo que os litotipos Tianguá representam a superfície de inundação máxima da primeira transgressão marinha que ocorreu na bacia, fruto de variações glacio-eustáticas de escala mundial (Caputo e Lima, 1984). Ao contrário, os arenitos Jaicós estiveram associados ao intervalo regressivo a encerrando a primeira sedimentação na bacia (Góes e Feijó, 1994).

As idades das formações que constituem o Grupo Serra Grande foram definidas por Grahn et al. (2005) em um estudo de caracterização e definição de biozonas que estão sintetizadas na Carta Estratigráfica da Bacia do Parnaíba de Vaz et al. (2007). A Formação Ipu, basal, tem idade eosiluriana, mas precisamente depositada durante a época Ilandoveriana, à qual também é atribuída a deposição da Formação Tianguá. A Formação Jaicós teria iniciado a deposição na época wenlockiana, perdurando até o eodevoniano.

3.1.1.2. O Grupo Canindé

A retomada da sedimentação na Bacia do Parnaíba dá-se no Devoniano médio com o Grupo Canindé. Esse novo ciclo é dividido em cinco formações (Góes e Feijó, 1994; Vaz et al., 2007). A unidade basal é a Formação Itaim que faz contato discordante com o Grupo Serra Grande. Essa formação integra arenitos finos a médios, depositados em ambiente deltaico e plataformal, que transicionam para folhelhos cinza-escuros a pretos depositados em ambiente nerítico de plataforma dominada por tempestades. Esses folhelhos caracterizam a Formação Pimenteirias, marco da ingressão marinha mais importante da bacia. Acima ocorrem os arenitos finos, bem selecionados, cinza-claros a branco da Formação Cabeças depositados sob influência glacial e periglacial, e os folhelhos e siltitos cinza-médio e arenitos brancos, finos e argilosos da Formação Longá, também de ambiente plataformal dominado por tempestades. O fim desse grande ciclo é registrado por arenitos cinza-esbranquiçados, intercalados e interlaminados com folhelhos e siltitos depositados em ambiente deltaico com planícies de maré que definem a Formação Poti. Todo o pacote representa outro ciclo transgressivo-regressivo, correlacionando-se com a Supersequência

Supersequência Paraná da Bacia do Paraná, com o Grupo Marimari da Bacia do Solimões, e com os grupos Urupadi e Curuá da Bacia do Amazonas (Góes e Feijó, 1994).

3.1.1.3. O Grupo Balsas

No Carbonífero começa a deposição da terceira super-sequência da Bacia do Parnaíba - o Grupo Balsas, definido por (Góes et al., 1990, 1993), e constituída de quatro formações (Góes e Feijó, 1994; Vaz et al., 2007). A Formação Piauí é a unidade basal representada por arenitos finos a médio, por vezes conglomeráticos, e siltitos/folhelhos vermelhos depositados em um sistema fluvial com relevante contribuição eólica. Sobre esses se depositam calcários oolíticos creme a branco, eventualmente estromatolíticos, com intercalações de arenitos médios, folhelhos cinzentos e até anidrita, muitas vezes encontrados silicificados e constituindo a Formação Pedra de Fogo, de idade permiana (Dino et al., 2002). O ambiente deposicional é definido como marinho raso a litorâneo, sob influência de tempestade. Sobre esses se instala um clima mais árido, que condiciona primeiro a deposição de siltitos avermelhados e arenitos lacustres da Formação Motuca e, a seguir, arenitos róseos, fino a médios, bem selecionados, de ambiente eólico da Formação Sambaíba. Assim como as sequências anteriores, o Grupo Balsas reflete um (último) ciclo transgressivo-regressivo completo, desenvolvido sob sob acentuada aridez e clima mais quente, fechando o estágio de desertificação da Bacia do Parnaíba. O Grupo Balsas tem correlação com os grupos Tefé da Bacia do Solimões, Tapajós da Bacia do Amazonas, e Itararé, Guatá e Passa Dois da Bacia do Paraná (Góes e Feijó, 1994).

3.1.2. Unidades Magmáticas Intrusivas

Os eventos magmáticos registrados na Bacia do Parnaíba ocorreram em momentos distintos (Almeida, 1986; Klöcking et al., 2018). São derrames, soleiras e diques agrupados em duas formações - Formação Mosquito e Formação Sardinha. A primeira é uma das várias manifestações do magmatismo que forma a Província Magmática do Atlântico Central - CAMP, em inglês (Marzoli et al., 1999) e a segunda está associada à Província Magmática do Atlântico Equatorial - EQUAMP (do inglês, *Equatorial Atlantic Magmatic Province*) (Hollanda et al., 2019).

A Formação Mosquito é constituída por abundantes derrames basálticos com espessuras médias de 175 metros, recobrando uma área de 40 mil km² na parte oeste e central da bacia (Klöcking et al., 2018). Merle et al. (2011) atribuem à unidade uma idade de cerca de 199.7 ± 2.4 Ma, Jurássico. Esse evento magmático está relacionado com o início da quebra do Gondwana, na parte central do oceano Atlântico, e adicionalmente ao CAMP

(Milani e Zalán, 1999; Marzoli et al., 1999). Os diques e soleiras da Formação Sardinha são compostos por basaltos andesíticos e, assim como a Formação Mosquito, são intrusivos em rochas sedimentares de diferentes idades na Bacia do Parnaíba. As soleiras podem atingir até 400 metros de espessura (Fodor et al., 1990), foram datadas, por meio do método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, entre 129-124 Ma (Baksi e Archibald, 1997). Inicialmente, foram associados com a província basáltica Paraná-Etendeka, evento magmático relacionado à abertura do Atlântico sul (Min et al., 2003). Posteriormente, Holanda et al. (2019) redefiniram a unidade como parte de outra grande província ígnea, a PMAE, representando a abertura do Atlântico Equatorial.

3.1.3. *Proveniência Sedimentar*

Durante a deposição da coluna sedimentar da bacia, a principal área fonte para os sedimentos primários era a própria Província Borborema (Holanda et al., 2014, 2018). Nestes dois estudos, foram aplicadas diversas análises para todas as unidades siliciclásticas da bacia, incluindo análises de minerais pesados, sentidos de paleodrenagem e geocronologia U-Pb em zircão detrítico. Os minerais pesados foram pouco conclusivos quanto a uma fonte específica, devido aos diversos processos de alteração que modificaram as assinaturas de proveniência da assembleia mineral. Por outro lado, as idades de zircão detrítico permitem diferenciar que a maior contribuição provém de áreas com idades no intervalo Riaciano-Orosiriano, Esteniano-Toniano e Ediacarano (Figura 2). Isso indica uma relação direta com fontes atualmente reconhecidas apenas nos domínios central e meridional da Província Borborema. Este espectro de idades é semelhante entre as demais unidades da bacia, exceto para a Formação Sambaíba que apresenta predomínio de idade Ediacarana. A homogeneidade observada entre os espectros sugere que apenas uma fonte ficou ativa durante todo o Paleozoico, hipótese pouco provável, pois não se tem conhecimento sobre áreas fonte que perduraram por um longo período de tempo (250 Ma). Além disso, ocorreram mudanças nos depocentros da bacia ao longo do tempo (Cunha, 1986; Góes et al., 1990). Baseado nisso, Holanda et al. (2014 e 2018) propuseram que o processo de reciclagem interna pode ter sido muito influente durante a deposição da bacia, onde unidades mais antigas foram erodidas para gerar as unidades mais novas. A partir de estudo de sinais de luminescência em quartzo nos arenitos da bacia (Del Río et al., 2021), foi possível indicar que ocorre uma mudança de uma área fonte orogênica para um cratônica, com base na redução da taxa de denudação. Essa modificação pode estar relacionada com uma maior contribuição do processo de reciclagem da bacia, mas também, pode estar apenas refletindo o surgimento das plantas no continente, que modificou as

características do intemperismo no Devoniano, alterando assim as taxas de denudação das áreas fonte (Del Río et al., 2021).

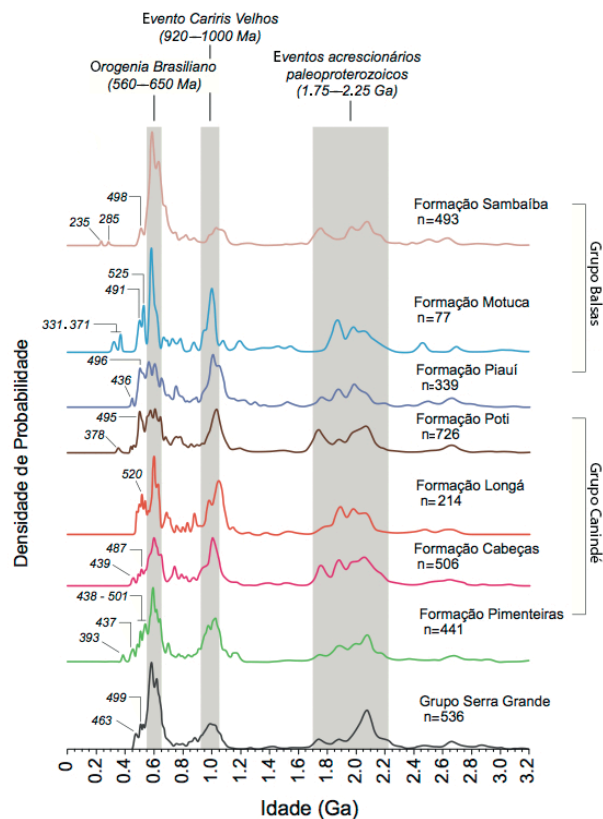


Figura 2. Gráficos de densidade das idades U-Pb de zircão detrítico das unidades da Bacia do Parnaíba. Fonte: Hollanda et al. (2014).

3.1.4. Evolução Tectônica

O desenvolvimento da bacia do Parnaíba se deu a partir de grabens precursores que se formaram no embasamento, como resultado de pulsos térmicos do final da Orogênese Brasileira (Góes et al., 1990; Oliveira e Mohriak, 2003; Castro et al., 2014). Essas fendas aproveitaram de estruturas pré-existentes para se formarem, apresentando eixos com orientação de nordeste a norte (Góes et al., 1990). A primeira fase de subsidência da bacia se trata de uma etapa termo-mecânica, na qual ocorreu a deposição do Grupo Serra Grande. Ela termina com os efeitos da orogenia Caledoniana, resultando em uma discordância de caráter regional. Posteriormente, o Grupo Canindé foi depositado durante uma fase de subsidência térmica, combinada com a influência flexural causada pelo peso dos sedimentos subjacentes (Góes et al., 1990). Novamente, a deposição é interrompida por conta de uma nova orogênese, Orogenia Eo-Herciniana. A retomada da sedimentação é representada pelo Grupo Balsas, no Neo-Carbonífero. Nesta última fase

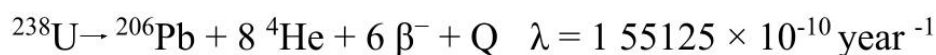
ocorre um progressivo processo de desertificação em toda a bacia somado a um sensível deslocamento dos depocentros para a parte central da bacia (Cunha, 1986; Góes et al., 1990).

A evolução da posição dos depocentros é revelada por meio de mapas de isópacas das unidades da bacia (Cunha, 1986). As duas primeiras fases de subsidência são caracterizadas por uma grande influência de grandes feições pré-existentes no embasamento da bacia, como o Lineamento Transbrasiliano (Sobral-Pedro II) e o Picos-Santa Inês (Cunha, 1986; Góes et al., 1990; Chamani, 2011). Esse condicionamento dos eixos deposicionais esteve presente até o final da deposição do Grupo Canindé. Após o Eo-Carbonífero, a influência exercida pelos dois lineamentos cessou (Cunha, 1986). Portanto, a bacia foi se interiorizando, o que explica o processo de desertificação das unidades.

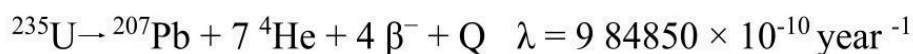
3.2. Termocronologia de Baixa Temperatura - O Método (U-Th)/He

A termocronologia de baixa temperatura é um dos ramos da geocronologia, sendo dividida em diversas técnicas, dentre elas, o método (U-Th)/He (Reiners et al., 2018). A sua primeira aplicação data da década de 1905, por Rutherford (1905), considerando o decaimento radioativo do Urânio (U) para Rádio (Ra). Durante a maior parte do século XX, a técnica não foi muito desenvolvida e explorada, pois ainda não se tinha conhecimento sobre o processo de difusão do Hélio (He) dentro dos minerais. Cerca de 90 anos depois, Zeitler et al. (1987) descrevem o sistema como um potencial termocronômetro e que a retentividade de He nos cristais de apatita, um dos minerais utilizados na técnica, era controlada pela difusão térmica. Atualmente, ela é uma ferramenta muito versátil e pode ser aplicada em diversos minerais, incluindo apatita, zircão, hematita, titanita, granada, entre outros (Farley, 2002). Além disso, é amplamente utilizada na geologia para determinar histórias de exumação/soerguimento, evolução térmica de bacias sedimentares e eventos tectônicos de baixa temperatura (Reiners et al., 2018; Gautheron e Zeitler, 2020; Flowers et al., 2022a, 2020b).

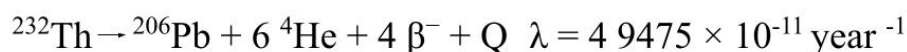
A metodologia se baseia na produção de He por meio do decaimento radioativo alfa, no acúmulo desse elemento filho e na sua perda, que é fortemente influenciada pela difusão térmica (Flowers et al., 2022a). Os isótopos U (235 e 238), ^{232}Th e ^{147}Sm são os principais produtores de ^4He , por meio do decaimento alfa, sendo os três primeiros os maiores contribuidores, respectivamente. As reações de decaimento desses isótopos (Reiners et al., 2018; Flowers et al., 2022a) estão representadas nas equações abaixo:



Equação 1



Equação 2



Equação 3



Equação 4

Onde, Q são valores totais da energia liberada e λ são as constantes de decaimento para cada isótopo pai.

No processo de decaimento, a partícula alfa (^4He) é ejetada do núcleo do elemento pai, fazendo com que o núcleo remanescente sofra um recuo em relação ao núcleo filho, figura 3. Esses movimentos têm distâncias e efeitos diferentes dentro do cristal. O primeiro segue uma distância maior (15-20 micrômetros, conforme o mineral), tendo o potencial de expelir o He para fora do cristal, fenômeno denominado ejeção alfa. A perda de He por essa expulsão é estimada por meio de um parâmetro calculado com base na morfologia e no tamanho do cristal estudado. Já o segundo deslocamento é menor, mas causa um defeito na rede cristalina do mineral, denominado dano por radiação (Guenther et al., 2013; Reiners et al., 2018; Gautheron e Zeitler, 2020).

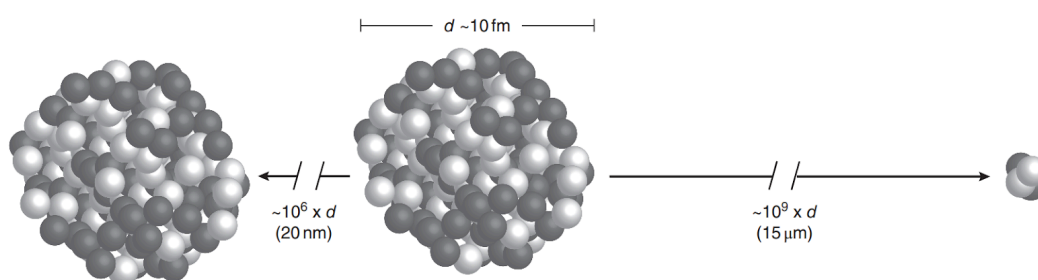


Figura 3. Representação esquemática mostrando as proporções de recuo relativo envolvidas no processo de decaimento alfa. Isótopo pai a esquerda e o Hélio formado a direita. Fonte: Reiners et al. (2018).

Portanto, uma parte da produção de He no mineral pode ser perdida por meio da ejeção alfa e a outra, que se acumula dentro do cristal, fica suscetível à difusão térmica (Flowers et al., 2022a). Segundo Reiners et al. (2018), a difusão do He é facilitada por conta de seu comportamento com alta mobilidade, com pouca energia aplicada, em relação aos

elementos pais. Em altas temperaturas, o He é totalmente perdido devido à difusão térmica, enquanto em baixas temperaturas ocorre a retenção completa do elemento. Em um intervalo de temperaturas intermediárias (HePRZ, do inglês *He Partial Retention Zone*), o He é retido parcialmente (Flowers et al., 2022a), figura 4. Essa zona é determinada com base nas características difusivas do mineral. O zircão, por exemplo, apresenta sua HePRZ entre 140 e 200 °C (Guenther et al., 2013). Adicionalmente, esse intervalo pode variar dependendo de características específicas do cristal de zircão datado. Segundo Flowers et al. (2022a), esses parâmetros são: o tamanho do cristal, o acúmulo de dano por radiação, a presença de imperfeições de vários tipos e a química dos elementos principais. Os dois primeiros fatores são os que mais influenciam na retentividade de He em um cristal de zircão, podem ser nomeados como controles de difusão.

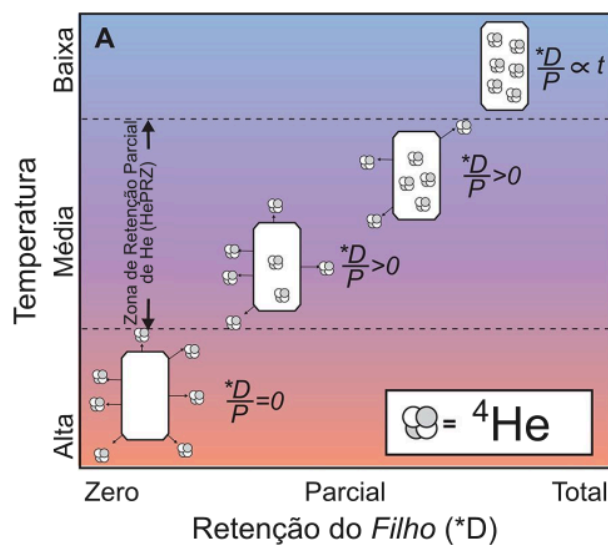


Figura 4. Temperatura versus retenção do isótopo filho (*D, do inglês daughter). Exibindo os diferentes comportamentos da relação do isótopo filho e pai (P, parent). Modificado de Flowers et al. (2022a).

O tamanho do cristal é determinante para a retentividade pois ele reflete o tamanho do domínio de difusão. Quanto maior o cristal, maior é a sua retentividade e portanto maior a energia (i.e., temperatura) necessária para induzir sua difusão total para fora do cristal (Reiners et al., 2018; Flowers et al., 2022a, 2022b). A melhor representação para o tamanho do grão seria o raio de uma esfera cuja razão entre a área superficial e o volume é equivalente à do cristal. Esse parâmetro é denotado como ESR (do inglês *Equivalent Sphere Radius*). Além da difusão, o tamanho do grão também dita o quanto de He é ejetado no decaimento alfa, pelo que são escolhidos cristais relativamente maiores (diâmetro basal de 80-100 micrômetros). Outro controle muito influente na capacidade de retenção de He é o quanto de dano por radiação devido o decaimento alfa está acumulado dentro do cristal.

Em baixos níveis de acúmulo, os defeitos podem impedir a difusão, mas em maiores quantidades, os danos podem se interconectar e, com isso, acelerar a perda de He, aumentando a difusividade do cristal. (Guenther et al., 2013; Reiners et al., 2018; Flowers et al., 2022a).

O total de dano por radiação em um cristal é uma função tanto da concentração de U efetivo (eU, do inglês *effective U*), da acumulação dos danos e da duração do *annealing* sobre eles (processo de apagamento dos danos devido à um aquecimento). O primeiro termo é um parâmetro que pondera os isótopos pais quanto a sua produtividade de partículas alfa (Equação 5, segundo Flowers et al., 2022a), sendo o *proxy* mais apropriado para a avaliar a quantidade de danos por radiação em cristais que estão em um mesmo contexto térmico (Flowers et al., 2022a). As temperaturas de fechamento podem variar em mais de 100 °C (em zircão), conforme o eU. Isso ocorre porque cristais com eU mais alto têm maiores taxas de produção de danos e, portanto, acumulam mais danos ao longo da mesma história térmica (Guenther et al., 2013; Flowers et al., 2022a, 2022b).

$$eU = U + (0.238 * Th) + (0.0012 * Sm)$$

Equação 5

Por fim, um ponto conceitual chave para a compreensão dos dados de (U-Th)/He é que, embora, os resultados sejam idades, elas são apenas uma quantidade numérica que reflete a história integrada no tempo da produção de He no cristal a partir do decaimento do nuclídeo pai e da perda de He por difusão, menos o He ejetado do cristal, ao longo do caminho T-t (temperatura-tempo) (Flowers et al., 2022a). Isso significa que a idade de He não tem um significado geológico direto; ela depende de um contexto adicional para sua interpretação e, além disso, de uma integração computacional (modelagem térmica) para que se possa alcançar a devida história térmica (Reiners et al., 2018; Flowers et al., 2022a, 2022b).

4. MATERIAIS E MÉTODOS

Neste projeto, o método (U-Th)/He será aplicado a doze amostras de arenitos do Grupo Serra Grande, mais uma amostra da Formação Pimenteiras, todas localizadas na borda leste da Bacia do Parnaíba, Figura 1, coletadas durante a vigência do projeto PRO-PARNAÍBA, coordenado pela Profa. M. H. Hollanda. Mais especificamente, o método foi aplicado a zircões detríticos recuperados desses arenitos.

Baseado em Reiners et al. (2018), as etapas analíticas do método são divididas em quatro fases: (I) Separação mineral do zircão; (II) Seleção e caracterização do grão; (III) Extração e mensuração de ^4He e dos isótopos pais (U (235 e 238), ^{232}Th e ^{147}Sm) e (IV) Correção da ejeção alfa. Essas etapas são detalhadas a seguir:

- I. Separação mineral do zircão: As 13 amostras foram tratadas no Laboratório de Termocronologia do Centro de Pesquisas em Geocronologia e Geoquímica Isotópica da Universidade de São Paulo (LTC-CPGeo/USP), com as etapas de britagem, peneiramento, separação por densidade (por meio de mesa vibratória, mesa Wilfley), separação magnética (por meio do separador magnético *Frantz*, respeitando a ordem, 0.4 e 1.2 mA com 10° de inclinação) e separação por densidade utilizando líquidos densos (Bromofórmio e Iodeto de Metileno), obtendo o concentrado do mineral zircão.
- II. Seleção e caracterização do grão: Em microscópio óptico de luz polarizada Olympus, Modelo BX51, foi realizada a catação (*handpicking*) dos grãos de zircão e encapsulamento em microtubos de nióbio (Figura 5). Foram selecionadas 5 alíquotas para cada amostra, realizando o dimensionamento do grão, com o intuito de calcular o parâmetro de correção da ejeção alfa (F_T), com base na morfologia e tamanho do grão. Apenas os grãos com F_T entre 0,6 e 0,8 foram encapsulados.
- III. Extração e mensuração de ^4He e dos isótopos pais (U (235 e 238), ^{232}Th e ^{147}Sm): Etapa realizada no Laboratório de (U-Th)/He do Instituto de Geociências da Universidade de Potsdam (Alemanha) e Centro Alemão de Pesquisas Geocientíficas (GFZ). Foi utilizado um equipamento automatizado para a extração de Hélio, sistema automático *Alphachron* para as medições da concentração de ^4He e posteriormente espectrometria ICP-MS para a obtenção dos teores de U, Th e Sm (Ver detalhes analíticos em Pingel (2023)). Após a mensuração do ^4He , ocorre a diluição total dos cristais e devida análise dos isótopos de interesse.
- IV. Correção da ejeção alfa: Com a mensuração dos isótopos pais e filho, foi calculada a idade e, em seguida, aplicada a correção pelo fator F_T para obter a idade corrigida. Os dados enviados pelo laboratório alemão foram entregues devidamente corrigidos. A listagem completa dos parâmetros e dados analíticos constam na tabela do Apêndice 1.

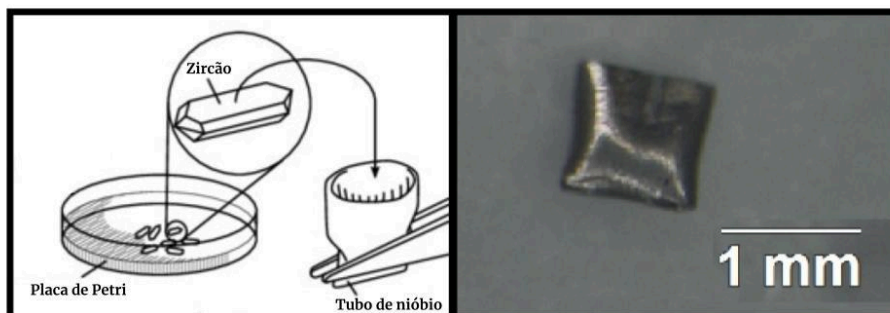


Figura 5. Procedimento de picking e encapsulamento dos grãos de zircão para análise. A esquerda o processo de encapsulamento e a direita a cápsula de nióbio, já fechada, com o grão em seu interior. Modificado de Vermeesch et al. (2023).

O próximo estágio consiste no processo de modelagem da história térmica. Esse processo é uma etapa interpretativa comumente usada para converter dados termocronológicos em histórias térmicas das quais são derivadas conclusões geológicas (Flowers et al., 2022b). Envolve o uso de modelos cinéticos de difusão de He para o mineral de interesse em um programa de modelagem térmica. O modelo cinético acompanha a evolução da difusão de He como uma função de acúmulo e recozimento dos danos de radiação em um dado mineral (Guenther et al., 2013; Flowers et al., 2022a).

A modelagem pode ser feita de modo direto e/ou inverso. Neste trabalho, foram realizadas ambas. A modelagem direta envolve a escolha de uma determinada história térmica para prever idades He (Ketcham, 2005; Hueck et al., 2018). Isso foi realizado com uso do modelo cinético de difusão de He em zircão (ZRDAAM, do inglês *Zircon radiation damage accumulation and annealing model*) (Guenther et al., 2013), no software QTQt (Gallagher, 2012). Essa abordagem foi realizada de modo sistemático, com a definição de pontos no espaço T-t e a variação do vértice que corresponde ao máximo térmico da história térmica. Esses pontos foram definidos com base em uma história hipotética da unidade basal, onde o soterramento é a principal influência térmica, com o objetivo de demarcar esse pico térmico. Para cada variação, foi quantificado o valor de correlação entre os dados observados e modelados. Isso permitiu delimitar as áreas no espaço T-t com as maiores correlações, definindo o pico de soterramento.

Na modelagem inversa, a coletânea de dados de idades ZHe é utilizada para encontrar o melhor caminho T-t. Assim como a direta, este trabalho foi realizado por meio do software QTQt. Ele se baseia no teorema de Bayes, mais especificamente no *Bayesian Transdimensional Markov Chain Monte Carlo*, permitindo especificar uma ampla gama de possíveis modelos de história térmica a serem considerados, com base em informações prévias sobre tempo e temperatura.

Para avaliar a robustez desses modelos na descrição dos dados termocronológicos, utilizou-se o *Log Likelihood* (LL), ou verossimilhança logarítmica, um conceito fundamental na estatística. Essa medida indica o quão bem um modelo explica os dados observados. No contexto deste estudo, o LL foi utilizado como *proxy* de correlação; sendo uma métrica sem escala, assume valores negativos, aproximando-se de zero conforme aumenta a correspondência dos dados modelados e observados (Gallagher, 2012).

5. RESULTADOS

5.1. Distribuição de Idades e Correlações

A partir da aplicação da metodologia foram obtidas idades ZHe para cada alíquota das amostras de estudo. Com base na localização e nas suas proximidades, elas foram separadas em grupos. O mapa de detalhe da área de estudo (Figura 6) expõe esses grupos e apresenta a devida localização.

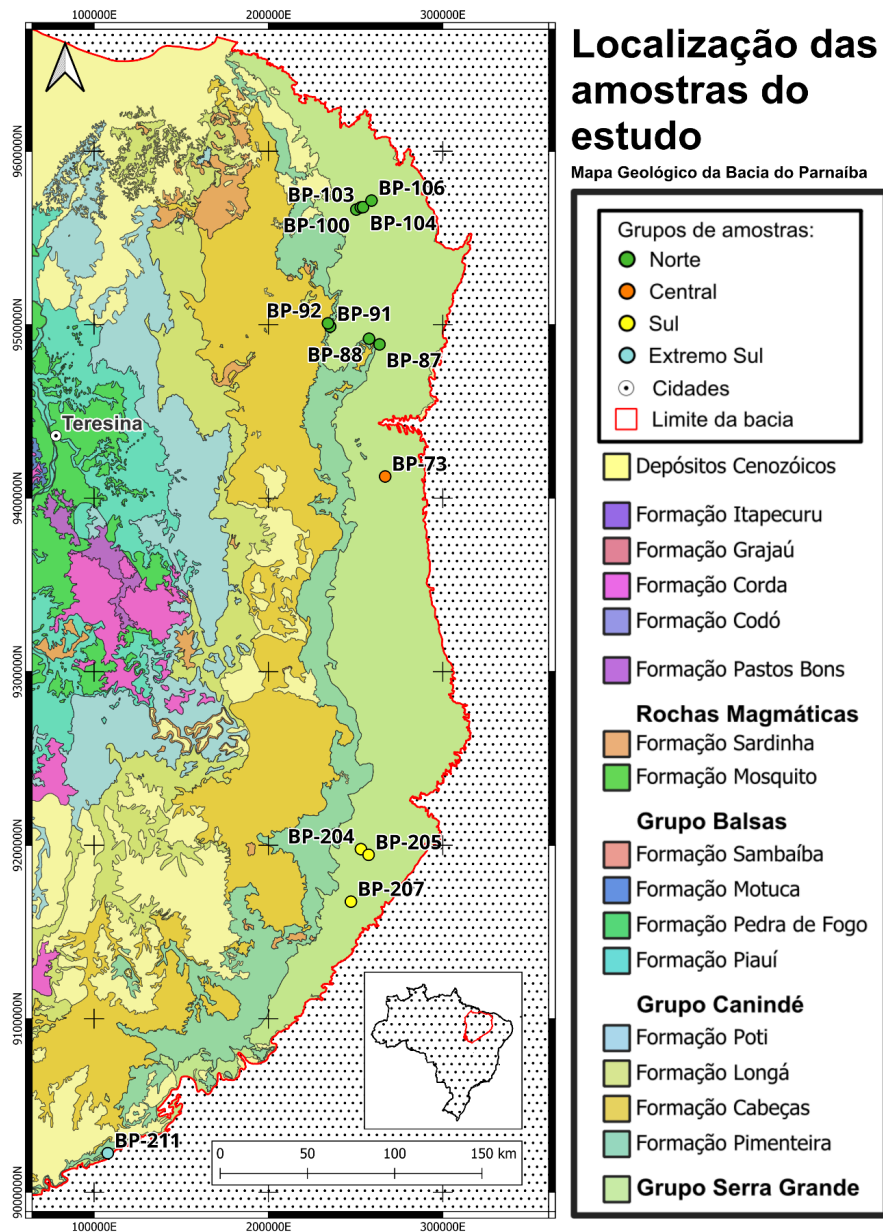


Figura 6. Mapa de localização e divisão das amostras de estudo, sobre o mapa geológico da borda leste da Bacia do Parnaíba. Fonte: CPRM (2021).

Para cada grupo existe uma diferente distribuição de idades ZHe, essa característica da amostragem é bem exposto no gráfico da Figura 7, no qual as amostras estão plotadas de acordo com a respectiva latitude. O grupo Norte (verde) tem uma grande amplitude, contendo idades que variam entre 180 e 470 Ma, com população de 19 alíquotas. Esse grupo contém oito amostras, sendo sete do Grupo Serra Grande e uma da Formação Pimenteirias (amostra BP-88 com 1 alíquota). A amostra BP-88 foi incluída no grupo por conta da sua localização, próxima às demais amostras. Na parte central, a amostra BP-73 representa o grupo homônimo (laranja), contendo 4 idades ZHe e uma dispersão baixa, entre 245 e 305 Ma. Com latitudes menores, o grupo Sul (amarelo) é resultado do

agrupamento de 3 amostras, totalizando 11 alíquotas, com variação alta, entre 41 e 481 Ma. O último grupo, localizado na porção mais sul da unidade, é constituído pela amostra BP-211, contém idades variando de 432 e 560 (5 alíquotas), é denominado de Extremo Sul (azul).

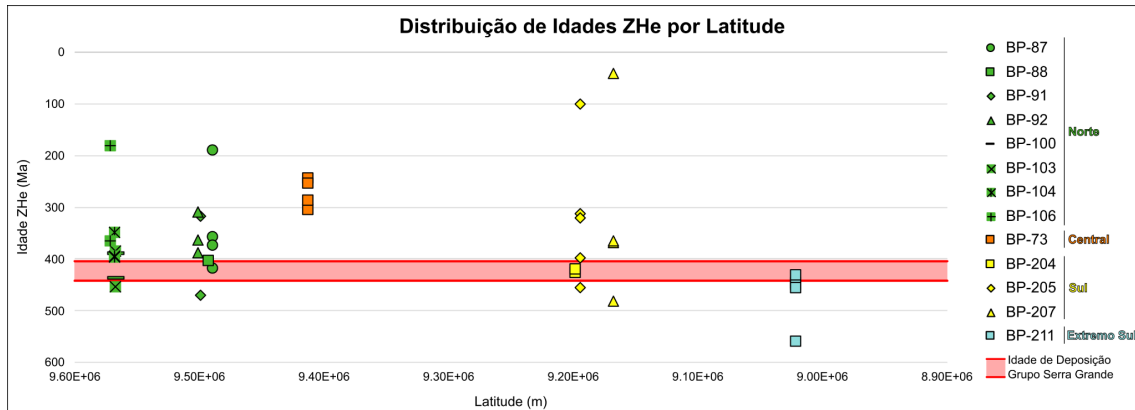


Figura 7. Distribuição das idades ZHe obtidas para as amostras de estudo. O eixo X representa a latitude. A idade de deposição do Grupo Serra Grande é indicada nesse gráfico para uma futura discussão com a dispersão de idades por grupo. De forma geral, as idades são mais antigas no sul.

A partir das propriedades das alíquotas (quantidade de eU e tamanho de grão (ESR)) e das amostras (altitude da amostra coletada) foram elaborados gráficos de dispersão para cada grupo com o intuito de avaliar as correlações das idades com essas variáveis. O tamanho do grão apresenta correlação positiva com as idades em dois dos grupos amostrados, enquanto, nos demais, não há correlação com essa variável. O comportamento das idades nos grupos Central e Extremo Sul, em função do tamanho do cristal, indica que a difusão de He foi parcialmente controlada por essa propriedade. Por outro lado, ao comparar as altitudes com as idades, não é possível identificar qualquer correlação, sugerindo que as idades não são influenciadas por essa característica. Essas relações estão expostas na Figura 8.

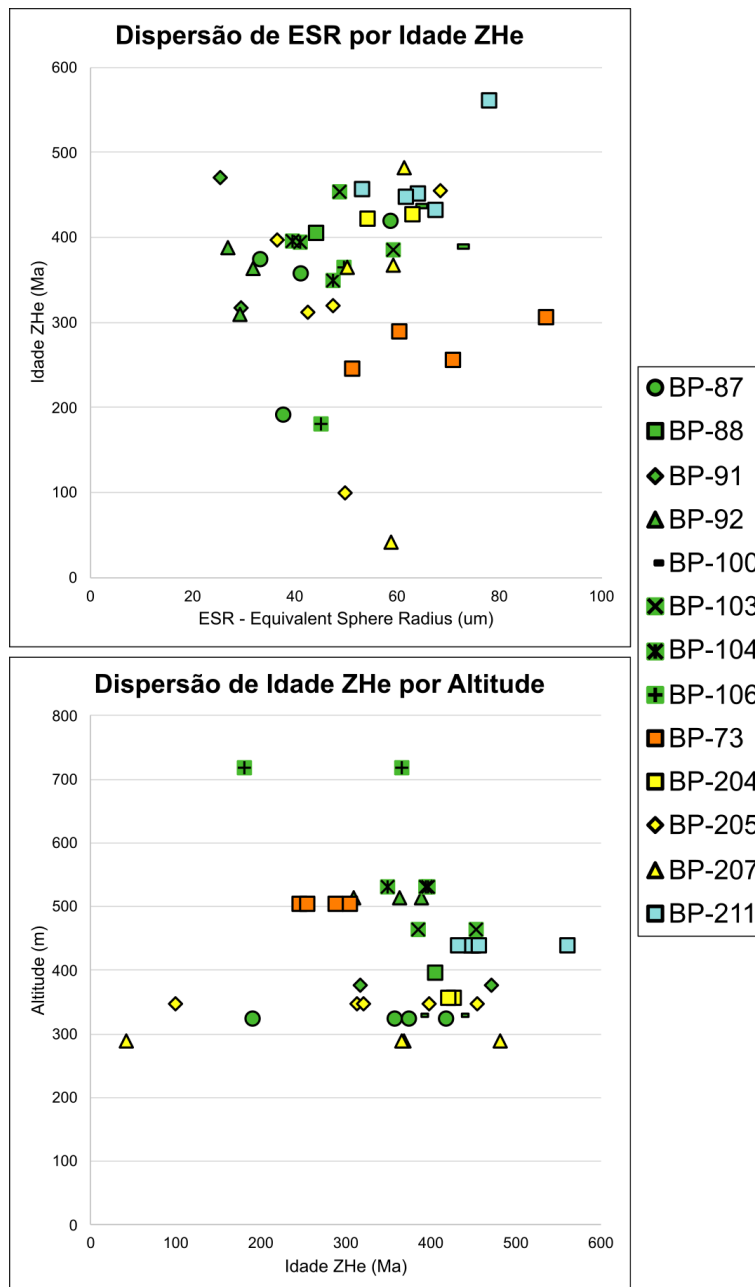


Figura 8. Gráficos de dispersão para duas propriedades das alíquotas, tamanho do cristal (*Equivalent Sphere Radius*) e altitude do local de coleta da amostra.

Para todas as amostras, a quantidade de elementos radioativos presentes no cristal, ou quantidade de U efetivo (eU), é o fator com maior correlação. A distribuição de eU, em todas as amostras, varia entre 29 e 579 ppm e possui correlação negativa com as respectivas idades ZHe (Figura 9). Apenas uma alíquota possui valor maior que esse intervalo e apresenta, também, correlação negativa com o restante das idades. Padrões de correlação semelhantes têm sido observados em regiões cratônicas (Hueck et al., 2018), e seu significado e utilidade será discutido abaixo. Essa relação é um importante indicativo

que os danos por radiação são um componente significativo para a retenção de He nos cristais de zircão.

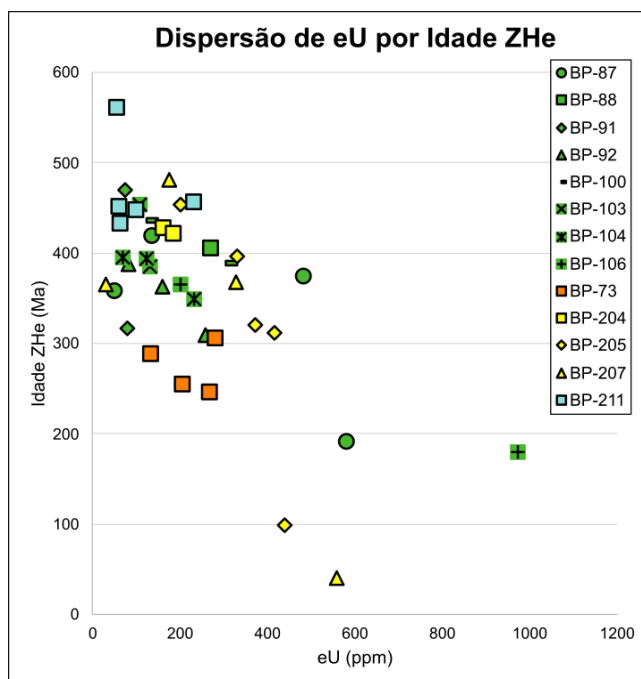


Figura 9. Gráfico de dispersão de eU por Idade ZHe para as alíquotas datadas.

5.2. Modelagem da História Térmica

Essa seção tem como objetivo investigar como os dados termocronológicos podem ser explicados com base em trajetórias térmicas geologicamente plausíveis. Para tanto, foram empregados os dois métodos de modelagem térmica - direta e inversa - conforme descritos no capítulo de Materiais e Métodos. Adicionalmente, esta seção apresenta os resultados obtidos a partir dessas duas abordagens de tratamento de dados.

5.2.1. Modelagem Direta Sistemática

Nessa abordagem, a modelagem direta foi utilizada para testar os picos de temperatura ao longo da história térmica da unidade. Para isso, adotou-se um caminho T-t simplificado e de fácil interpretação descrito por 4 nós, no qual 3 são fixos e 1 variante (Figura 10A). Esse caminho térmico apresenta um pico no início de sua trajetória, seguido de um resfriamento que representa a exumação da rocha-fonte dos sedimentos que compõem o arenito paleozóico. Em condições próximas à temperatura ambiente (25 °C), ocorre a erosão da rocha-fonte, seguida pela deposição dos sedimentos e, posteriormente, pelo início do soterramento. Para testar o pico térmico, foram definidos pontos no espaço

T-t, sistematicamente espaçados em intervalos constantes de temperatura e tempo. Esses pontos cobrem uma faixa de tempo de 335 a 15 Ma e uma faixa de temperatura de 65 a 215 °C. A sistematização definiu espaçamentos de 30 Ma, nos primeiros 180 Ma, depois 35 Ma, para os últimos 140 Ma. A temperatura teve intervalos constantes de 15 °C. Cada ponto foi testado individualmente, e a correlação entre os dados observados e modelados foi registrada, permitindo avaliar o comportamento térmico nesse trecho do espaço. Esse teste foi realizado em cada grupo amostral. A representação da variação da correlação nesse espaço é feita com uso de mapas de contorno de *Log Likelihood* (LL) (Figura 10B). A correlação de cada ponto em cada um dos quatro grupos está presente no Apêndice 2.

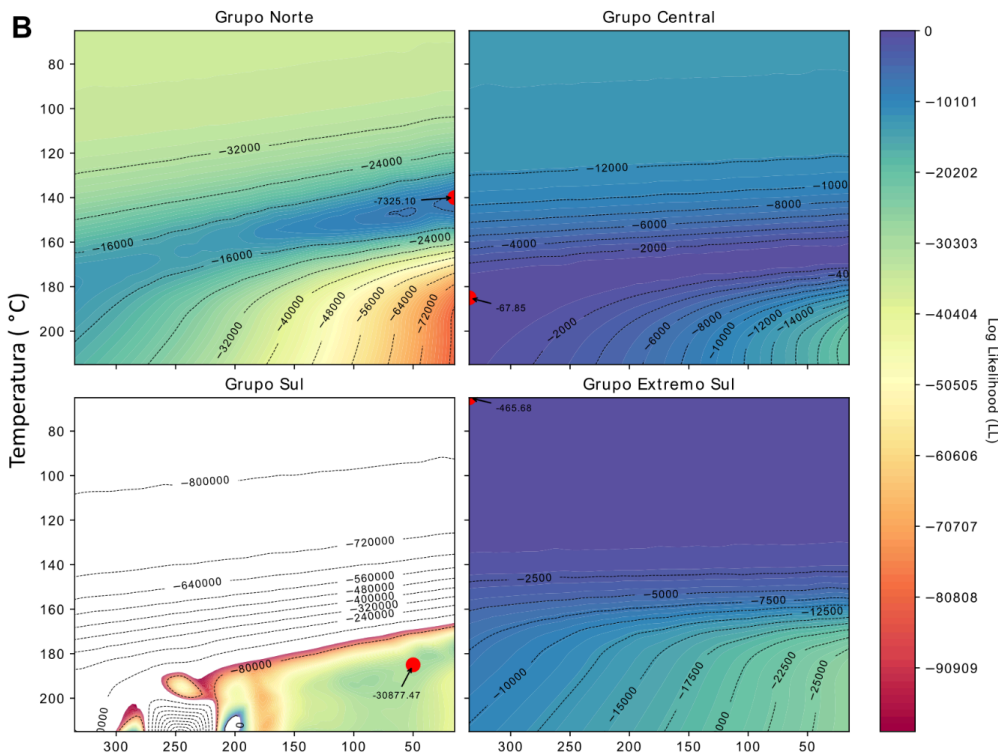
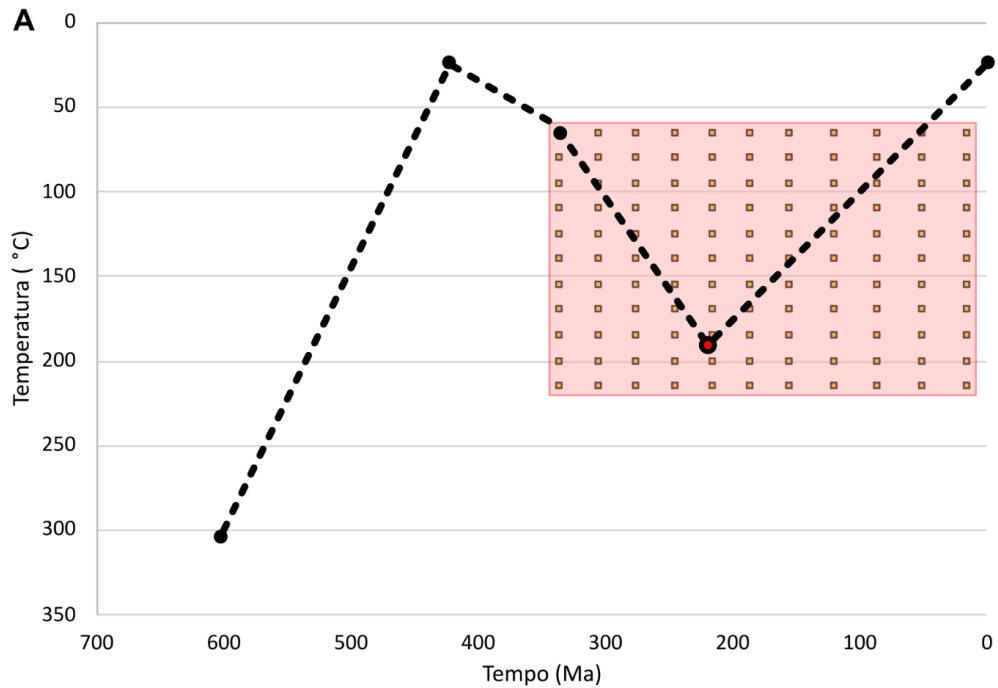


Figura 10. Apresentação da história térmica e espaço T-t testados, com os devidos nós, e a representação da variação de valores de *Log Likelihood* nesse espaço. A) História térmica definida, linha preta, o ponto vermelho representa o “nó variante” desse caminho. Os quadrados em laranjas em conjunto com o polígono vermelho representam a área de testes. B) Mapas de contorno de valores de LL para cada grupo de amostras, com destaque para o maior valor de correlação no espaço T-t.

As distribuições de LL nos espaços T-t dos grupos apresentam-se claramente distintas. Em cada mapa de contorno, existe um ponto com a maior correlação dos dados observados com os modelados, ele é destacado com um ponto vermelho e o valor de LL é indicado pela seta. Para garantir uma visualização consistente, definiu-se um valor mínimo para a escala de cor; assim, nos grupos onde os valores de LL são inferiores a -100000, como no grupo Sul, parte do mapa permanece sem cor, indicando valores abaixo do limite estabelecido.

A norte, os valores de LL variam de -81000 até -7325, que é o maior valor. O grupo Central apresentou a menor amplitude, com o maior valor de correlação sendo -67.85, máximo valor entre todos os modelos diretos testados. As amostras do grupo Sul, são as menos representadas por essa história térmica, a amplitude entre os valores de LL é maior que 800000, e o maior valor é de -30877. A amostra BP-211, representando o Extremo Sul, estabelece uma grande área com valores maiores que -2500, para a dada história térmica. O maior valor de correlação para esse grupo é de -465.

Em todos os grupos, os contornos apresentam um comportamento sub-horizontal, em menores temperaturas, indicando que a temperatura máxima durante o soterramento é bem definida, porém o tempo do pico termal não é. Nos grupos Norte e Central é possível demarcar faixas, sub-horizontais, de maior correlação em faixas de temperatura de 140-200 °C e 160-190 °C, respectivamente. O comportamento se repete no grupo Sul, com bons modelos restritos a temperaturas de 180-200 °C. Já no Extremo Sul, é possível determinar um valor máximo de temperatura de 140 °C, que delimita os maiores valores de LL. Esses intervalos serão analisados e discutidos à luz da evolução geológica da unidade, no capítulo de discussão.

5.2.2. Modelagem Inversa

A inversão dos dados foi realizada para cada grupo, com o objetivo de alcançar a história térmica que mais seja representativa para a coletânea de idades ZHe. O software QTQt (Gallagher, 2012) foi o responsável pela busca, com aplicação do método de modelagem inversa bayesiana. O programa gera várias possíveis histórias térmicas dentro de um espaço de parâmetros, comparando cada uma com os dados observados e calculando o *Log Likelihood* para medir a qualidade do ajuste. Com o objetivo de maximizar o valor de LL, o QTQt seleciona as histórias térmicas mais prováveis.

Cada grupo de amostras apresenta uma quantidade diferente de alíquotas, idades observadas, isso reflete na facilidade que o programa teve para a inversão dos dados e na obtenção da história térmica mais plausível. As Figuras 11, 12, 13 e 14 apresentam as histórias térmicas mais adequadas para cada grupo. Em cada gráfico é exposto o valor de

LL para a história térmica e a dispersão das idades modeladas e observadas, além disso o intervalo de deposição do Grupo Serra Grande é exibido como um quadrado de contorno verde no espaço T-t de modelagem. O grupo Norte (Figura 11) expõe uma evolução térmica com dois picos, um abrupto, logo após a deposição sedimentar, com cerca de 235 °C de temperatura em 430 Ma, e outro em cerca de 110 Ma, com temperatura menor, 130 °C. O gradiente térmico de aquecimento pós primeiro pico é de 0.3 °C/Ma. Enquanto que o gradiente térmico de resfriamento após o segundo pico fica em torno de -1 °C/Ma.

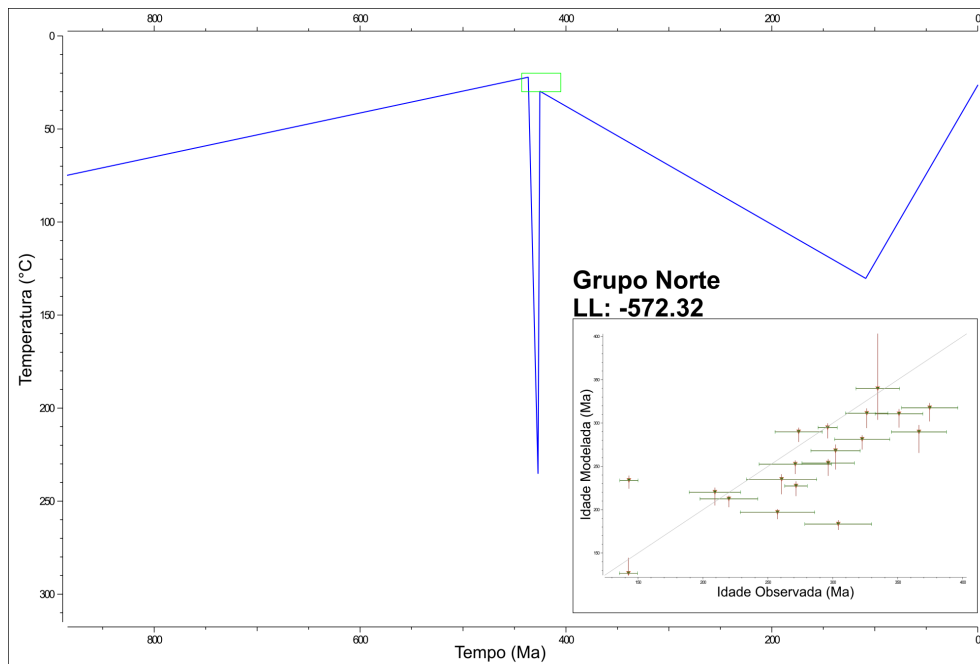


Figura 11. Resultado da modelagem inversa para o grupo Norte, conta com o valor de LL e o gráfico de dispersão entre idades observadas e modeladas.

Estatisticamente, o grupo Central apresenta a história térmica mais consistente (Figura 12). Apresenta o menor valor de LL e possui uma evolução térmica que harmoniza com a evolução geológica da unidade de estudo. O máximo térmico ocorre em torno de 275 Ma com cerca de 195 °C de temperatura. O gradiente de aquecimento é de 1 °C/Ma, enquanto o resfriamento ocorre inicialmente de forma mais rápida (-3,6 °C/Ma), seguido por uma desaceleração para -0,6 °C/Ma.

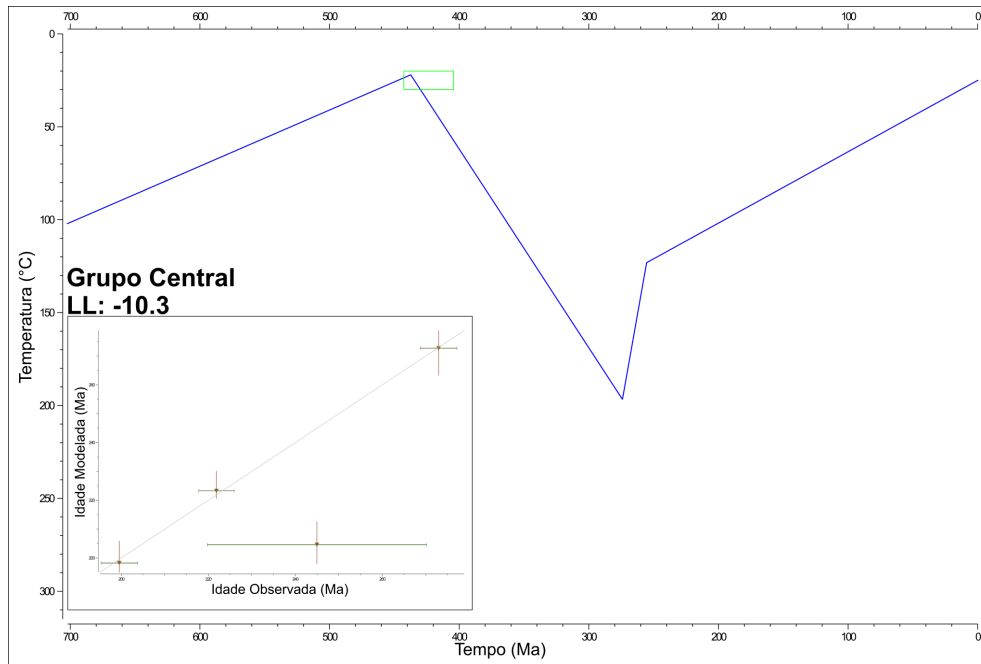


Figura 12. Resultado da modelagem inversa para o grupo Central, conta com o valor de LL e o gráfico de dispersão entre idades observadas e modeladas.

O grupo Sul (Figura 13) apresenta uma história térmica de com um longo período de aquecimento lento (gradiente térmico de $0.14\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$), seguido de um aquecimento abrupto, em torno de 30 Ma, alcançando cerca de $160\text{ }^{\circ}\text{C}$. Após isso, o resfriamento também é brusco, cerca de $-5.6\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$.

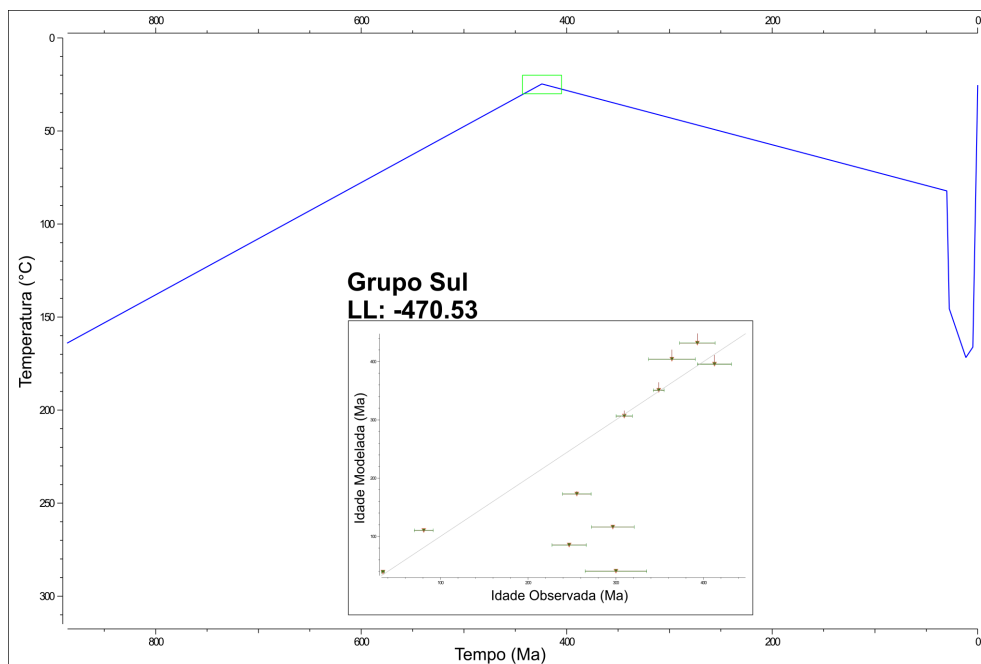


Figura 13. Resultado da modelagem inversa para o grupo Sul, conta com o valor de LL e o gráfico de dispersão entre idades observadas e modeladas.

O último grupo, Extremo Sul, apresenta a mais simples evolução térmica (Figura 14). Após o período de deposição, permaneceu restrito a baixas temperaturas, sem ter sido submetido a processos de aquecimento.

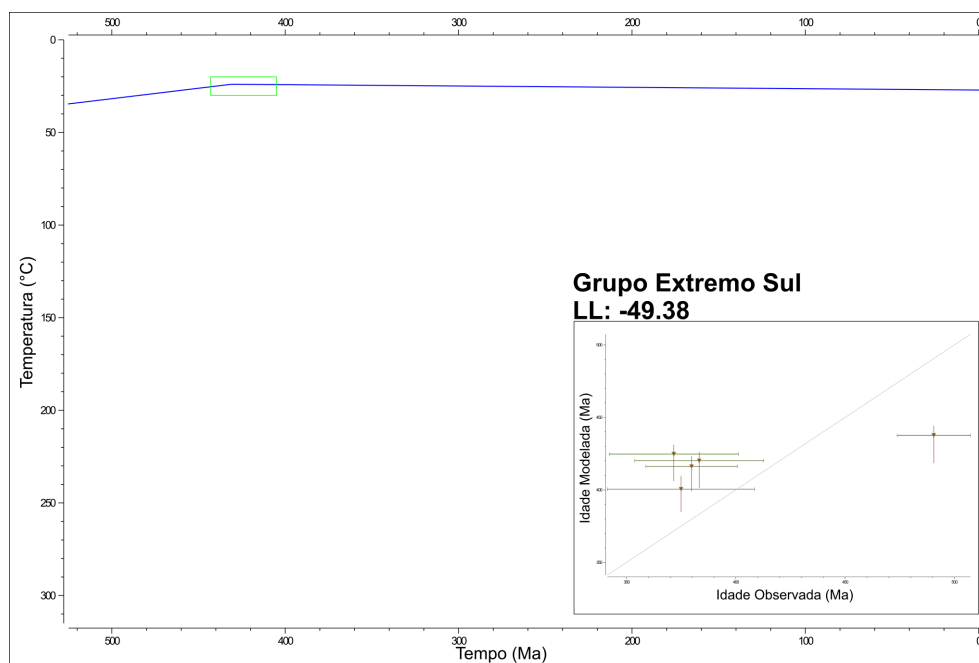


Figura 14. Resultado da modelagem inversa para o grupo Extremo Sul, conta com o valor de LL e o gráfico de dispersão entre idades observadas e modeladas.

Por fim, cada grupo apresentou uma evolução térmica distinta, refletindo diferentes conjuntos de idades submetidos à modelagem. Embora cada história térmica tenha um significado a ser interpretado, nem todas apresentarão correlação com a evolução geológica da unidade basal. Essa discussão será abordada no próximo capítulo.

6. DISCUSSÃO

6.1. Evolução Térmica: Pico Térmico e Mecanismos de Aquecimento e Resfriamento

Com base nos resultados apresentados, tanto de distribuição de idade até as duas abordagens de modelagem térmica, é possível inferir que a evolução térmica da unidade basal da Bacia do Parnaíba não foi uniforme para toda a sua extensão. O primeiro argumento que corrobora com essa ideia são as diferentes distribuições de idade ZHe para cada grupo de amostras (Figura 7). Os grupos Norte e Sul exibem uma ampla dispersão, incluindo idades tanto mais recentes quanto mais antigas que a idade de deposição do

Grupo Serra Grande (entre 442 e 404 Ma, Vaz et al. (2007)). O grupo Central tem uma concentração em idades mais recentes (245-305 Ma), enquanto o grupo Extremo Sul apresenta predominantemente idades mais antigas (432-560 Ma).

Esse contraste reflete diferentes temperaturas máximas para cada grupo. É importante ressaltar que as idades não possuem significado geológico, mas representam diferentes temperaturas de fechamento em um sistema que foi parcialmente resetado. Como se trata de amostras detríticas, inicialmente elas herdaram a idade ZHe de sua rocha-fonte. Com algum processo de aquecimento, essas idades tornam-se progressivamente mais recentes à medida que o He é difundido do cristal. Se as temperaturas forem elevadas, as idades serão mais recentes que a idade de deposição; se forem baixas, podem ser mais antigas ou apresentar uma ampla distribuição. A primeira situação ocorre quando as temperaturas estão dentro da Zona de Retenção Parcial de He (HePRZ); a segunda, quando as temperaturas estão abaixo dessa zona (Flowers et al., 2022a).

Portanto, a dispersão dos grupos exibe três diferentes estados para o resetamento das idades ZHe. O grupo Norte e Sul apresentam comportamento de um coletânea de idades (41-481 Ma) que foram parcialmente resetadas, de forma que algumas idades são mais antigas e outras mais jovens que a idade de deposição da unidade. O grupo Central, exibe um resetamento completo, enquanto o grupo Extremo Sul, com suas idades mais antigas que a deposição, sugere um grupo não resetado. Quando todas as amostras são analisadas em conjunto, é possível apontar que é uma coleção que foi resetada parcialmente.

A modelagem direta sistemática revela que cada grupo responde de maneira distinta a uma mesma história térmica. Essa diferença se relaciona diretamente com as distintas dispersões de idade, já discutidas. A partir dos mapas de contorno (Figura 10) é possível avaliar que cada grupo possui uma faixa de temperaturas máximas aceitáveis. Em contraste, a faixa de tempo correspondente a essa temperatura máxima não é tão bem definida. No grupo Norte os melhores modelos apresentam um intervalo entre 140 e 190 °C. No grupo Central, os valores de LL aproximam-se de zero, situando-se na faixa de temperatura de 170 a 190 °C. Por sua vez, o grupo Sul possui a menor correlação de todos os quatro grupos; embora exiba um comportamento semelhante, destaca-se por apresentar um polígono com valores de LL mais baixos, com um valor máximo em torno de -30000. O pico térmico é aferido em idades entre 100 e 50 Ma, com temperaturas entre 180-200 °C. Em razão dessa baixa correlação, a temperatura máxima inferida tende a não representar completamente os dados, mas trata-se do melhor modelo para essa coleção de idades. O mapa de contorno do grupo Extremo Sul aponta uma temperatura máxima em torno de 140 °C.

É fundamental ressaltar que cada grupo apresenta um comportamento distinto em relação às correlações, com variações significativas nos maiores valores entre os quatro modelos. Dessa forma, não é viável avaliar todos os grupos de maneira uniforme. Embora se espere que todos os mapas de contorno representem uma história térmica semelhante, isso não se concretiza. Ao considerar o valor de LL como o *proxy* de correlação, observa-se que o grupo Central exibe a maior correlação. Assim, o intervalo de temperatura máxima inferido para esse grupo é estatisticamente o mais robusto.

As inversões térmicas revelam distintas histórias térmicas. A história que apresenta a maior correlação de idades observadas com modeladas é a do grupo Central. Ela exibe uma evolução térmica que se relaciona bem com a possível evolução geológica da unidade (Figura 12). Um processo de aquecimento, proveniente do soterramento, seguido de um pico térmico e o posterior resfriamento, devido a exumação. No grupo Extremo Sul, a história térmica caracteriza-se pela manutenção em baixas temperaturas (~25 °C) ao longo de toda a evolução da amostra (Figura 14). Esse comportamento deve-se ao fato de as idades neste grupo serem mais antigas, indicando que não ocorreu nenhum aquecimento relevante. A evolução do grupo Sul exibe um longo período de soterramento, com um aquecimento brusco antes da exumação (Figura 13). O aquecimento abrupto é diagnóstico de um magmatismo, mas nenhum evento magmático ocorreu na bacia nesse período. O grupo Norte exibe uma história mais complexa, com um pico térmico logo após a deposição (Figura 11), esse pico, também, não se relaciona com nenhum evento geológico da história da Bacia do Parnaíba. Em síntese, a evolução térmica que mais representou a respectiva coletânea de idades ZHe, é a história térmica do grupo Central. Ela concorda com a modelagem direta sistemática e realça a discussão da máxima temperatura para a unidade, estabelecendo um intervalo entre 185 e 195 °C. Enquanto a faixa de tempo em que ocorreu esse pico, pode ser definida com base no modelo inverso, em torno de 275 Ma.

Cabe ressaltar que essa estimativa de pico térmico é exclusiva para a área central da bacia, localização da amostra datada. Para as outras áreas da região de estudo, fica estabelecido que as máximas temperaturas foram inferiores. Um indício adicional de que as máximas temperaturas foram distintas para a extensão da unidade de estudo, são as isópacas que delimitam a espessura do pacote sedimentar do Grupo Serra Grande (Figura 15). O mapa exibe uma notável relação entre as amostras de estudo e as espessuras do pacote sedimentar. A amostra do grupo Central se localiza na região onde a espessura do pacote sedimentar é superior (maior que 800 metros), enquanto as amostras do grupo Norte e Sul estão situadas em espessuras médias (entre 600 e 800 metros). Por fim, o grupo Extremo Sul fica localizado na porção com as menores espessuras (cerca de 200 metros). A maior espessura do pacote sedimentar torna essa área suscetível a temperaturas mais

elevadas, o que explica o grupo Central, o comportamento semelhante dos grupos Norte e Sul e a relação distinta do grupo Extremo Sul em comparação com os demais.

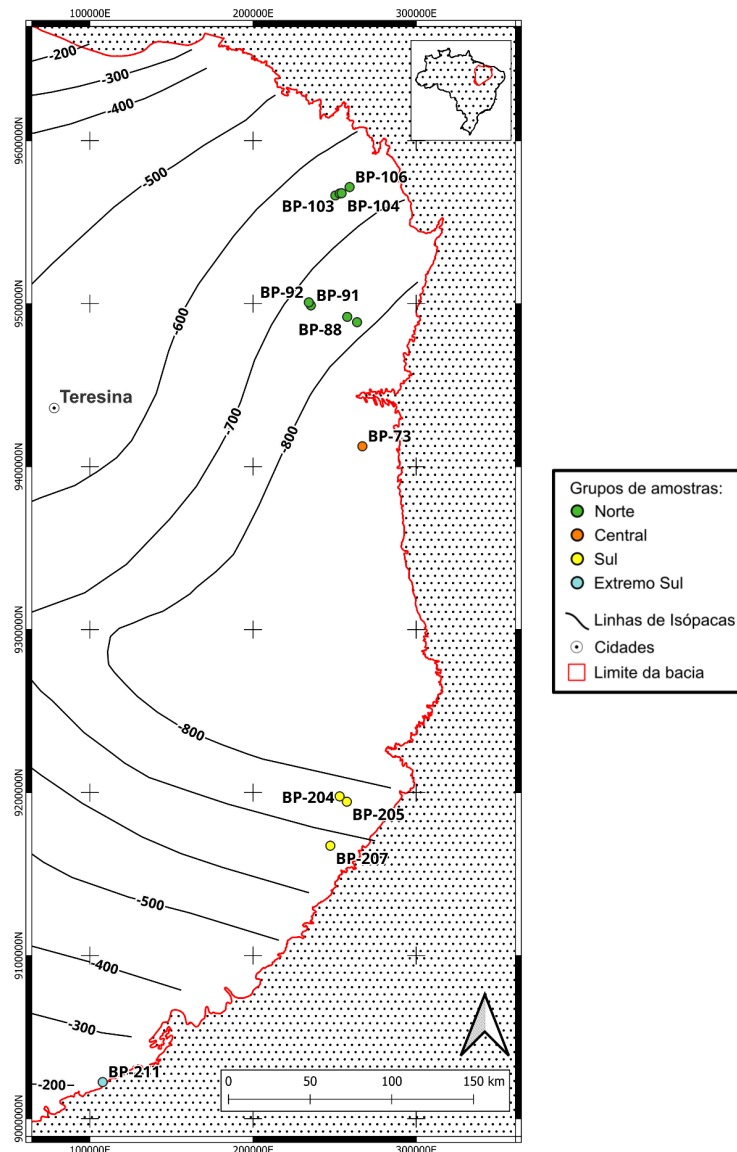


Figura 15. Mapa de isópacas do Grupo Serra Grande com localização das amostras de estudos divididas nos respectivos grupos. Modificado de Cerri et al. (2020).

Malusà e Fitzgerald (2019) definem três processos que contribuem para a mudança do estado térmico de uma unidade geológica: exumação, mudança no fluxo de calor basal, e magmatismo a profundidades rasas. A luz de todos os dados e do contexto geológico, é possível inferir que o principal mecanismo de aquecimento/resfriamento para a unidade de estudo foi o processo de soterramento/exumação. Considerando a evolução sedimentar da Bacia do Parnaíba, onde os únicos eventos magmáticos são mesozóicos e ocorrem de modo extremamente pontual na bacia, o único processo com potencial para promover o

aquecimento e, assim, registrar idades ZHe seria o soterramento, seguido pela exumação. Desse modo, descarta-se a ideia de que as unidades magmáticas mesozóicas poderiam ter tido qualquer influência térmica na unidade basal.

7. CONCLUSÃO

Este estudo apresentou uma análise da história térmica do Grupo Serra Grande, utilizando o método termocronológico (U-Th)/He e aplicando modelagem direta e inversa para compreender a evolução de temperaturas ao longo do tempo. Contou com a aplicação de modelagem direta sistemática, na qual uma história térmica variou metodicamente seu máximo térmico, com o intuito de encontrar a melhor correlação da história com os dados observados (Idades ZHe). Os resultados indicam que a unidade atingiu uma temperatura máxima de aproximadamente 195 °C, sugerindo um pico térmico significativo, localizado na parte central aflorante do Grupo Serra Grande. Diferentemente da temperatura, o momento exato desse pico não foi claramente definido. Além disso, os dados indicam que cada localização na unidade basal apresenta um comportamento térmico distinto, variando de uma coletânea não resetada a completamente resetada.

Foi identificado que os processos de soterramento e exumação são os principais responsáveis pelas variações de temperatura na unidade basal da bacia, sendo o mecanismo dominante na evolução térmica registrada. A implicação térmica das unidades magmáticas da bacia nos arenitos paleozóicos estudados é nula, pois, não foram encontradas nenhum aquecimento abrupto no intervalo de ocorrência dessas unidades. Os aquecimentos bruscos que são exibidos nas histórias térmicas dos grupos Norte e Sul não se relacionam com nenhum evento na evolução geológica da bacia. O processo de reciclagem sedimentar, indicado como muito influente na evolução da bacia, não foi avaliado, pois os resultados apresentados não permitiram a determinação pontual do pico térmico. Logo, o momento em que a unidade começou a ser exumada não está registrado na história térmica. A determinação e quantificação do “canibalismo” sedimentar poderiam ser melhor exploradas com o uso de dados termocronológicos adicionais, assim como pela aplicação de métodos complementares, capazes de delimitar o pico térmico com maior precisão no tempo.

Concluindo, é possível afirmar que o método (U-Th)/He é uma ferramenta muito adequada para o estudo de evolução térmica de unidades geológicas. A implementação dessa técnica no respectivo estudo, permitiu a investigação das variações térmicas do Grupo Serra Grande.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aguiar, F.G., 1971, Revisão geológica da bacia paleozóica do Parnaíba, *in* Congresso Brasileiro de Geologia, v. 25.
- Almeida, F.F.M., 1986, Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-paleozóico no Brasil: *Revista Brasileira de Geociências*, v. 16, p. 325–349.
- Baksi, A.K., e Archibald, D.A., 1997, Mesozoic igneous activity in the Manraha o province, northern Brazil: 40Ar/39Ar evidence for separate episodes of basaltic magmatism: *Earth and planetary science letters*, v. 151, p. 139–153.
- Caputo, M.V., e Lima, E.C., 1984, Estratigrafia, idade e correlação do Grupo Serra Grande–Bacia do Parnaíba, *in* Congresso Brasileiro de Geologia, v. 33, p. 740–753.
- Carozzi, A.V., 1975, Análise ambiental e evolução tectônica sinsedimentar da seção siluro-eocarbonífera da Bacia do Maranhão: Centro de Pesquisas e Desenvolvimento Leopoldo A. Miguez de Mello, Divisão de Informação Técnica e Patentes, 7.
- Castro, D.L., Fuck, R.A., Phillips, J.D., Vidotti, R.M., Bezerra, F.H., and Dantas, E.L., 2014, Crustal structure beneath the Paleozoic Parnaíba Basin revealed by airborne gravity and magnetic data, Brazil: *Tectonophysics*, v. 614, p. 128–145.
- Cerri, R.I., Warren, L.V., Varejão, F.G., Marconato, A., Luvizotto, G.L., e Assine, M.L., 2020, Unraveling the origin of the Parnaíba Basin: Testing the rift to sag hypothesis using a multi-proxy provenance analysis: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 101, p. 102625, doi:10.1016/j.jsames.2020.102625.
- Chamani, M.A.C., 2011, Tectônica intraplaca e deformação sinsedimentar induzida por abalos sísmicos: o Lineamento Transbrasiliano e estruturas relacionadas na Província Parnaíba, Brasil [Dissertação de Mestrado]: São Paulo, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências.
- CPRM, 2021, Litoestratigrafia integrada do Brasil ao Milionésimo (Shapefile). <https://rigeo.sgb.gov.br/handle/doc/22527> (acessado Janeiro 2024).
- Cruz, E.M.A., Córdoba, V.C., and do Carmo Sousa, D., 2019, Análise Estratigráfica da Sequência Siluriana da Bacia do Parnaíba, Nordeste do Brasil: *Revista Geociências da UNESP*, v. 38, p. 33–49.
- Cunha, F.M.B., 1986, Evolução paleozóica da Bacia do Parnaíba e seu arcabouço tectônico [Dissertação de Mestrado] Rio de Janeiro, Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- Daly, M.C., Andrade, V., Barousse, C.A., Costa, R., McDowell, K., Piggott, N., e Poole, A.J., 2014, Brasileiro crustal structure and the tectonic setting of the Parnaíba basin of NE Brazil: Results of a deep seismic reflection profile: *Tectonics*, v. 33, p. 2102–2120, doi:10.1002/2014TC003632.
- Del Río, I., Sawakuchi, A.O., Góes, A.M., Hollanda, M.H.B.M., Furukawa, L.Y., Porat, N., Jain, M., Mineli, T.D., e Negri, F.A., 2021, Luminescence signals of quartz and feldspar as new methods for stratigraphic discrimination and provenance analysis of siliciclastic successions: The case of the Parnaíba Basin (Brazil) of West Gondwana: *Basin Research*, v. 33, p. 2938–2959, doi:10.1111/br.12590.
- Dino, R., Antonioli, L., e Braz, S.M.N., 2002, Palynological data from the Trisidela member of upper Pedra de Fogo Formation (“Upper Permian”) of the Parnaíba basin, northeastern Brazil: *Revista Brasileira de Paleontologia*, v. 3, p. 24–35.

- Farley, K.A., 2002, (U-Th)/He dating: Techniques, calibrations, and applications: *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 47, p. 819–844.
- Flowers, R.M., Zeitler, P.K., Danišík, M., Reiners, P.W., Gautheron, C., Ketcham, R.A., Metcalf, J.R., Stockli, D.F., Enkelmann, E., e Brown, R.W., 2022a, (U-Th)/He chronology: Part 1. Data, uncertainty, and reporting: *GSA Bulletin*, v. 135, p. 104–136.
- Flowers, R.M., Ketcham, R.A., Enkelmann, E., Gautheron, C., Reiners, P.W., Metcalf, J.R., Danišík, M., Stockli, D.F., e Brown, R.W., 2022b, (U-Th)/He chronology: Part 2. Considerations for evaluating, integrating, and interpreting conventional individual aliquot data: *GSA Bulletin*, v. 135, p. 137–161, doi:10.1130/B36268.1.
- Fodor, R.V., Sial, A.N., Mukasa, S.B., e McKee, E.H., 1990, Petrology, isotope characteristics, and K-Ar ages of the Maranhão, northern Brazil, Mesozoic basalt province: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 104, p. 555–567.
- Gallagher, K., 2012, Transdimensional inverse thermal history modeling for quantitative thermochronology: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 117, p. 2011JB008825, doi:10.1029/2011JB008825.
- Gautheron, C., e Zeitler, P.K., 2020, Noble gases deliver cool dates from hot rocks: *Elements: An International Magazine of Mineralogy, Geochemistry, and Petrology*, v. 16, p. 303–309.
- Góes, A.M.O., e Feijó, F.J., 1994, Bacia do Parnaíba: *Boletim de Geociências da Petrobrás*, v. 8.
- Góes, A.M.O., Souza, J.M.P., e Teixeira, L.B., 1990, Estágio Exploratório e Perspectivas Petrolíferas da Bacia do Parnaíba: *Boletim de Geociências da Petrobrás*, v. 4.
- Góes, A.M.O., Travassos, W.A.S., e Nunes, K.C., 1993, Projeto Parnaíba: Reavaliação da Bacia e Perspectivas Exploratórias: Belém: PETROBRÁS, v. 3.
- Grahn, Y., Melo, J., e Steemans, P., 2005, Integrated chitinozoan and miospore zonation of the Serra Grande group (Silurian-Lower devonian), Parnaiba basin, northeast Brazil: *Revista Espanhola de Micropaleontologia*, v. 37, p. 183–204.
- Guenther, W.R., Reiners, P.W., Ketcham, R.A., Nasdala, L., e Giester, G., 2013, Helium diffusion in natural zircon: Radiation damage, anisotropy, and the interpretation of zircon (U-Th)/He thermochronology: *American Journal of Science*, v. 313, p. 145–198.
- Hollanda, M.H.B.M., Archanjo, C.J., Macedo Filho, A.A., Fossen, H., Ernst, R.E., De Castro, D.L., Melo, A.C., e Oliveira, A.L., 2019, The Mesozoic Equatorial Atlantic Magmatic Province (EQUAMP): A New Large Igneous Province in South America, in Srivastava, R.K., Ernst, R.E., e Peng, P. eds., *Dyke Swarms of the World: A Modern Perspective*, Singapore, Springer Singapore, Springer Geology, p. 87–110, doi:10.1007/978-981-13-1666-1_3.
- Hollanda, M.H.B.M., Góes, A.M., e Negri, F.A., 2018, Provenance of sandstones in the Parnaíba Basin through detrital zircon geochronology: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 472, p. 181–197, doi:10.1144/SP472.16.
- Hollanda, M.H.B.M. de, Góes, A.M., Silva, D.B. da, e Negri, F.A., 2014, Proveniência sedimentar dos arenitos da bacia do Parnaíba (NE do Brasil): *Boletim de Geociências da Petrobrás*, v. 22, p. 191–211.
- Hueck, M., Dunkl, I., Heller, B., Stipp Basei, M.A., e Siegesmund, S., 2018, (U-Th)/He Thermochronology and Zircon Radiation Damage in the South American Passive Margin:

- Thermal Overprint of the Paraná LIP? *Tectonics*, v. 37, p. 4068–4085, doi:10.1029/2018TC005041.
- Ketchum, R.A., 2005, Forward and Inverse Modeling of Low-Temperature Thermochronometry Data: *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 58, p. 275–314, doi:10.2138/rmg.2005.58.11.
- Klöcking, M., White, N., e MacLennan, J., 2018, Role of basaltic magmatism within the Parnaíba cratonic basin, NE Brazil: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 472, p. 309–319, doi:10.1144/SP472.4.
- Malusà, M.G., e Fitzgerald, P.G. (Eds.), 2019, *Fission-Track Thermochronology and its Application to Geology: Cham, Springer International Publishing, Springer Textbooks in Earth Sciences, Geography and Environment*, doi:10.1007/978-3-319-89421-8.
- Marzoli, A., Renne, P.R., Piccirillo, E.M., Ernesto, M., Bellieni, G., e Min, A.D., 1999, Extensive 200-Million-Year-Old Continental Flood Basalts of the Central Atlantic Magmatic Province: *Science*, v. 284, p. 616–618, doi:10.1126/science.284.5414.616.
- Merle, R., Marzoli, A., Bertrand, H., Reisberg, L., Verati, C., Zimmermann, C., Chiaradia, M., Bellieni, G., e Ernesto, M., 2011, 40Ar/39Ar ages and Sr–Nd–Pb–Os geochemistry of CAMP tholeiites from Western Maranhão basin (NE Brazil): *Lithos*, v. 122, p. 137–151.
- Milani, E.J., e Zalán, P.V., 1999, An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America: *Episodes Journal of International Geoscience*, v. 22, p. 199–205.
- Min, A.D., Piccirillo, A.D.M.E., Marzoli, A., Bellieni, G., Renne, P.R., Ernesto, M., e Marques, L.S., 2003, The Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) in Brazil: petrology, geochemistry, 40Ar/39Ar ages, paleomagnetism and geodynamic implications: *The Central Atlantic Magmatic Province: Insights from Fragments of Pangea. American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series*, p. 91–128.
- Oliveira, D.C., e Mohriak, W.U., 2003, Jaibaras trough: an important element in the early tectonic evolution of the Parnaíba interior sag basin, Northern Brazil: *Marine and Petroleum geology*, v. 20, p. 351–383.
- Pingel, H., 2023, (U-Th)/He-Labor:, <https://www.uni-potsdam.de/de/geo/forschung/allgemeine-geologie/ausstattung/u-thhe-la> (acessado Janeiro 2024).
- Reiners, P.W., Carlson, R.W., Renne, P.R., Cooper, K.M., Granger, D.E., McLean, N.M., e Schoene, B., 2018, The (U-Th)/He system, *in* Reiners, P.W., Carlson, R.W., Renne, P.R., Cooper, K.M., Granger, D.E., McLean, N.M., e Schoene, B., eds., *Geochronology and Thermochronology: Hoboken, New Jersey, USA, John Wiley & Sons Ltd.*, p. 291–356.
- Rutherford, E., 1905, Present problems in radioactivity: *Popular Science Monthly*, v. 67:
- Vaz, P.T., Rezende, N.G.A.M., Wanderley Filho, J.R., e Travassos, W.A.S., 2007, Bacia do Parnaíba: *Boletim de Geociências da Petrobrás*, v. 15, p. 253–263.
- Vermeesch, P., Tian, Y., Schwanethal, J., e Buret, Y., 2023, In situ U–Th–He dating by 4 He/3 He laser microprobe analysis: *Geochronology Discussions*, v. 2023, p. 1–15.
- Zeitler, P.K., Herczeg, A.L., McDougall, I., e Honda, M., 1987, U-Th-He dating of apatite: A potential thermochronometer: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 51, p. 2865–2868, doi:10.1016/0016-7037(87)90164-5.

APÊNDICES

Apêndice 1. Tabela de Informações das Amostras de Estudos

Amostra	Localização e Elevação			Alíquota	He		²³⁸ U			²³² Th			Th/ ²³⁸ U	¹⁴⁷ Sm			Urânio efetivo (eU)	Eq. sphere radius	Fator de Correção (F _T)	Idades ZHe não corrigida			Correção – F _T		
	E (X)	N (Y)	Elevação		vol.	1σ error	Massa	2σ error	conc.	Massa	2σ error	conc.		Massa	2σ error	conc.				Idade ZHe não corrigida	1σ error	Idade ZHe	2σ error	1σ error	
	[m]				[ncc]	[%]	[ng]	[%]	[ppm]	[ng]	[%]	[ppm]		[ng]	[%]	[ppm]				[ppm]	[μm]	[Ma]	[Ma]	[Ma]	[Ma]
BP-73	266998	9412491	502	BP-73-z1	311.35	0.3	8.58E-21	0.6	261.86	2.48E-21	2	75.04	0.30	4.41E-23	1	1.34	279.74	89.26	0.89	272.95	1.04	305.15	2.34	1.17	
				BP-73-z3	35.44	0.5	8.66E-22	1	97.53	1.28E-21	3	143.24	1.52	7.37E-24	3	0.82	131.63	60.46	0.85	244.97	2.11	288.18	4.99	2.50	
				BP-73-z4	43.29	0.2	1.49E-21	0.8	225.65	1.14E-21	2	171.65	0.79	4.80E-23	1	7.24	266.56	51.40	0.81	199.54	0.87	245.29	2.16	1.08	
				BP-73-z5	85.08	0.4	2.69E-21	0.3	177.62	1.78E-21	0.4	116.95	0.68	5.98E-23	0.6	3.92	205.49	71.12	0.87	221.86	0.98	254.58	2.26	1.13	
BP-87	263741	9488619	323	BP-87-z1	58.19	0.4	1.16E-21	0.4	118.09	7.14E-22	2	72.42	0.63	4.43E-24	4	0.45	135.33	58.81	0.83	350.91	1.57	418.41	3.77	1.88	
				BP-87-z2	26.73	0.4	1.23E-21	0.3	469.74	1.22E-21	1	461.37	1.01	4.20E-23	5	15.88	579.68	37.86	0.75	142.98	0.58	191.04	1.57	0.78	
				BP-87-z4	7.59	0.3	1.99E-22	2	43.34	1.08E-22	4	23.32	0.56	5.21E-24	4	1.12	48.90	41.20	0.75	271.05	2.35	357.36	6.24	3.12	
				BP-87-z5	29.54	0.2	7.82E-22	0.4	432.04	3.91E-22	0.3	214.55	0.51	5.04E-24	0.8	2.77	483.13	33.26	0.72	271.61	0.73	374.26	2.02	1.01	
BP-88	257729	9491888	395	BP-88-z3	41.53	0.5	9.66E-22	0.6	251.69	2.71E-22	4	70.20	0.29	6.05E-24	2	1.57	268.41	44.23	0.79	322.53	1.79	404.81	4.52	2.26	
BP-91	235429	9498902	376	BP-91-z1	2.42	0.4	7.59E-23	1	66.88	5.46E-23	16	47.82	0.74	8.88E-25	159	0.78	78.27	29.50	0.69	219.92	2.96	316.69	8.60	4.30	
				BP-91-z4	2.18	0.5	4.75E-23	0.6	60.67	4.20E-23	6	53.25	0.91	3.92E-25	10	0.50	73.35	25.50	0.64	304.14	2.16	470.28	6.78	3.39	
BP-92	234158	9500778	513	BP-92-z1	2.36	0.3	6.46E-23	2	70.64	3.89E-23	6	42.21	0.62	1.33E-24	9	1.44	80.70	26.88	0.66	257.34	2.61	388.13	7.96	3.98	
				BP-92-z2	7.45	0.6	2.07E-22	1	141.08	9.88E-23	7	67.01	0.49	1.34E-24	28	0.91	157.03	31.79	0.71	260.54	2.25	363.31	6.34	3.17	
				BP-92-z5	8.54	0.3	2.59E-22	2	200.65	3.03E-22	5	233.10	1.20	2.16E-24	7	1.66	256.14	29.36	0.67	209.19	1.71	309.18	5.10	2.55	
BP-100	250446	9566357	329	BP-100-z1	290.58	0.4	6.23E-21	0.6	270.37	3.10E-21	2	133.43	0.51	3.50E-23	1	1.51	302.14	71.97	0.86	334.51	1.61	388.76	3.76	1.88	
				BP-100-z4	63.60	0.4	1.25E-21	0.4	111.97	4.53E-22	7	40.40	0.37	6.17E-24	6	0.55	121.59	63.80	0.85	374.54	1.89	436.29	4.42	2.21	
BP-103	253019	9567559	464	BP-103-z1	27.87	0.4	5.58E-22	0.6	97.44	2.05E-22	3	35.58	0.38	6.24E-24	2	1.08	105.92	48.79	0.80	366.26	1.79	453.46	4.46	2.23	
				BP-103-z2	46.64	0.2	9.75E-22	1	110.03	7.24E-22	3	81.18	0.76	6.13E-24	7	0.69	129.36	59.38	0.84	326.09	1.78	385.03	4.23	2.12	
BP-104	254289	9567729	530	BP-104-z1	8.82	0.4	1.84E-22	0.6	51.25	2.32E-22	4	64.06	1.29	5.43E-24	8	1.50	66.51	39.47	0.74	296.39	1.70	395.76	4.57	2.28	
				BP-104-z2	16.79	0.4	3.87E-22	0.8	105.05	2.50E-22	4	67.38	0.66	3.85E-24	6	1.04	121.09	41.12	0.76	302.05	1.72	394.11	4.53	2.27	
				BP-104-z3	34.75	0.4	9.54E-22	1	200.17	5.90E-22	2	122.87	0.63	9.17E-24	3	1.91	229.43	47.55	0.78	273.65	1.80	348.61	4.62	2.31	
BP-106	259171	9571521	717	BP-106-z2	73.63	0.2	3.73E-21	0.8	862.02	2.00E-21	1	459.18	0.55	5.48E-23	1	12.60	971.41	45.12	0.79	142.64	0.58	180.49	1.48	0.74	
				BP-106-z5	42.35	0.3	9.81E-22	0.9	171.02	7.14E-22	3	123.54	0.75	5.14E-24	5	0.89	200.43	49.69	0.81	295.94	1.57	365.16	3.90	1.95	
BP-204	253083	9197697	356	BP-204-z2	86.19	0.3	1.77E-21	1	150.16	4.80E-22	2	40.34	0.28	3.02E-24	7	0.25	159.76	63.13	0.85	363.97	2.26	426.96	5.34	2.67	
				BP-204-z3	57.77	0.3	1.13E-21	0.4	156.84	8.51E-22	1	117.68	0.78	2.93E-24	12	0.41	184.85	54.33	0.82	349.03	1.26	421.02	3.06	1.53	
BP-205	257484	9194415	347	BP-205-z1	143.80	0.3	2.69E-21	0.7	183.73	9.34E-22	3	63.26	0.36	3.60E-24	3	0.24	198.79	68.55	0.86	392.99	1.83	454.28	4.25	2.12	
				BP-205-z2	27.98	0.4	6.44E-22	0.7	279.74	4.81E-22	6	207.55	0.77	5.20E-24	10	2.25	329.15	36.66	0.74	296.59	2.05	396.95	5.52	2.76	
				BP-205-z3	40.76	0.4	1.08E-21	1	336.74	1.07E-21	4	330.62	1.01	1.75E-23	7	5.42	415.47	42.59	0.79	246.80	1.64	312.47	4.17	2.08	
				BP-205-z4	23.34	0.4	2.08E-21	2	387.71	1.17E-21	4	215.85	0.58	3.75E-23	2	6.94	439.14	49.80	0.81	81.02	0.92	99.60	2.26	1.13	
BP-207	247362	9167415	289	BP-205-z5	61.72	0.3	1.64E-21	1	310.40	1.31E-21	1	247.60	0.82	7.01E-23	2	13.23	369.44	47.56	0.79	255.55	1.37	319.97	3.44	1.72	
				BP-207-z1	119.43	0.4	3.26E-21	1	318.85	3.17E-22	7	30.83	0.10	5.62E-24	5	0.55	326.19	59.38	0.84	309.67	2.17	367.46	5.18	2.59	
				BP-207-z3	21.30	0.3	4.66E-21	0.6	512.09	1.73E-21	4	188.69	0.38	1.11E-22	6	12.10	557.10	58.95	0.84	34.48	0.14	41.01	0.34	0.17	
				BP-207-z4	5.53	0.4	1.08E-22	1	21.46	1.70E-22	6	33.44	1.61	6.91E-25	3	0.14	29.42	50.28	0.82	300.17	2.93	364.99	7.15	3.58	
BP-211	267762	9020860	437	BP-207-z5	69.16	0.4	1.52E-21	0.4	160.33	5.79E-22	1	60.83	0.39	1.25E-23	4	1.31	174.82	61.35	0.85	412.54	1.64	481.17	3.85	1.93	
				BP-211-z1	89.17	0.3	1.31E-21	0.2	48.40	6.72E-22	2	24.61	0.53	3.98E-24	0.9	0.15	54.26	78.17	0.87	490.57	1.40	560.91	3.23	1.61	
				BP-211-z2	38.11	0.5	6.88E-22	0.8	51.65	4.61E-22	2	34.38	0.69	9.57E-25	8	0.07	59.83	64.11	0.85	383.23	2.46	450.88	5.83	2.91	
				BP-211-z3	51.83	0.4	8.97E-22	0.4	81.53	8.16E-22	2	73.63	0.93	3.18E-24	11	0.29	99.05	61.93	0.84	379.74	1.79	447.42	4.24	2.12	
				BP-211-z4	42.05	0.4	7.51E-22	1	52.41	6.63E-22	3	45.93	0.91	2.57E-24	3	0.18	63.34	67.69	0.86	371.61	2.63	432.17	6.15	3.07	
BP-211-z5	78.57	0.4	1.44E-21	1	197.22	1.00E-21	7	136.17	0.71	4.32E-24	14	0.59	229.63	53.19	0.82	374.93	2.93	456.16	7.18	3.59					

Apêndice 2. Resultados das modelagens diretas sistemáticas

Tabela A2.1 - Grupo Norte - Variação do Pico Térmico

Ponto	Tempo (Ma)	Temperatura (°C)	Log Likelihood (LL)	Ponto	Tempo (Ma)	Temperatura (°C)	Log Likelihood (LL)
grupoN_p1	335	65	-35424.77	grupoN_p62	155	140	-18774.07
grupoN_p2	305	65	-35424.12	grupoN_p63	120	140	-15826.87
grupoN_p3	275	65	-35423.34	grupoN_p64	85	140	-12705.94
grupoN_p4	245	65	-35422.37	grupoN_p65	50	140	-9706.06
grupoN_p5	215	65	-35421.14	grupoN_p66	15	140	-7325.1
grupoN_p6	185	65	-35419.55	grupoN_p67	335	155	-21207.23
grupoN_p7	155	65	-35417.45	grupoN_p68	305	155	-19529.24
grupoN_p8	120	65	-35414.09	grupoN_p69	275	155	-17724.39
grupoN_p9	85	65	-35409.27	grupoN_p70	245	155	-15838.28
grupoN_p10	50	65	-35402.23	grupoN_p71	215	155	-13970.17
grupoN_p11	15	65	-35391.78	grupoN_p72	185	155	-12275.84
grupoN_p12	335	80	-35412.43	grupoN_p73	155	155	-10975.5
grupoN_p13	305	80	-35408.48	grupoN_p74	120	155	-10338.76
grupoN_p14	275	80	-35403.51	grupoN_p75	85	155	-11117.12
grupoN_p15	245	80	-35397.11	grupoN_p76	50	155	-13699.24
grupoN_p16	215	80	-35388.72	grupoN_p77	15	155	-18184.7
grupoN_p17	185	80	-35377.55	grupoN_p78	335	170	-14056.43
grupoN_p18	155	80	-35362.47	grupoN_p79	305	170	-13664.93
grupoN_p19	120	80	-35337.77	grupoN_p80	275	170	-13843.09
grupoN_p20	85	80	-35301.77	grupoN_p81	245	170	-14759.53
grupoN_p21	50	80	-35248.74	grupoN_p82	215	170	-16578.49
grupoN_p22	15	80	-35170.08	grupoN_p83	185	170	-19422.47
grupoN_p23	335	95	-35320.09	grupoN_p84	155	170	-23342.7
grupoN_p24	305	95	-35294.27	grupoN_p85	120	170	-29264.45
grupoN_p25	275	95	-35261.48	grupoN_p86	85	170	-36602.67
grupoN_p26	245	95	-35219.17	grupoN_p87	50	170	-45389.26
grupoN_p27	215	95	-35164	grupoN_p88	15	170	-55775.33
grupoN_p28	185	95	-35091.45	grupoN_p89	335	185	-13244.56
grupoN_p29	155	95	-34995.58	grupoN_p90	305	185	-15064.48
grupoN_p30	120	95	-34843.75	grupoN_p91	275	185	-17724.02
grupoN_p31	85	95	-34633.24	grupoN_p92	245	185	-21235.71
grupoN_p32	50	95	-34342.9	grupoN_p93	215	185	-25603.39
grupoN_p33	15	95	-33946.05	grupoN_p94	185	185	-30834.57
grupoN_p34	335	110	-34797.04	grupoN_p95	155	185	-36938.39
grupoN_p35	305	110	-34659.7	grupoN_p96	120	185	-45186.59
grupoN_p36	275	110	-34489.52	grupoN_p97	85	185	-54698.62
grupoN_p37	245	110	-34277.91	grupoN_p98	50	185	-65581.71
grupoN_p38	215	110	-34014.29	grupoN_p99	15	185	-78115.34
grupoN_p39	185	110	-33686.06	grupoN_p100	335	200	-15255.39
grupoN_p40	155	110	-33278.18	grupoN_p101	305	200	-17719.37
grupoN_p41	120	110	-32677.41	grupoN_p102	275	200	-20894.57
grupoN_p42	85	110	-31908.45	grupoN_p103	245	200	-24793.57
grupoN_p43	50	110	-30911.85	grupoN_p104	215	200	-29424.46
grupoN_p44	15	110	-29649.21	grupoN_p105	185	200	-34802.3
grupoN_p45	335	125	-32940.44	grupoN_p106	155	200	-40939.99
grupoN_p46	305	125	-32475.37	grupoN_p107	120	200	-49094.87
grupoN_p47	275	125	-31921.32	grupoN_p108	85	200	-58378.39
grupoN_p48	245	125	-31259.45	grupoN_p109	50	200	-68915.34
grupoN_p49	215	125	-30467.37	grupoN_p110	15	200	-81062.53
grupoN_p50	185	125	-29519.43	grupoN_p111	335	215	-17569.34
grupoN_p51	155	125	-28380.69	grupoN_p112	305	215	-20381.37
grupoN_p52	120	125	-26768.3	grupoN_p113	275	215	-23795.89
grupoN_p53	85	125	-24795.78	grupoN_p114	245	215	-27824.9
grupoN_p54	50	125	-22417.45	grupoN_p115	215	215	-32479.16
grupoN_p55	15	125	-19612.91	grupoN_p116	185	215	-37770.52
grupoN_p56	335	140	-28689.28	grupoN_p117	155	215	-43716.74
grupoN_p57	305	140	-27598.48	grupoN_p118	120	215	-51514.39
grupoN_p58	275	140	-26316.18	grupoN_p119	85	215	-60298.33
grupoN_p59	245	140	-24810.83	grupoN_p120	50	215	-70187.19
grupoN_p60	215	140	-23063.63	grupoN_p121	15	215	-81508.19
grupoN_p61	185	140	-21050.95				

Tabela A2.2 - Grupo Central - Variação do Pico Térmico

Ponto	Tempo (Ma)	Temperatura (°C)	Log Likelihood (LL)	Ponto	Tempo (Ma)	Temperatura (°C)	Log Likelihood (LL)
grupoC_p1	335	65	-13144.91	grupoC_p62	155	140	-9625.48
grupoC_p2	305	65	-13144.81	grupoC_p63	120	140	-9381.29
grupoC_p3	275	65	-13144.71	grupoC_p64	85	140	-9121.15
grupoC_p4	245	65	-13144.6	grupoC_p65	50	140	-8843.27
grupoC_p5	215	65	-13144.49	grupoC_p66	15	140	-8548.8
grupoC_p6	185	65	-13144.38	grupoC_p67	335	155	-6805.6
grupoC_p7	155	65	-13144.26	grupoC_p68	305	155	-6462.03
grupoC_p8	120	65	-13144.12	grupoC_p69	275	155	-6117.72
grupoC_p9	85	65	-13143.97	grupoC_p70	245	155	-5769.43
grupoC_p10	50	65	-13143.81	grupoC_p71	215	155	-5416.83
grupoC_p11	15	65	-13143.64	grupoC_p72	185	155	-5058.59
grupoC_p12	335	80	-13142.39	grupoC_p73	155	155	-4694.09
grupoC_p13	305	80	-13141.92	grupoC_p74	120	155	-4262.71
grupoC_p14	275	80	-13141.44	grupoC_p75	85	155	-3824.76
grupoC_p15	245	80	-13140.95	grupoC_p76	50	155	-3383.04
grupoC_p16	215	80	-13140.43	grupoC_p77	15	155	-2940.25
grupoC_p17	185	80	-13139.9	grupoC_p78	335	170	-1846.76
grupoC_p18	155	80	-13139.33	grupoC_p79	305	170	-1448.21
grupoC_p19	120	80	-13138.62	grupoC_p80	275	170	-1107.94
grupoC_p20	85	80	-13137.84	grupoC_p81	245	170	-825.94
grupoC_p21	50	80	-13137	grupoC_p82	215	170	-603.18
grupoC_p22	15	80	-13136.08	grupoC_p83	185	170	-443.3
grupoC_p23	335	95	-13121.84	grupoC_p84	155	170	-352.6
grupoC_p24	305	95	-13119.25	grupoC_p85	120	170	-345.66
grupoC_p25	275	95	-13116.62	grupoC_p86	85	170	-461.7
grupoC_p26	245	95	-13113.84	grupoC_p87	50	170	-722.42
grupoC_p27	215	95	-13110.99	grupoC_p88	15	170	-1155.44
grupoC_p28	185	95	-13107.92	grupoC_p89	335	185	-67.85
grupoC_p29	155	95	-13104.64	grupoC_p90	305	185	-116.46
grupoC_p30	120	95	-13100.49	grupoC_p91	275	185	-379.9
grupoC_p31	85	95	-13095.95	grupoC_p92	245	185	-862.08
grupoC_p32	50	95	-13090.96	grupoC_p93	215	185	-1569.15
grupoC_p33	15	95	-13085.46	grupoC_p94	185	185	-2510.66
grupoC_p34	335	110	-12987.46	grupoC_p95	155	185	-3699.18
grupoC_p35	305	110	-12973.77	grupoC_p96	120	185	-5419.63
grupoC_p36	275	110	-12959.71	grupoC_p97	85	185	-7530
grupoC_p37	245	110	-12945.05	grupoC_p98	50	185	-10072.86
grupoC_p38	215	110	-12929.57	grupoC_p99	15	185	-13110.9
grupoC_p39	185	110	-12913.08	grupoC_p100	335	200	-310.87
grupoC_p40	155	110	-12895.42	grupoC_p101	305	200	-750.69
grupoC_p41	120	110	-12873.13	grupoC_p102	275	200	-1451.59
grupoC_p42	85	110	-12848.75	grupoC_p103	245	200	-2424.04
grupoC_p43	50	110	-12822.03	grupoC_p104	215	200	-3679.05
grupoC_p44	15	110	-12792.66	grupoC_p105	185	200	-5228.98
grupoC_p45	335	125	-12405.3	grupoC_p106	155	200	-7086.67
grupoC_p46	305	125	-12347.61	grupoC_p107	120	200	-9664.53
grupoC_p47	275	125	-12288.49	grupoC_p108	85	200	-12716.62
grupoC_p48	245	125	-12227.18	grupoC_p109	50	200	-16295.7
grupoC_p49	215	125	-12162.99	grupoC_p110	15	200	-20507.45
grupoC_p50	185	125	-12095.33	grupoC_p111	335	215	-719.44
grupoC_p51	155	125	-12023.68	grupoC_p112	305	215	-1342.26
grupoC_p52	120	125	-11934.35	grupoC_p113	275	215	-2194.98
grupoC_p53	85	125	-11838.15	grupoC_p114	245	215	-3286.96
grupoC_p54	50	125	-11734.3	grupoC_p115	215	215	-4627.96
grupoC_p55	15	125	-11622.01	grupoC_p116	185	215	-6226.99
grupoC_p56	335	140	-10693.75	grupoC_p117	155	215	-8096.16
grupoC_p57	305	140	-10532.69	grupoC_p118	120	215	-10637.25
grupoC_p58	275	140	-10365.7	grupoC_p119	85	215	-13595.47
grupoC_p59	245	140	-10194.05	grupoC_p120	50	215	-17023.84
grupoC_p60	215	140	-10014.1	grupoC_p121	15	215	-21054.16
grupoC_p61	185	140	-9824.89				

Tabela A2.3 - Grupo Sul - Variação do Pico Térmico

Ponto	Tempo (Ma)	Temperatura (°C)	Log Likelihood (LL)
grupoS_p1	335	65	-802614.02
grupoS_p2	305	65	-802611.28
grupoS_p3	275	65	-802608.38
grupoS_p4	245	65	-802605.02
grupoS_p5	215	65	-802600.87
grupoS_p6	185	65	-802596.11
grupoS_p7	155	65	-802590.4
grupoS_p8	120	65	-802582.35
grupoS_p9	85	65	-802572.42
grupoS_p10	50	65	-802559.69
grupoS_p11	15	65	-802544.01
grupoS_p12	335	80	-802561.08
grupoS_p13	305	80	-802545.87
grupoS_p14	275	80	-802527.86
grupoS_p15	245	80	-802506.43
grupoS_p16	215	80	-802480.94
grupoS_p17	185	80	-802450.15
grupoS_p18	155	80	-802412.65
grupoS_p19	120	80	-802358.57
grupoS_p20	85	80	-802290
grupoS_p21	50	80	-802202.92
grupoS_p22	15	80	-802091.9
grupoS_p23	335	95	-802145.31
grupoS_p24	305	95	-802044.21
grupoS_p25	275	95	-801924.56
grupoS_p26	245	95	-801781.53
grupoS_p27	215	95	-801609.96
grupoS_p28	185	95	-801403.16
grupoS_p29	155	95	-801152.76
grupoS_p30	120	95	-800792.26
grupoS_p31	85	95	-800338.51
grupoS_p32	50	95	-799766.19
grupoS_p33	15	95	-799042.29
grupoS_p34	335	110	-799401.8
grupoS_p35	305	110	-798793.5
grupoS_p36	275	110	-798078.19
grupoS_p37	245	110	-797232.64
grupoS_p38	215	110	-796228.96
grupoS_p39	185	110	-795035.13
grupoS_p40	155	110	-793613.03
grupoS_p41	120	110	-791604.9
grupoS_p42	85	110	-789139.51
grupoS_p43	50	110	-786115.16
grupoS_p44	15	110	-782410.27
grupoS_p45	335	125	-786458
grupoS_p46	305	125	-783794.77
grupoS_p47	275	125	-780740.43
grupoS_p48	245	125	-777224.69
grupoS_p49	215	125	-773170.53
grupoS_p50	185	125	-768491.66
grupoS_p51	155	125	-763091.38
grupoS_p52	120	125	-755733.2
grupoS_p53	85	125	-747044.73
grupoS_p54	50	125	-736796.36
grupoS_p55	15	125	-724721.69
grupoS_p56	335	140	-746678.81
grupoS_p57	305	140	-738670.31
grupoS_p58	275	140	-729774.78
grupoS_p59	245	140	-719601.23
grupoS_p60	215	140	-708103.86
grupoS_p61	185	140	-695098.84

Ponto	Tempo (Ma)	Temperatura (°C)	Log Likelihood (LL)
grupoS_p62	155	140	-680256.76
grupoS_p63	120	140	-660444.53
grupoS_p64	85	140	-637551.46
grupoS_p65	50	140	-611138.02
grupoS_p66	15	140	-580725.43
grupoS_p67	335	155	-646213.86
grupoS_p68	305	155	-626773.57
grupoS_p69	275	155	-605308.51
grupoS_p70	245	155	-581439.07
grupoS_p71	215	155	-555056.16
grupoS_p72	185	155	-525998.91
grupoS_p73	155	155	-494008.04
grupoS_p74	120	155	-452943.78
grupoS_p75	85	155	-407771.67
grupoS_p76	50	155	-358671
grupoS_p77	15	155	-306074.49
grupoS_p78	335	170	-454562.76
grupoS_p79	305	170	-419453.66
grupoS_p80	275	170	-382586.57
grupoS_p81	245	170	-344002.67
grupoS_p82	215	170	-304037.23
grupoS_p83	185	170	-263153.3
grupoS_p84	155	170	-221913.83
grupoS_p85	120	170	-174528.42
grupoS_p86	85	170	-129533.24
grupoS_p87	50	170	-89075.85
grupoS_p88	15	170	-55696.59
grupoS_p89	335	185	-256779.22
grupoS_p90	305	185	-217250.82
grupoS_p91	275	185	-179991.91
grupoS_p92	245	185	-145533.18
grupoS_p93	215	185	-114421.86
grupoS_p94	185	185	-87350.9
grupoS_p95	155	185	-64938.63
grupoS_p96	120	185	-45490.77
grupoS_p97	85	185	-33961.65
grupoS_p98	50	185	-30877.47
grupoS_p99	15	185	-36637.25
grupoS_p100	335	200	-188419.7
grupoS_p101	305	200	-154788.57
grupoS_p102	275	200	-124958.27
grupoS_p103	245	200	-99031.9
grupoS_p104	215	200	-77157.25
grupoS_p105	185	200	-59438.61
grupoS_p106	155	200	-45938.56
grupoS_p107	120	200	-35615.17
grupoS_p108	85	200	-31268.36
grupoS_p109	50	200	-33133.42
grupoS_p110	15	200	-41794.13
grupoS_p111	335	215	-158584.29
grupoS_p112	305	215	-130700.84
grupoS_p113	275	215	-106082.96
grupoS_p114	245	215	-848338.63
grupoS_p115	215	215	-67016.41
grupoS_p116	185	215	-52711.04
grupoS_p117	155	215	-41975.64
grupoS_p118	120	215	-34058.7
grupoS_p119	85	215	-31242.67
grupoS_p120	50	215	-33763.65
grupoS_p121	15	215	-42197.62

Tabela A2.4 - Grupo Extremo Sul - Variação do Pico Térmico

Ponto	Tempo (Ma)	Temperatura (°C)	Log Likelihood (LL)
grupoES_p1	335	65	-465.68
grupoES_p2	305	65	-465.71
grupoES_p3	275	65	-465.74
grupoES_p4	245	65	-465.77
grupoES_p5	215	65	-465.8
grupoES_p6	185	65	-465.82
grupoES_p7	155	65	-465.85
grupoES_p8	120	65	-465.87
grupoES_p9	85	65	-465.9
grupoES_p10	50	65	-465.92
grupoES_p11	15	65	-465.94
grupoES_p12	335	80	-466.58
grupoES_p13	305	80	-466.71
grupoES_p14	275	80	-466.82
grupoES_p15	245	80	-466.91
grupoES_p16	215	80	-467
grupoES_p17	185	80	-467.08
grupoES_p18	155	80	-467.15
grupoES_p19	120	80	-467.23
grupoES_p20	85	80	-467.31
grupoES_p21	50	80	-467.38
grupoES_p22	15	80	-467.45
grupoES_p23	335	95	-473.78
grupoES_p24	305	95	-474.29
grupoES_p25	275	95	-474.72
grupoES_p26	245	95	-475.1
grupoES_p27	215	95	-475.44
grupoES_p28	185	95	-475.75
grupoES_p29	155	95	-476.03
grupoES_p30	120	95	-476.35
grupoES_p31	85	95	-476.64
grupoES_p32	50	95	-476.92
grupoES_p33	15	95	-477.19
grupoES_p34	335	110	-513.49
grupoES_p35	305	110	-515.93
grupoES_p36	275	110	-518.09
grupoES_p37	245	110	-520.04
grupoES_p38	215	110	-521.82
grupoES_p39	185	110	-523.47
grupoES_p40	155	110	-525.01
grupoES_p41	120	110	-526.72
grupoES_p42	85	110	-528.34
grupoES_p43	50	110	-529.9
grupoES_p44	15	110	-531.42
grupoES_p45	335	125	-683.12
grupoES_p46	305	125	-692.92
grupoES_p47	275	125	-702.16
grupoES_p48	245	125	-710.94
grupoES_p49	215	125	-719.42
grupoES_p50	185	125	-728.05
grupoES_p51	155	125	-736.52
grupoES_p52	120	125	-746.24
grupoES_p53	85	125	-755.88
grupoES_p54	50	125	-765.52
grupoES_p55	15	125	-775.24
grupoES_p56	335	140	-1422.11
grupoES_p57	305	140	-1478.77
grupoES_p58	275	140	-1532.31
grupoES_p59	245	140	-1583.51
grupoES_p60	215	140	-1633.09
grupoES_p61	185	140	-1681.92

Ponto	Tempo (Ma)	Temperatura (°C)	Log Likelihood (LL)
grupoES_p62	155	140	-1730.27
grupoES_p63	120	140	-1786.73
grupoES_p64	85	140	-1843.71
grupoES_p65	50	140	-1902.19
grupoES_p66	15	140	-1962.75
grupoES_p67	335	155	-3847.28
grupoES_p68	305	155	-4203.59
grupoES_p69	275	155	-4546.71
grupoES_p70	245	155	-4879.66
grupoES_p71	215	155	-5205.39
grupoES_p72	185	155	-5526.58
grupoES_p73	155	155	-5845.36
grupoES_p74	120	155	-6217.23
grupoES_p75	85	155	-6591.89
grupoES_p76	50	155	-6973.04
grupoES_p77	15	155	-7365.43
grupoES_p78	335	170	-6594.98
grupoES_p79	305	170	-7626.52
grupoES_p80	275	170	-8735.52
grupoES_p81	245	170	-9911.47
grupoES_p82	215	170	-11147.46
grupoES_p83	185	170	-12437.14
grupoES_p84	155	170	-13775.57
grupoES_p85	120	170	-15394.92
grupoES_p86	85	170	-17074.86
grupoES_p87	50	170	-18820.2
grupoES_p88	15	170	-20644.69
grupoES_p89	335	185	-7996.14
grupoES_p90	305	185	-9144.04
grupoES_p91	275	185	-10400.65
grupoES_p92	245	185	-11768.42
grupoES_p93	215	185	-13253.88
grupoES_p94	185	185	-14863.02
grupoES_p95	155	185	-16602.91
grupoES_p96	120	185	-18809.8
grupoES_p97	85	185	-21225.61
grupoES_p98	50	185	-23882.2
grupoES_p99	15	185	-26837.88
grupoES_p100	335	200	-9168.64
grupoES_p101	305	200	-10314.32
grupoES_p102	275	200	-11554.25
grupoES_p103	245	200	-12890.23
grupoES_p104	215	200	-14328.02
grupoES_p105	185	200	-15873.75
grupoES_p106	155	200	-17531.98
grupoES_p107	120	200	-19620.04
grupoES_p108	85	200	-21892.54
grupoES_p109	50	200	-24380.6
grupoES_p110	15	200	-27170.98
grupoES_p111	335	215	-10264.1
grupoES_p112	305	215	-11395.43
grupoES_p113	275	215	-12606.47
grupoES_p114	245	215	-13901.6
grupoES_p115	215	215	-15282.56
grupoES_p116	185	215	-16754.87
grupoES_p117	155	215	-18323.96
grupoES_p118	120	215	-20286.53
grupoES_p119	85	215	-22406.27
grupoES_p120	50	215	-24712.4
grupoES_p121	15	215	-27277.44