

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Campus de Rio Claro

Wagner Massayuki Nakasuga

ESTUDO DO ANNEALING DE TRAÇOS DE
FISSÃO EM EPÍDOTO

Dissertação de Mestrado apresentada ao
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
do Campus de Rio Claro, da Universidade
Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho,
como parte dos requisitos para obtenção do
título de mestre em Geologia Regional

Orientador: Peter Christian Hackspacher

Co-orientador: Eduardo Augusto Campos Curvo

Rio Claro (SP)

2010

550 Nakasuga, Wagner Massayuki
N163e Estudo do annealing de traços de fissão em epidoto /
Wagner Massayuki Nakasuga. - Rio Claro : [s.n.], 2010
109 f. : il., figs., gráfs., tabs., mapas

Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista,
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Orientador: Peter Christian Hackspacher
Co-Orientador: Eduardo Augusto Campos Curvo

1. Geologia. 2. Termocronologia. I. Título.

Wagner Massayuki Nakasuga

ESTUDO DO *ANNEALING* DE TRAÇOS DE FISSÃO EM EPÍDOTO

Dissertação de Mestrado apresentada ao
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
do Campus de Rio Claro, da Universidade
Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho,
como parte dos requisitos para obtenção do
título de mestre em Geologia Regional

Comissão examinadora

Prof. Dr. Peter Christian Hackspacher (Orientador)

Prof. Dr. Julio Cesar Hadler Neto

Prof. Dr. Sandro Guedes de Oliveira

Rio Claro, SP 16 de dezembro de 2010

Resultado: **Aprovado**

Ao Prof.Dr. Pedro José Iunes (in memoriam).

Em especial aos meus pais.

Aos amigos.

Agradecimentos

Inicialmente, a CAPES pelo apoio financeiro durante este mestrado.

Aos meus pais, por toda força que me deram durante todos esses anos, e que sem essa força eu não estaria neste momento aqui escrevendo esse agradecimento, ou imenso agradecimento.

Ao professor Peter, pelos anos de convivência, me orientando desde a graduação, abrindo importantes portas na área acadêmica, e pela amizade construída ao longo desses anos.

Ao Eduardo, pela oportunidade e confiança na continuação de seu trabalho.

Ao professor Júlio, por me permitir usar seu laboratório para os experimentos deste trabalho.

Aos professores Pedro e Sandro, pelo apoio fundamental na realização deste trabalho.

Ao Cléber e Samia, por toda ajuda e tempo disponibilizado.

Ao Daniel, Ana, Montanha, Carina, Bartô e Goma pelo apoio na geologia.

Ao Marcião, Tupã, Mariana, Caique, Limeira, Jaqueline do grupo de termocronologia da UNESP.

Ao Igor, Pedrão, Rosane, Mai, Ricardo e Lucas do grupo de cronologia da UNICAMP.

Ao professor Carlos, Airton, Márcio, Luiz, Mariana e Rosane, do grupo de cronologia de Presidente Prudente.

À rep do anão, amigos que conviveram momentos de alegrias e dificuldades, em especial ao Rogerio, Leonardo e Cléber.

À rep na kit, Jone, Guilherme e Felipe, essa também é para vocês.

À Rosângela, secretária da pós graduação da geologia, pela ajuda com documentações sempre que necessário.

Ao IPEN, pela irradiação das amostras.

E por fim, aos que não citei os nomes, mas que ajudaram de alguma forma na conclusão deste projeto.

Muito obrigado a todos!!!

“Os problemas significativos que enfrentamos não podem ser resolvidos no mesmo nível de pensamento quando os criamos...”

Albert Einstein

Resumo

No presente trabalho foram efetuados estudos sobre o *annealing* dos traços de fissão em epídoto. Os experimentos foram feitos aquecendo-se o mineral por tempos de 1, 10 e 100 horas, variando a temperatura de 350 a 950°C. Os resultados obtidos foram curvas de *annealing* tanto para comprimento como para densidade dos traços. Os dados de comprimento dos traços de fissão foram utilizados para obter os parâmetros do modelo de cinética de *annealing* para o epídoto. O modelo utilizado foi o proposto pelo grupo de Cronologia da UNICAMP. Cálculos baseados nesses ajustes conduziram a uma previsão de zona de *annealing* parcial (ZAP) entre 218 a 588°C (para 1 Ma). Quando unidos com os dados de *annealing* para epídoto de Curvo (2005) a zona de *annealing* parcial prevista varia de 218 a 487°C (para 1 Ma). Esses valores situam a ZAP para tracos de fissão armazenados no epídoto acima da ZAP para a apatita e sobreposta a ZAP do zircão (possuindo, contudo o limite superior da ZAP acima da do zircão). Uma nova curva de ataque químico foi confeccionada com intenção de se utilizar uma menor temperatura do reagente (15°C, 40% HF). Nove pontos de ataque químico foram realizados, em tempos que variam de 30 a 110 minutos. O tempo estabelecido como ótimo foi 80 minutos. Realizou-se também, uma tentativa de datação de uma amostra de fratura localizada nas redondezas do município de Curitiba. A idade aparente encontrada foi de 240 ± 209 Ma.

Palavras chave: *annealing*; traço de fissão; epídoto.

Abstract

This paper presents studies conducted on the annealing of fission tracks in the epidote. The experiments were done by heating the mineral in time periods of 1, 10 and 100 hours, varying the temperature between 350 and 950°C. The results obtained were annealing curves both for length and for density of the fission tracks. The length data of the fission tracks were used to obtain the parameters for the annealing kinetics model of the epidote. The kinetic model for fission track used was the one proposed by the UNICAMP Chronology group. The mathematical calculations based on these adjustments led to a prediction of a partial annealing zone (PAZ) between 218 and 588°C (for 1 Ma). When united with the data for epidote annealing from Curvo (2005) the partial annealing zone varies from 218 to 487°C (for 1 Ma). These values situate the epidote PAZ above the apatite PAZ and having an intersection with the zircon one (presenting however an upper limit superior to the zircon PAZ). A new etching curve was measured aiming at a lower reagent temperature (15°C, 40% HF). Nine etching points were carried out in time periods ranging from 30 to 110 minutes. The optimal etching time was 80 minutes. An attempt to date an epidote fracture sample located near the city of Curitiba was also conducted. The dating provided the apparent age of 240 ± 209 Ma.

Keywords: annealing; fission track; epidote.

SUMÁRIO

I-INTRODUÇÃO	16
1.1-Sobre o Método de Traços de Fissão	16
1.2-Equação da idade	16
1.3- <i>Annealing</i>	20
1.4-Modelos de <i>annealing</i>	23
1.4.1-Laslett <i>et al.</i> , (1987) e Laslett e Galbraith, (1996)	23
1.4.2-Guedes <i>et al.</i> , (2005)	25
1.5-Localização das amostras	28
1.6-O epídoto no MTF	30
1.7-Objetivos da tese	32
II-CONTEXTO GEOLÓGICO	33
2.1-Contexto geológico da Província Borborema	33
2.1.1-Mina Barra Verde-RN	35
2.2-Contexto geológico da Bacia de Curitiba	39
2.2.1-Bacia Curitiba	39
2.2.2-Complexo Atuba	44
III-PROCEDIMENTOS EXPERIMENTAIS	49
3.1-Composição química	49
3.2-Montagem e preparação das amostras	50
3.3-Verificação da distribuição de urânio na amostra de	

Brejuí-RN	53
3.4-Curva de ataque químico	55
3.5- Tentativa de datação da amostra FC	65
IV-ESTUDO DE <i>ANNEALING</i> EM LABORATÓRIO	68
4.1-D-optimal	68
4.2-Aquecimentos	71
4.3-Tratamentos térmicos	71
4.4-Ajustes dos dados com o modelo cinético de <i>annealing</i> para traços de fissão de Guedes <i>et al.</i> , (2004 e 2005b)	90
V-CONCLUSÃO	95
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	96
APÊNDICE A	107

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Gráfico da Zona de retenção parcial e seus limites superior e inferior.	22
Figura-2: Coluna litoestratigráfica da mina Barra Verde.	36
Figura-3: Coluna estratigráfica da região de Curitiba.	42
Figura-4: Monocristal de epídoto provinda de Brejuí-RN.	50
Figura-5: Amostra FC, provinda do Complexo Atuba.	52
Figura-6: Histogramas de traços fósseis, para análise da distribuição de urânio no monocristal de epídoto da região de Currais Novos, Brejuí-RN.	54
Figura-7: Histogramas da densidade de traços e suas respectivas fotos aumentadas em 1000x.	60
Figura-8: Curva de ataque químico da densidade de traços espontâneos	61
Figura-9: Histograma da distribuição de traços confinados, traço em traço (TT) e traço em fratura (TC).	62
Figura-10: Curva de ataque químico da distribuição do comprimento de traços confinados.	63
Figura-11: Histogramas da distribuição de idades da amostra FC.	66
Figura-12: Gráfico do número de experimentos vs traço da matriz dispersão.	70
Figura-13: a) Histograma de densidade de traços induzidos.	
b) Histograma do comprimento de traços induzidos.	73
Figura-14: Histogramas da distribuição dos traços confinados aquecidos por 1 hora	75

Figura-15: Histogramas da distribuição dos traços confinados aquecidos por 10 horas.	77
Figura-16: Histogramas da distribuição dos traços confinados aquecidos por 100 horas.	79
Figura-17: Histogramas da densidade de traços aquecidos por 1 hora.	80
Figura-18: Histogramas da densidade de traços aquecidos por 10 horas.	82
Figura-19: Histogramas da densidade de traços aquecidos por 100 horas.	84
Figura-20: Relação entre o comprimento normalizado dos traços e a temperatura, para os tempos de 1, 10 e 100 horas.	85
Figura-21: Relação entre a densidade normalizada de traços e temperatura, para tempos de 1, 10 e 100 horas.	86
Figura-22: Curva de densidade reduzida para os tempos de 1, 10 e 100 horas.	87
Figura-23: Curva de comprimento reduzido para os tempos de 1, 10 e 100 horas.	87
Figura-24: Curva de correção ρ/ρ_0 vs l/l_0 , para epídoto para os tempos de 1, 10 e 100 horas.	88
Figura-25: Curva de densidade reduzida para os tempos de 1, 10, 100 e 1000 horas.	89
Figura-26: Curva comprimento reduzido para os tempos de 1, 10, 100 e 1000 horas.	89
Figura-27: Curva de correção ρ/ρ_0 vs l/l_0 , para epídoto para os tempos de 1, 10, 100 e 1000 horas.	90
Figura-28: Ajuste dos dados de <i>annealing</i> com o modelo cinético.	91

Figura-29: Zona de <i>annealing</i> parcial da apatita, zircão e epídoto.	92
Figura-30: Ajuste dos dados desse projeto mais os de Curvo (2005), com o modelo cinético	93
Figura-31: Zona de <i>annealing</i> parcial da apatita, zircão e epídoto	93

ÍNDICE DE MAPAS

Mapa-1: Localização da mina Barra Verde-RN.	29
Mapa-2: Localização da amostra de Curitiba-PR.	30
Mapa-3: Mapa geológico do município de Currais Novos, Brejuí-RN, local onde se encontra a mina Barra Verde.	39
Mapa-4: Mapa geológico e localização da amostra coletada nos arredores de Curitiba.	48

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela-1: Composições químicas das amostras de epídoto.	49
Tabela 2: Dados dos histogramas de densidade de traços espontâneos.	55
Tabela 3: Ataque químico, L_0 , e temperatura de fechamento.	56
Tabela 4: Dados dos histogramas de densidade de traços espontâneos.	60
Tabela 5: Dados dos histogramas da distribuição do comprimento dos traços.	63
Tabela 6: Experimentos escolhidos pelo <i>D-optimal</i> , utilizando o modelo de Laslett e Galbraith, (1996) e os dados de ajuste do modelo de Curvo, (2005).	70
Tabela 7: Variação da temperatura dos fornos durante os aquecimentos.	72
Tabela 8: Densidade e comprimento reduzido para aquecimentos de 1, 10 e 100 horas.	74
Tabela 9: Dados da distribuição dos traços confinados aquecidos por 1 hora.	76
Tabela 10: Dados da distribuição dos traços confinados aquecidos por 10 horas.	77
Tabela 11: Dados da distribuição dos traços confinados aquecidos por 100 horas.	79
Tabela 12: Dados da densidade de traços aquecidos por 1 hora.	81
Tabela 13: Dados da densidade de traços aquecidos por 10 horas.	82
Tabela 14: Dados da densidade de traços aquecidos por 100 horas.	84

I - INTRODUÇÃO

1.1 - Sobre o Método de Traços de Fissão (MTF)

Segundo o postulado de Bohr e Wheeler, os núcleos de átomos pesados se comportam como uma gota líquida que assumem a forma esférica devida sua tensão superficial. Estes autores sugeriram que o núcleo pode chegar a um tamanho crítico, quando a força de repulsão eletrostática entre seus nucleons se torna maior que a força nuclear responsáveis por mantê-los unidos. Neste momento, o núcleo estaria susceptível a fissão espontânea. Os nucleons do núcleo se afastam uns dos outros, formando um estrangulamento que cresce e, por fim, provoca a total separação do núcleo inicial em dois fragmentos.

No processo de fissão nuclear, tem-se uma liberação total de energia de aproximadamente 200 MeV. Essa energia liberada é distribuída entre a energia cinética dos fragmentos de fissão (165 MeV), energia dos raios- γ instantâneos (7 MeV), partículas beta emitidas (7 MeV), neutrinos emitidos (10 MeV), energia cinética dos nêutrons (5 MeV) e energia dos raios- γ emitidos (6 MeV). A passagem do fragmento de fissão provoca a ionização dos átomos do mineral ao longo de sua trajetória, fazendo com que os átomos ionizados sofram repulsão coulombiana, afastando-se assim uns dos outros. Isso origina uma zona desarranjada na estrutura cristalina do mineral, o chamado traço latente.

Young em 1958 foi o primeiro a observar traços nucleares em materiais dielétricos. Porém o desenvolvimento de um método de datação só ocorreu na década de 60 através dos trabalhos de Price e Walker em 1962, Fleisher e Price em 1963 e Price e Walker em 1963, com base no decaimento do ^{238}U por fissão espontânea. Esta técnica de datação é conhecida hoje como Método de Traços de Fissão (MTF).

1.2 - Equação da Idade

A base da datação pelo MTF é a mesma utilizada em outros métodos de datação, ou seja, um átomo-pai instável decai nuclearmente para um átomo-filho estável. Este decaimento é proporcional a concentração de isótopos pai (N), ou seja, uma reação de primeira ordem ou:

$$\frac{dN}{dt} = -\lambda N \quad (1)$$

onde λ é conhecida como constante de decaimento e é expressa em a^{-1} . O valor desta constante é característico para cada radionuclídeo. Da equação (1) tem-se que,

$$\frac{dN}{N} = -\lambda dt \quad (2)$$

Integrando-se esta equação (2),

$$\int_{N_o}^N \frac{dN}{N} = -\lambda \int_{t_o}^t dt \quad (3)$$

$$\ln N - \ln N_o = -\lambda(t - t_o) \quad (4)$$

Na equação acima, tem-se que N_o é o número original de átomos-pai para o tempo $t=0$.

$$\ln\left(\frac{N}{N_o}\right) = -\lambda t \quad (5)$$

$$\frac{N}{N_o} = e^{-\lambda t} \quad (6)$$

$$N = N_o e^{-\lambda t} \quad (7)$$

Para determinar a idade t da amostra, é necessário obter o número de átomos-pai (N) e o número de átomos-filho (N_D), por unidade de volume no mineral. É possível escrever a equação (7) de um modo mais conveniente:

$$N_0 = Ne^{\lambda t} \quad (8)$$

Considerando que,

$$N_D = N_0 - N \quad (9)$$

$$N_D = N(e^{\lambda t} - 1) \quad (10)$$

A equação (10) é a equação básica para todos os métodos de datação isotópica.

Para o caso do MTF, os traços das fissões espontâneas expressam a quantidade de átomos-filhos, já que foram produzidos pelos fragmentos de fissão do ^{238}U , “os átomos filhos” no caso. No entanto, o ^{238}U além de sofrer fissão espontânea, pode também decair por emissão de uma partícula alfa para o próximo isótopo da sua série radioativa formada a partir do ^{238}U . Tem-se, portanto, como consequência, duas constantes: uma associada ao decaimento-alfa (λ_α) e outra associada ao decaimento por fissão espontânea (λ_f). Assim, é possível escrever a constante de decaimento total como:

$$\lambda = \lambda_\alpha + \lambda_f \quad (11)$$

De acordo com a equação (11), o número de átomos de ^{238}U depois de um tempo t é dado por $^{238}N(e^{\lambda t} - 1)$, onde ^{238}N representa o número de átomos do ^{238}U no tempo t . Portanto

tem-se o número de traços espontâneos N_s , que terão acumulados (por unidade de volume) é dado por:

$$N_s = \left(\frac{\lambda_f}{\lambda} \right)^{238} N (e^{\lambda t} - 1) \quad (12)$$

Devido a constante de decaimento para fissão espontânea ($\lambda_f = 8.50 \times 10^{-17} \text{ a}^{-1}$) ser muito pequena, comparada à constante de decaimento alfa ($\lambda_\alpha = 1.55125 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$), pode-se fazer a aproximação $\lambda = \lambda_\alpha$.

Da equação (12) é possível reescrever:

$$t = \frac{1}{\lambda_\alpha} \ln \left[\left(\frac{\lambda_\alpha}{\lambda_f} \right) \left(\frac{N_s}{^{238}N} \right) + 1 \right] \quad (13)$$

A princípio, o MTF é baseado na determinação do N_s e ^{238}N . O parâmetro N_s é obtido através da densidade de traços espontâneos por unidade de área (ρ_s), que pode ser escrito como apresentado na equação 14, observados na superfície do mineral. O parâmetro ^{238}N representa os átomos de ^{238}U por unidade de volume na amostra, que ainda pode ser escrito por $N_U C_{238}$, sendo N_U o número de átomos de urânio por unidade de volume na amostra e C_{238} é a concentração isotópica do ^{238}U , no urânio natural.

$$\rho_s = \varepsilon^{238} N_U C_{238} \frac{\lambda_f}{\lambda} [e^{\lambda t} - 1] \quad (14)$$

onde:

ε^{238} é um fator de eficiência de detecção, que representa a razão entre o número de traços de fissão do ^{238}U observados por unidade de superfície e o número de fissões espontâneas ocorridas no mineral por unidade de volume.

Devido a grande dificuldade em se determinar N_U e ε^{238} , o mineral em estudo é irradiado com nêutrons térmicos em um reator nuclear, para induzir a fissão do núcleo do isótopo ^{235}U . Fazendo a contagem dos traços de fissão induzido, ρ_I , tem-se:

$$\rho_I = \varepsilon_I N_U C_{235} \sigma_0 \phi_0 \quad (15)$$

onde, σ_0 é seção de choque para fissão induzida do ^{235}U por nêutrons térmicos, ϕ_0 é a fluência de nêutrons térmicos a que a amostra foi submetida e ε_I é um fator de eficiência de detecção, que representa a razão entre o número de traços de fissão do ^{235}U observados por unidade de superfície e o número de fissões espontâneas ocorridas no mineral por unidade de volume. Lembrando ainda que os átomos de ^{238}U e de ^{235}U são encontrados em amostras naturais numa razão isotópica constante, ou seja, $C_{238}/C_{235} = \eta$, se obtém das equações (14) e (15) a idade aparente do mineral pelo Método dos Traços de Fissão:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[1 + \left(\frac{\rho_S}{\rho_I} \right) \left(\frac{\lambda}{\lambda_f} \right) \left(\frac{\sigma_0 \phi_0}{\eta} \right) \left(\frac{\varepsilon_I}{\varepsilon^{238}} \right) \right] \quad (16)$$

Uma boa síntese dos problemas relacionados com modelos de formação de traços, ataque químico e as aplicações do MTF, podem ser encontrados em Wagner e Van den Haute, (1992) e Schiwietz *et al.*, (2004).

1.3 - Annealing

Um mineral, quando submetido à alta temperatura, possui uma instabilidade em sua rede cristalina, podendo não haver acúmulo de traços de fissão. Ou seja, o mineral pode se comportar como um sistema aberto. Após alcançar uma temperatura suficientemente baixa, de forma que há uma estabilidade na rede cristalina do mineral, tem-se o início do acúmulo dos traços de fissão espontâneos. Neste caso, o mineral alcançou sua temperatura de fechamento, comportando-se assim, como um sistema fechado.

Estudos realizados na década de 60 mostraram que os traços de fissão são sensíveis ao aumento de temperatura (BIGAZZI, 1967; WAGNER, 1968), ou seja, a zona desarranjada dentro do mineral (traço latente) pode ser reorganizada. Isto porque os átomos deslocados com a passagem dos fragmentos de fissão podem retornar a sua posição de origem, devido a efeitos do tempo e temperatura. Este efeito é denominado *annealing*. Através deste tem-se uma diminuição na eficiência de observação dos traços de fissão espontâneos comparados com a eficiência de observação dos traços de fissão induzida, acarretando na diminuição da idade das amostras durante suas histórias térmicas. A diminuição da eficiência se dá por conta da redução individual do comprimento dos traços latentes, conseqüentemente após serem submetidos ao processo de revelação química seu comprimento medido no microscópio óptico, é menor do que os traços que não sofreram *annealing*, levando a que sua densidade superficial (ρ_s) também sofra diminuição, pois menos traços vão alcançar a superfície que foi atacada quimicamente.

Obtem-se informações sobre o grau de *annealing* que a amostra sofreu, através de medidas de comprimento dos traços de fissão que estão totalmente contidos nos minerais (traços confinados) e que sejam paralelos à superfície de observação, o que facilita e torna mais acurada a medida de seu comprimento. Estes são observáveis apenas quando o reagente revelador é inserido por um canal, nesse caso, um traço que cruza com outro traço, *track-in-track* (TINTS) ou quando cruza com uma fratura, *track-in-cleavage* (TINCLES).

Esses traços, quando submetidos a temperaturas convenientes, podem sofrer apenas encurtamento ou serem apagados completamente. O apagamento completo dos traços é também chamado de *annealing* total. No primeiro caso, a amostra geológica estaria dentro de um intervalo de temperatura conhecida como Zona de *Annealing* Parcial ou Zona de Retenção Parcial (WAGNER *et al.*, 1972; SHARMA *et al.*, 1980). No segundo caso, ela estaria dentro da região denominada de Zona de Instabilidade dos Traços (Figura 1). Através da distribuição dos comprimentos de traços é possível reconstruir a evolução térmica da amostra. Para isso são utilizados modelos que descrevem o *annealing*. Usualmente a Zona de Retenção Parcial é definida entre 10 e 90% do valor original do seu valor original.

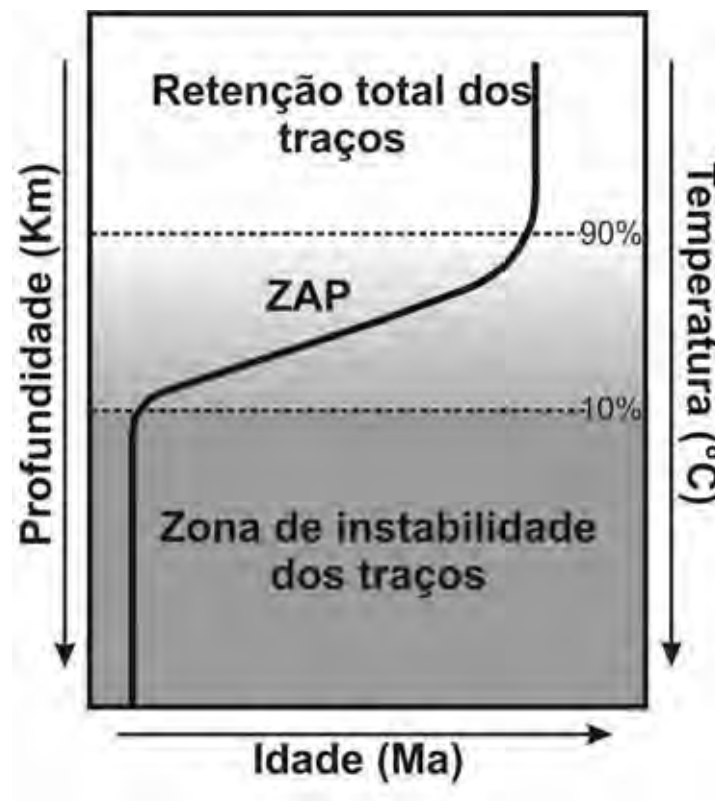


Figura 1: Gráfico da Zona de Annealing Parcial (ZAP) e seus limites superior e inferior (modificado de BERNET, 2009).

A natureza dos fenômenos que ocorrem durante o *annealing* vem sendo estudada desde a década de 70 (HAACK, 1972; DAKOWSKY *et al.*, 1974; BERTAGNOLLI *et al.*, 1983; CROWLEY, 1985), mas ainda não é bem conhecida.

Estudos realizados em apatita mostraram que aspectos como a orientação do traço na estrutura cristalina do mineral, e variações na composição química do mesmo, podem influenciar o comportamento do *annealing* (CROWLEY *et al.*, 1991).

Nos últimos anos foram feitos trabalhos utilizando a pressão como parâmetro que influencia o *annealing* (WENDT *et al.*, 2002; GLASMACHER *et al.*, 2006), porém existem controvérsias se de fato é necessário considerá-lo no MTF (KOHN *et al.*, 2003 e DONELICK *et al.*, 2003).

Tendo o conhecimento do *annealing* é possível fazer uma relação entre o comprimento dos traços revelados e a exposição deles ao binômio tempo e temperatura. Em

geral, curvas de *annealing* são medidas em laboratório expondo-se os minerais a tempos e temperaturas controlados e medindo-se a variação dos seus comprimentos. Com o auxílio de modelos cinéticos de *annealing*, pode-se fazer o caminho inverso deste fenômeno. Em outras palavras, com medidas de comprimentos de traços espontâneos, é possível inferir a temperatura e o tempo ao qual o mineral foi submetido.

A obtenção das possíveis histórias térmicas experimentadas pela amostra são obtidas através da comparação entre os dados experimentais e os dados simulados (idade e distribuição de comprimento de traços confinados). Detalhes sobre a obtenção de histórias térmicas podem ser encontrados em Lutz e Omar (1991) e Hadler et al. (2001).

Outra importância do conhecimento do grau de *annealing* é saber sua influência no resultado das idades dos minerais. Com o encurtamento dos traços de fissão ocorre uma diminuição na densidade de traços medidos. Portanto, uma vez calculada essas idades, é possível que uma correção seja necessária. Storzer e Wagner (1969) mostraram que existe uma relação linear entre o encurtamento dos traços e sua densidade superficial. A correção é dada pela curva (ρ/ρ_0 vs l/l_0), e esta é utilizada pelo “size correction method”.

1.4 - Modelos de *annealing*

1.4.1 - Laslett *et al.* (1987) e Laslett e Galbraith (1996)

Os modelos de *annealing* podem ser descritos através da lei de Arrhenius:

$$\ln(t) = A(r) + B(r)h(T) \quad \text{com } r = l/l_0 \quad (17)$$

Na qual t está em segundos e a temperatura T em Kelvin. O parâmetro r representa o comprimento reduzido dos traços (comprimento atual (l) / comprimento dos traços que não sofreram *annealing* (l_0)), h descreve uma função de temperatura e B é dado por:

$$B(r) = \frac{E_a(r)}{k_B} \quad (18)$$

Onde E_a é a energia de ativação e k_B é a constante de Boltzmann.

Em Laslett *et al.*, (1987), a constante A foi tomada como dependente do comprimento do traço de fissão r , no caso do ajuste com a lei de Arrhenius para o modelo paralelo, onde a energia de ativação é constante. Para o caso da lei de Arrhenius para o modelo *fan*, a energia de ativação é uma função do comprimento relativo r , e como consequência, B também é função deste comprimento relativo.

A lei de Arrhenius, tanto para o modelo *fan* quanto para o modelo paralelo, foram testadas com os dados de Green *et al.*, (1986), sendo que o melhor ajuste aos dados foi dado lei de Arrhenius para o modelo *fan*. Portanto, a equação de ajuste para esta lei é:

$$g(r) = F(t, T) \quad (19)$$

onde,

$$g(r) = \frac{\left[\frac{1-r^b}{b}\right]^a}{a} \quad (20)$$

e

$$F(t, T) = C_0 + C_1 \left[\frac{\ln(t) - C_2}{\frac{1}{T} - C_3} \right] \quad (21)$$

onde a , b , C_0 , C_1 , C_2 e C_3 são constantes determinadas a partir do ajuste dos dados.

Os resultados apresentados por Donelick *et al.*, (1990) para apatitas, sugeriram que o *annealing* ocorre mesmo à temperatura ambiente logo após a irradiação. Até então, os conjuntos de dados utilizados não levavam em conta esse fato.

Então, Laslett e Galbraith, (1996) propuseram uma mudança nos modelos anteriores. O comprimento máximo l_{max} do traço passou a ser um parâmetro ajustável do modelo, e a observação nula, passou a ser um limite de convergência para as curvas. O novo modelo proposto segue:

$$g(l) = \ln \left[1 - \left(\frac{l}{l_{max}} \right)^{\frac{1}{C_4}} \right] \quad \text{e} \quad F(t, T) = C_0 + C_1 \left[\frac{\ln(t) - C_2}{\frac{1}{T} - C_3} \right] \quad (22)$$

onde l é o tamanho do traço que sofreu *annealing*, l_{max} é o traço isento de encurtamento, C_0 , C_1 , C_2 , C_3 e C_4 são constantes determinadas pelos ajustes de dados.

Os modelos propostos acima são apenas empíricos. Este tipo de modelo possui um bom ajuste para dados laboratoriais, mas devido à falta de significado físico nos seus parâmetros, deve-se ter cautela no uso para dados geológicos.

Devido a este problema, foram feitos estudos para novos modelos de *annealing* considerando parâmetros físicos. A dificuldade de estudar estes parâmetros independentemente os torna semi-empíricos, pois estes acabam sendo ajustados aos dados experimentais, como é feito nos modelos empíricos, mas a diferença é que suas equações se baseiam em considerações teóricas, como é o exemplo do modelo seguinte.

1.4.2 - Guedes *et al.*, 2005

Este modelo assume que os traços são formados por sítios atômicos vazios (YADA *et al.*, 1987), que provocam defeitos na rede cristalina do mineral. Estes defeitos são formados com a passagem dos fragmentos provindos da fissão, produzindo N defeitos durante sua desaceleração. Se a velocidade da reação química nos defeitos for maior que a da estrutura não danificada, tem-se:

$$L = kN^n \quad (23)$$

Onde k e n são parâmetros relacionados ao volume dos traços e o ataque químico. Com isto pode-se escrever a seguinte equação para a redução dos traços r , considerando l_0 o comprimento inicial do traço e N_0 a quantidade inicial de defeitos:

$$r = \frac{l}{l_0} = \left(\frac{N}{N_0}\right)^n \quad (24)$$

Como os traços são estáveis ao longo do tempo e os defeitos são produzidos por átomos deslocados de suas posições na rede cristalina, tem-se que a estabilidade do traço é garantida por uma barreira de potencial que impede o retorno imediato dos mesmos. Para a regeneração da rede cristalina, é necessário que os átomos atravessem esta barreira. Em princípio, qualquer átomo tem a mesma probabilidade de ultrapassar a barreira. Sendo assim, para o número inicial de defeitos N_0 , tem-se que:

$$\Delta N_0 = \tau(N_0, T) N_0 \quad (25)$$

Onde τ é o coeficiente de transmissão que depende da temperatura e da quantidade de defeitos existentes. A quantidade residual de defeitos no traço é:

$$N_1 = N_0 - \Delta N_0 \quad (26)$$

Após o *annealing* contínuo e um número m de sucessivas variações na concentração de defeitos, pode-se considerar:

$$\frac{N}{N_0} = \prod_{i=0}^{m-1} [1 - \tau(N_i, T)] \approx \exp \left[- \sum_{i=0}^{m-1} \tau(N_i, T) \right] \quad (27)$$

Deste modo, da equação 26, tem-se:

$$\frac{l}{l_0} = \exp \left[-n \sum_{i=0}^{m-1} \tau(N_i, T) \right] \quad (28)$$

Cada N_i pode ser relacionado a uma energia intermediária de uma barreira de potencial U_i . O coeficiente de transmissão de uma barreira U é definido como o equivalente aos coeficientes de transmissão pelas barreiras intermediárias U_i . Logo, um coeficiente de transmissão depende de U e T e pode representar a probabilidade dos átomos desarranjados atravessarem a barreira de potencial. Considerando uma barreira de potencial uma solução JWKB para o coeficiente de transmissão (SAKURAI, 1994), tem-se que:

$$\frac{l}{l_0} = \exp \{ -n \exp [-w(U - k_B T)^{1/2}] \} \quad (29)$$

Na qual $k_B T$ é a energia do átomo, w é a largura da barreira de potencial e depende das características dos átomos desarranjados.

Para encontrar a energia média da barreira é feita uma hipótese empírica relacionado à evolução temporal, logo:

$$U = U_0 - \sum_j A_j [\ln(t)]^j \quad (30)$$

Na equação acima o tempo t é normalizado e o fator de normalização é estabelecido como 1s. U_0 é a barreira logo após a formação do traço e o A_j o coeficiente que controla a dependência temporal da barreira de energia. Desta forma tem-se a equação cinética para o *annealing* do traço de fissão:

$$\frac{l}{l_0} = \exp \{ -n \exp \left[-w \left(U_0 - \sum_{j=1}^{\infty} A_j [\ln t]^j U - k_B T \right)^{1/2} \right] \} \quad (31)$$

O formato da curva de *annealing* depende dos parâmetros n , w e U_0 , sendo que o primeiro está relacionado aos efeitos do ataque químico e os dois últimos à barreira hipotética.

Para efeitos de comparação com os modelos empíricos, as funções propostas foram:

$$g(r) = \ln \left[\frac{\ln \left(\frac{1}{r} \right)}{n} \right] \quad (32)$$

e

$$F(t, T) = -w \{ U_0 - A_1 \ln(t) + A_2 [\ln(t)]^2 - k_B T \}^{1/2} \quad (33)$$

O ajuste desta função aos dados experimentais da equação 33 se dá com a expansão da série dos logaritmos até a segunda ordem. Uma vez que o coeficiente A_j possui dependência temporal implícita, r tende a zero mais rápido que a função logarítmica.

1.5 - Localizações das amostras

As amostras usadas neste trabalho foram doadas pelo Dr. Eduardo Augusto Campos Curvo, co-orientador deste projeto (amostra de Brejui-RN) e pelo Prof. Dr. Peter Hackspacher, orientador (amostra FC).

Abaixo está a localização da amostra de Brejui-RN, coletada na mina Barra Verde (ver Mapa-1).



Mapa-1: Localização da mina Barra Verde-RN, mostrada pelo ponto vermelho. (modificado de www.googlemap.com).

A amostra FC está entre as coordenadas: sul 25°41'00, 6" e oeste 49°31'36, 9" a 903m NN (ver Mapa-2), local em que se enquadra na Bacia Sedimentar de Curitiba, abrangendo Curitiba-PR e municípios vizinhos.



Mapa-2: Localização da amostra de Curitiba-PR (amostra FC), mostrada pelo ponto vermelho. Mapa com as principais rodovias próximas da amostra coletada. (Modificado de www.googlemap.com).

1.6 - O epídoto no MTF

Atualmente o mineral mais estudado pela comunidade de traços de fissão é a apatita, devido à sua janela de retenção dos traços, 60-120°C, que coincide com o intervalo de maturação de hidrocarbonetos, em tempos da ordem de poucos milhões de anos.

A apatita possui uma temperatura de fechamento relativamente baixa (aproximadamente 120°C, para o intervalo de 1 Ma). Neste caso, se houver algum evento geológico que forneça um aquecimento elevado e/ou que este aquecimento perdure por um longo período, os traços espontâneos serão apagados por completo. Neste caso, a idade obtida é a idade do último evento térmico em que esse mineral foi exposto. Este limite baixo fez com que se buscassem outros minerais em que os traços de fissão suportassem temperaturas mais altas, servindo assim como um complemento da apatita ou para estudos independentes que necessitem de geocronômetros que suportem temperaturas mais elevadas. Estes minerais são

o zircão e epídoto. O zircão possui temperatura de fechamento por volta de 250°C (TAGAMI *et al.*, 1996) e o epídoto por volta de 544°C (CURVO, 2005).

O epídoto tem como fórmula geral $\text{Ca}_2(\text{Al, Fe})_3\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$ e é um importante constituinte para estudos de temperaturas de baixo e médio grau de rochas metamórficas. Segundo Poli e Schmidt, 2004 é possível encontrar epídotos se formando a temperaturas entre 500 e 700°C a pressão de 0,2 a 0,6 Gpa e outro de 720 a 760°C a pressão de 1,6 a 3 Gpa. Sua formação se dá por ativação deutérica durante a fase de cristalização magmática, por metamorfismo regional e por atividades hidrotermais, ou seja, por percolação de soluções (que reagem quimicamente com as rochas) através das fraturas geralmente com temperaturas entre 300 a 500°C segundo Bar *et al.*, (1974).

Na ausência de um evento térmico, a idade do primeiro tipo de epídoto indicará a idade de resfriamento de corpos plutônicos. O segundo tipo de epídoto fornece a idade de metamorfismo. E finalmente, se for assumido que epídotos hidrotermais foram formados durante ou logo após as falhas ou fraturas, seus dados indicarão a idade aproximada deste evento tectônico.

Naeser *et al.*, (1970) mostraram que o epídoto é adequado para o MTF. Isso fez com que a comunidade científica de traços de fissão se voltasse a esse mineral. Porém, apesar de seu potencial, não existiu um acordo quanto ao ataque químico necessário para a revelação dos traços de fissão, assim como sua temperatura de fechamento. Estes motivos levaram a que este mineral fosse abandonado desde então do MTF.

Apenas em 2002, Curvo retomou a metodologia e mostrou que as dificuldades apresentadas não eram suficientes para abandonar o MTF em epídoto. O desenvolvimento e aplicação do MTF em epídoto podem ser visto em (CURVO *et al.*, 2005 e CURVO *et al.*, 2007). Cabe mencionar que a aplicação deste mineral é bastante promissora, principalmente quando é usado juntamente com a apatita e zircão.

1.7-Objetivos da tese

O Objetivo principal deste projeto foi obter uma ferramenta para estudos termocronológicos utilizando o mineral epidoto. Para isso, é necessário fazer um estudo do *annealing*, obtendo parâmetros através de modelos de cinética de *annealing* para traços de fissão e, como consequência, encontrar uma zona de *annealing* parcial para este mineral.

II – CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1-Contexto geológico da Província Borborema

A província Borborema é constituída pela maior porção ocidental de uma unidade tectônica, situada entre os Crátons Oeste-Africano, Amazônico e São Francisco-Congo, estendendo-se por baixo da Bacia Parnaíba e incluindo possivelmente a Faixa Araguaia e parte setentrional da Província Tocantins (ALMEIDA *et al.*, 1977). Segundo Brito Neves *et al.* (2000) a área que esta província cobre excede 450.000 Km².

No trabalho de Jardim Sá, (1994) sobre a Província Borborema, procurou-se subdividi-la em domínios, caracterizados por sua evolução geológica e tectônica específica. A proposta para a subdivisão dessa região se tornou clássica por Brito Neves (1975), em sistemas de dobramentos e maciços medianos.

Os maciços apresentam ocorrências de corpos de rochas básicas e ultra básicas em proporções descontínuas, com predomínio de rochas de fácies anfibolito. Estes litotipos constituem o embasamento geológico da Província Borborema.

Os sistemas de dobramentos são formados principalmente por seqüências metassedimentares e metavulcanossedimentares, divididos em sistemas interiores e marginais. Nos sistemas interiores predominam os litotipos psamíticos e pelíticos com seqüências variadas de quartzitos, mica-xistos, filitos, metassiltitos e rochas calcárias e cácio-silicatadas subordinadas. Os sistemas marginais caracterizam-se de rochas carbonáticas com seqüências terrígenas e vulcânicas subordinadas.

As associações de rochas presentes nos sistemas de dobramentos e nos maciços apresentam características petrográficas, geoquímicas e isotópicas que mostram um entendimento de evolução tectônica específicos. Junto a esses registros, a macroestruturação desses terrenos em vários compartimentos litoestruturais com importantes zonas de cisalhamento dúctil serviram como base para a divisão da Província Borborema nos seguintes subdomínios tectônicos: Terreno Noroeste do Ceará, Terreno Ceará Central, Terreno Jaguaribeano, Terreno rio Piranhas, Terreno Seridó e Terreno Caldas Brandão (Cavalcante, 1999). A área inserida nesse trabalho se encontra no Terreno Seridó que segundo Jardim Sá e Salim (1980), é formado por três unidades: a basal, conhecida como Formação Jurucutu, a

intermediária, a Formação Equador, e por fim no topo a Formação Seridó. Segundo Jardim Sá (1994) as três formações fazem parte de um megaciclo de sedimentação, sem discordâncias regionais.

Formação Jurucutu

Segundo Jardim Sá (1984), a Formação Jurucutu, é constituída de paragnaisses quartzo-feldspáticos com pouca biotita, muscovita e epídoto. Em escala métrica e decamétrica têm-se anfibolitos, mármore, quartzitos, micaxistos, calciossilicáticas e formações ferríferas que ocorrem intercalados com biotita gnaisses e gnaisses quartzo-feldspáticos.

Formação Equador

Os principais litotipos dessa formação são: muscovita-quartzitos com variação faciológica para muscovita quartzo-xistos. Em pontos localizados, ocorrem quartzitos feldspáticos com bastante muscovita, quartzitos ferríferos, paragnaisses e intercalações de metaconglomerados, estes últimos mono ou polimictos descritos por Jardim Sá e Salim (1980).

Formação Seridó

Segundo Trindade 2000, esta formação é composta por micaxistos diversos, ocorrendo localmente em níveis enriquecidos em aluminossilicatos com andaluzita, silimanita e com menor frequência a cianita. É comum a presença de cordierita e por vezes estauroлита associados aos aluminossilicatos. Os micaxistos da Formação Seridó também exibem intercalações localizadas de Mamoré, quartzitos, metavulcânicas, rochas calciossilicáticas e metaconglomerados.

2.1.1-Mina Barra Verde-RN

Esta região se insere na faixa Seridó, onde se encontra a mina Barra Verde, a mesma está inserida na porção basal do grupo onde a litoestratigrafia se encaixa na Formação Jurucutu.

A Formação Jurucutu é em geral consituída por biotitas, epídoto, anfibólio, paragnaisses, com intercalações de mármore, calcissilicáticas, metavulcânicas e formações ferríferas (TRINDADE, 2000). Esta formação é considerada como metassedimentar, tem seus principais depósitos a scheelita, hospedados nas calcissilicáticas denominada localmente de tactitos ou escarnitos, além de outros bens materiais tais como molibdênio, ouro, níquel, cobre, cromo e ferro. Ressaltam-se ainda os espessos horizontes de Mármore intercalados nesta formação (NASCIMENTO e MEDEIROS, 2008).

Acredita-se que a gênese da mineralização se deu por metassomatismo hidrotermal, porém permanecem dúvidas quanto a idade e fonte dos fluidos mineralizantes, com preferência para fluidos tardios liberados no final da cristalização de granitóides intrusivos, sin a pós-tectônico à última fase de deformação e metamorfismo que atuou na Faixa Seridó no Neoproterozóico durante o Ciclo Brasileiro, há cerca de 600 Ma, segundo Legrand *et al.*, (1993) e Luiz Silva (1995).

Foi definido por Salim (1993) e Salim *et al.*, (1994 a e b) que os dois tipos principais de rochas calciossilicáticas com base nas associações minerais são formadas por alteração hidrotermal, uma primária e a outra secundária. A primária é caracterizada pelas seguintes paragêneses: 1) plagiocásios; 2) cinopiroxênios e granadas; 3) quartzo.

As rochas calciossilicáticas secundárias se formaram a partir da primária através de alteração hidrotermal das rochas calciossilicáticas primárias, caracterizadas pelas seguintes paragêneses: 1) escapolita-vesuvianita; 2) epídoto-prehenita e 3) zeólitos.

Em 1993, Salim sugeriu o intervalo de 450 a 650°C para a formação da paragênese primária, para as secundárias os intervalos propostos foram de 380 a 450°C para a formada por escapolita-vesuvianita, de 270 a 380°C para o epídoto-prehnita e de 200 a 300°C para os zeólitos.

Na figura-2, temos a coluna litoestratigráfica local bem definida, tendo três pacotes de gnaisses, um é chamado topograficamente de gnaiss superior, o outro de gnaiss intermediário e por último o gnaiss inferior. A coluna mostra dois níveis de calários metamórficos intercalados e vários horizontes de tactitos.

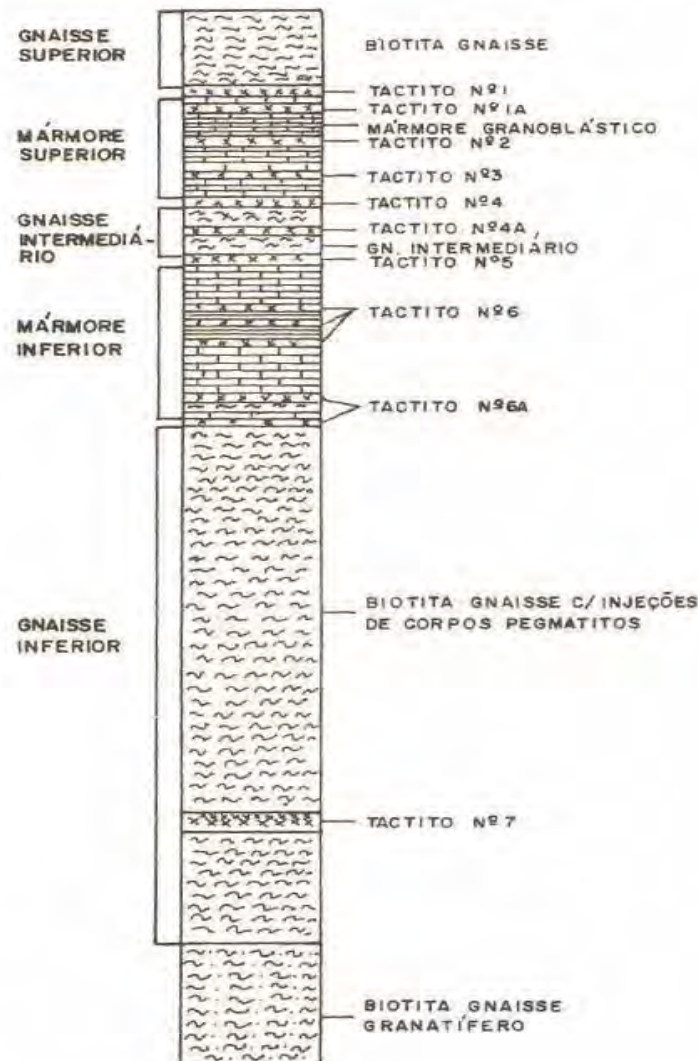


Figura-2: Coluna litoestratigráfica da mina Barra Verde (modificado de Maranhão *et al.*, 1986).

Do ponto de vista petrológico os mármore inferior e superior são extremamente semelhantes. 95% do volume da rocha é a calcita, deste modo sendo o mineral dominante. A flogopita, grafita, actinolita, epidoto, pirita, quartzo, condromita, plagioclásio, apatita e scheelita são minerais acessórios. Próximo dos gnaisses ou quando situados em

zonas fortemente fraturadas, os mármore apresentam cores variadas, e mostram-se enriquecidos de granada, vesuanita, diopsídio e epídoto (CPRM, 1986).

O Mapa-3 mostra a geologia do município de Currais Novos em Brejuí, onde se situada a Mina Barra Verde-RN, local de origem da amostra utilizada para obter o conjunto de *annealing*.

Vale salientar que em 2005, Curvo e colaboradores, usando o MTF em epídoto, obtiveram dados geocronológicos, a idade corrigida foi de 510 ± 69 Ma, indicando a idade de cristalização do mineral, tendo em consideração que sua formação teve origem metassomatática hidrotermal liberados no final da cristalização dos granitóides intrusivos sin a pós-tectônico, sendo a última fase de deformação e metamorfismo atuante na área, ocorrida no neoproterozóico durante o Ciclo Brasileiro, há cerca de 600 Ma e sua orogenia se deu se deu como uma paragênese secundária com intervalos de 270 a 380°C, mostrando não ser suficiente para um apagamento total dos traços em época alguma.

Legenda	Província Borborema
Cenozóico	Formação Serra dos Martins: arenito médio a conglomerático e argiloso Formação Campos Novos: argilito arenito e basalto
Neoproterozóico	INTRUSIVA TARDIA PÓS-OROGENICA Granitóides de quimismo indiscriminado: granitóides diversos Suite intrusiva Itaporanga – São Rafael 579 Ma U-Pb: granito e granodiorito grosso porfirífero, associado a diorito e as fases intermediárias de mistura, com ou sem epidoto magnético; Suite intrusiva Dona Inês, Acari Norte: biotita e/ou hornblenda granito a leucogranito com fácies com muscovita ou granada. Grupo seridó Formação Seridó: biotita xisto, metarrilito, clorita xisto; 640 Ma U-Pb Formação Jurucutu: gnaíse, Mámore e rocha calcissilicática; Formação Equador: quartzito e metaconglomerado.
Paleoproterozóico	Suite Várzea Alegre: ortognaíse tonalítico-granodiorítico e migmatito 2193 Ma U-Pb; Complexo Santa Cruz: augen gnaíse granítico, leuco-ortognaíse quartzo monzonítico a granítico, 2230 a 2069 Ma U-Pb; Complexo Serrinha-Pedro Velho: biotita-hornblenda migmatito tonalítico a granodiorítico, com anfibolito, 2187 a 2051 Ma U-Pb. Complexo São Vicente: ortognaíse e migmatito de protólito gabóico e diorítico, 2156 Ma U-Pb, Complexo Caicó: paragnaíse, migmatito, mármore, anfibolito e ortognaíse. Complexo Serra dos Quintos: xisto gnaíse, metamáfica, metaultramáfica, mármore

Mapa-3: Mapa geológico do município de Currais Novos, Brejuí-RN, local onde se encontra a mina Barra Verde. (Modificado do CPRM 2005).

2.2-Contexto geológico da Bacia de Curitiba

2.2.1-Bacia Curitiba

Eventos tectônicos na região sudeste brasileira têm sido documentados tanto por trabalhos de campo como por dados indiretos (Geofísica), tais como gravimetria, magnetometria e sísmica, bem como pela datação por traços de fissão.

Alguns trabalhos dão enfoque em eventos “tectônicos mais modernos” nesta área, sendo que existem uns que estendem para regiões de domínio exclusivo à Bacia do Paraná, tais como Soares, 1973; Bjornberg, 1969 e Franco-Magalhães, 2009. As áreas mais visadas pelos pesquisadores, são aquelas onde se situa a Serra do Mar, cuja evolução foi vista

primeiramente por Fúlfaro & Ponçano (1974) como relacionada à evolução da tectônica Andina.

Em 1967, Almeida definiu os conceitos já existentes para a Plataforma Brasileira. A Reativação Wealdeniana, definido pelo mesmo, a partir do final do Jurássico, foi adotado como um período atual da plataforma. Tendo início este evento de magnitude continental, ocorrido há cerca de 120 milhões de anos, episódios tectônicos de escala local ou regional, ocorreram reativando antigas falhas (HASUI, 1990) ou planos de riftes. Salamuni (1998) defini rifte como sendo uma depressão alongada e relativamente estreita, limitada por falhas de borda extensional.

Almeida (1976) denomina essa região como “Sistema de Riftes Serra do Mar”, o qual é formado por vales tectônicos, maciços montanhosos e pequenas bacias sedimentares de origem tectônica.

A evolução tectônica do sistema de riftes da Serra do Mar tem como principal agente pulsos tectônicos a partir de um arqueamento, resultado de fenômenos termiais do manto superior (SALAMUNI, 1998).

Em 1987, Riccomini e colaboradores falam que o sistema de riftes da Serra do Mar estaria ligado a uma evolução tectônica marcada por um estágio distensivo sin-sedimentar no Paleógeno e um estágio transcorrente de idade pós-oligocênica. Os mesmos, ao estudarem os depósitos nas Bacias de Taubaté e Resende, com idade pleistocênica, encontraram evidências de movimentações transcorrentes. Hasui (1990) sugere uma movimentação transcorrente E-W. Em 1989, Riccomini denomina o “*Rifte Serra do Mar*” de “*Rifte Continental do Sudeste do Brasil*”. Este rifte desenvolve-se entre as cidades de Curitiba-PR, e Barra de São João-RJ, numa extensão de um pouco mais de 900km (RICCOMINI, 1989; RICCOMINI *et al.*, 2000).

Segundo vários autores o Rifte Continental do Sudeste Brasileiro é formado pelas Bacias, de nordeste a sudoeste, Volta Redonda, Resende, Taubaté, São Paulo e Curitiba, além de depósitos Pariquera-Açu, no vale do rio Ribeira do Iguape (HASUI *et al.*, 1978). Essas bacias são consideradas tafrogênicas, ligadas a evolução do sudeste brasileiro (SALAMUNI, 1998).

A Bacia de Volta Redonda, foi considerada por Hasui *et al.*, (1978), como formada por um basculamento tectônico e conseqüente barramento do Rio Paraíba do Sul. Em 1985, Riccomini e colaboradores falam que esta bacia apresenta-se em forma de graben alongado, direcionado a ENE-WSW. Quando em termos estruturais, são falhamentos orientados entre NE e ENE, os geradores da calha estrutural desta bacia com movimentação à sedimentação cenozóico.

A Bacia de Taubaté, é caracterizada por Hasui & Ponçano e Hasui *et al.*, (1978) como estruturada em sub-bacias separadas por falhamentos. Esta bacia é alongada segundo a direção ENE-WSW.

A Bacia de São Paulo tem sido bastante estudada desde o início deste século. Hasui *et al.*, (1978) e Hasui & Ponçano (1978) mencionam que esta bacia se implantou em zona de articulação de blocos delimitados por grandes falhamentos do embasamento. Segundo Riccomini *et al.*, (1992) são estruturas compreendendo dois conjuntos principais: o primeiro corresponde a estrutura de reativação de alinhamentos do Pré-Cambriano orientadas para NNE, NNW e ENE, com falhas normais ou inversas e o segundo com conjunto de estruturas que apresentam falhas de empurrão, dobras e juntas de cisalhamento. Segundo Riccomini (1989) a cinemática destes falhamentos deve estar relacionada a mais um tipo de regime de esforços.

Em 1985, Campanha e colaboradores analisaram o fraturamento das bacias tectônicas continentais do sudeste brasileiro, com exceção da Bacia de Curitiba, mostrando a notável coincidência dos *trends* estruturais entre cada uma delas.

O corpo principal de sedimentos da Bacia de Curitiba distribui-se por uma área de aproximadamente 1150km². Segundo Salamuni (1998) uma espessura preservada de até 80 metros de sedimentos foi encontrada na porção centro-nordeste da bacia. Embora disponha de considerável acervo de dados de poços de água subterrânea, a limitada espessura de sedimentos preservados não permite maiores considerações sobre a formação do substrato da bacia. Esta é delimitada por falhas normais de direção NE na sua borda noroeste, NNE na borda sudeste, e N-S na leste (SALAMUNI *et al.*, 2003).

Geologia estrutural e estratigrafia da Bacia de Curitiba

A região de Curitiba é formada por várias unidades litoestratigráficas que perfazem o embasamento e em parte os sedimentos que preenchem a calha da Bacia de Curitiba. Na figura-3 é mostrado a coluna estratigráfica da região de Curitiba.

Idade	Unidade geológica	Litologia principal
Quartenário (superior) – Holoceno	Aluviões e depósitos coluvionares secundários	Depósitos arenosos pouco selecionados, friáveis e em parte com matriz argilosa
Quartenário (inferior) – Pleistoceno	Formação Piraquara Formação tinguís	Colúvios argilosos, cascalheiras e lentes de areias arcossianas
Pleistoceno Terciário (superior) – Mioceno a Plioceno	Formação Guabirotuba	Argilitos, arenitos arcossianos, conglomerados com matriz areno-argilosa, lentes de arenitos quartzosos e depósitos carbonáticos restritos (calcretes e caliches)
Jurássico-Cretáceo	Formação Serra Geral	Diques de diabásio e dioritos
Proterozóico superior a Cambriano	Maciços graníticos da Serra do Mar	Granitos alcalinos
Proterozóico superior	Grupo Açungui	Quartzitos, filitos e mármore dolomíticos e calcíticos
Proterozóico inferior a Arqueano	Complexo Costeiro ou Domínio Curitiba ou Domínio Atuba	Migmatitos, ortogneisses, xistos, quartzitos restritos e granitos orogênicos deformados

Figura-3: Coluna estratigráfica da região de Curitiba (fonte: SALAMUNI, 1998).

A Bacia de Curitiba tem seu embasamento formado pelo Complexo Atuba, e em sua maior parte pelo Complexo Costeiro (SIGA JR. *et al.*, 1996).

O embasamento é formado essencialmente por migmatitos, mas ocorrem também por outros tipos litológicos tais como paragneisses, localizados a oeste, norte e nordeste da bacia (BIGARELLA & SALAMUNI, 1959), além de quartzitos, quartzo xistos, micaxistos, anfibolitos e gnaissés-granitos descritos por Fuck *et al.*, (1967).

Segundo Basei e colaboradores (1992), principalmente na porção sul, os terrenos que formam a Bacia de Curitiba são formados por gnaissés, migmatizados, cuja característica petrológicas permite separá-los em gnaissés com melanossoma formado por biotita-anfibólio gnaisse e leucossoma cuja composição é tonalito-granodiorítica e gnaissés graníticos.

Segundo Salamuni (1998), este complexo é considerado como Arqueano a Proterozóico Inferior, porém a presença de rochas geradas em ciclos tectono-metamórficos mais recentes é freqüente, inclusive com remobilizações no Ciclo Brasileiro. O mesmo ainda cita que, o contato entre as rochas do Complexo Costeiro com as unidades sobrepostas é caracterizado por uma tectônica de cisalhamento dúctil-rúptil de baixo ângulo.

Estruturalmente o embasamento da Bacia de Curitiba, ou Domínio denominado Curitiba, é constituído por metamorfismo cuja feição principal é uma superfície S_n , penetrativa, normalmente orientada para NE-SW, com mergulhos maiores do que 45° para NW. Segundo Siga Jr. e colaboradores (1996), a estruturação predominante no embasamento da Bacia de Curitiba é uma foliação S_n de características dúcteis, nos granitóides, gnaissés granulíticos e gnaissés bandados migmatíticos. Esses planos correspondem a uma foliação de transposição, gerada por cisalhamento dúctil.

Juntamente a estes planos há uma deformação de natureza rúptil a rúptil dúctil, orientada subparalelamente à superfície S_n , possivelmente ligada a eventos transcorrentes, posteriores à justaposição dos terrenos (SALAMUNI, 1998).

As lineações são decorrentes da interação dos planos foliares e também do estiramento mineral, este último sugerindo uma tectônica de cisalhamento. Este embasamento constituiria parte do Domínio Curitiba, constituindo um bloco tectônico, limitado às seqüências proterozóicas do Complexo Setuva. A articulação entre os dois se faz tectonicamente através da falhas de empurrão provavelmente reativadas (SALAMUNI, 1995).

Góes *et al.*, (1985) propôs a definição de grandes compartimentos estruturais ou blocos tectônicos para o leste paranaense. Cada um dos compartimentos seria limitada por falhas transcorrentes, um exemplo é a Falha de Lancinha (SALAMUNI, 1995).

Estas reativações demonstram que todo o sistema transcorrente regional deve ter sofrido movimentações posteriores ao Proterozóico (SALAMUNI, 1998).

2.2.2-Complexo Atuba

O Complexo Atuba ocorre no município de Curitiba e regiões circunvizinhas do Primeiro Planalto Paranaense e anteriormente conhecido como Complexo Costeiro ou simplesmente uma denominação genérica como "Embasamento Cristalino" (CHAVEZ-KUS & SALAMUNI, 2008). Este é um bloco tectônico da Província da Serra da Mantiqueira onde se insere o Domínio Curitiba, estando limitado a noroeste pelas sequências proterozóicas metassedimentares do Grupo Açungui e Complexo Setuva e a sudeste com os gnaisses granulíticos do Domínio Luís Alves (FUCK *et al.*, 1967; BASEI *et al.*, 1992; SIGA JR., *et al* 1995; SALAMUNI 1998). Esta unidade formada no Paleoproterozóico e intensamente retrabalhada no Neoproterozóico e Eopaleozóico, predominam gnaisses bandados e granitóides em parte migmatizados. Os litotipos são representados principalmente por biotita-anfibólio-gnaiss (SIGA JR., 1995). Em termos metamórficos, as rochas do Complexo Atuba apresentam paragênese de grau médio a alto (fácies anfibólitos), com cristalização de granada, hornblenda e biotita. A presença de recristalização de muscovita, biotita derivada de hornblenda e quartzo de segunda geração seriam indicativos de uma história de retrometamorfismo até a fácies xisto-verde, zona da biotita e até mesmo zona de clorita (CHAVEZ-KUS & SALAMUNI, 2008).

Estudos realizados no setor nordeste de Santa Catarina e sudeste do Paraná, em terrenos localizados entre os Cinturões Ribeira e Dom Feliciano, permitiram caracterizar a existência de três compartimentos geotectônicos com evoluções próprias e distintas: Domínio Luís Alves, Domínio Curitiba e Domínio Paranaguá (BASEI *et al.*, 1992; SIGA JR., 1995). Ocorrem ainda, no âmbito desses domínios, expressiva granitogênese de natureza alcalina-peralcalina, bem como, importante vulcanismo ácido a intermediário relacionados a regimes distensionais pós-orogênicos (SIGA JR *et al.*, 1994; SIGA JR., 1995).

Domínio Luís Alves

O Domínio Luís Alves limita-se, na porção setentrional, com os gnaisses migmatíticos granitóides do Domínio Curitiba, no setor oriental, em parte atinge a costa brasileira e em parte é balizado pelo Domínio Paranaguá, na porção meridional, faz contato com o Cinturão Dom Feliciano, sendo a oeste recoberto pelos sedimentos da Bacia do Paraná. Os estudos realizados permitiram caracterizar a continuidade deste segmento para nordeste, rumo a Serra Negra, onde ocorre como uma estreita faixa, localizados entre os Domínios Curitiba e Paranaguá (SIGA JR., 1995).

Sua litologia é representada por ortognaisses granulíticos, bandados a maciços de composição tonalito-granodiorítica, com freqüentes intercalações de granulitos básicos. Ocorrem, também, ultramafitos, quartzitos, gnaisses, kinzigíticos, formações ferríferas e migmatitos (SIGA JR. *et al.*, 1995). O padrão geocronológicos (BASEI, 1995; SIGA JR., 1995) caracteriza a presença de terrenos formados no Arqueano (2800 a 2600 Ma) e no Proterozóico (2200 a 1900 Ma). Grande parte desses terrenos encontrava-se frio no Neoproterozóico, temperaturas inferiores a 300-250°C, representando possivelmente nessa época um segmento continental (microcontinente) posicionado entre os crátons do Congo/São Francisco-Kalahari/Paraná.

Domínio Paranaguá

O Domínio Paranaguá ocupa parte da porção oriental estudada, sendo representado por granitóides heterogeneamente deformados, migmatitos, bem como por granitóides isótipos, gerados no Neoproterozóico (LOPES, 1987). Como restos de rochas encaixantes xistos aluminosos, biotita gnaisses, mica xistos, quartzitos e anfibolitos. Os limites destes terrenos com o Domínio Luís Alves são representados por expressivas zonas de cisalhamento (Lineamento do Rio Palmital, Alexandra e Serra Negra). Os dados geocronológicos (SIGA JR., 1995) sugerem a formação/deformação desses granitóides principalmente no intervalo no intervalo 620-570 Ma. O padrão K-Ar (560-480 Ma) indica que o resfriamento deste segmento, ou de parte dele. Atingiu o Cambro-Ordoviciano, evidenciando provavelmente processos relacionados às fases finais de aglutinação das massas cratônicas e conseqüente formação do Gondwana Ocidental.

Domínio Curitiba

O Domínio Curitiba ocupa a porção setentrional, constituindo uma faixa relativamente estreita (extensões médias da ordem de 50 a 60 km) e alongada segundo a direção NE-SW. Limita-se no setor noroeste com as sequências metassedimentares dos Grupos Açungui e Setuva e, a sudeste com os gnaisses granulíticos do Domínio Luís Alves, contatos esses que se faz por importantes zonas de cisalhamento (SIGA JR., *et al.*, 1995).

O Domínio Curitiba inclui dois expressivos conjuntos de rochas, o primeiro, é representado por gnaisses bandados migmatíticos, com frequentes intercalações de corpos anfibolíticos e de xistos magnesianos. Este conjunto, é denominado Complexo Curitiba (SIGA JR. 1995). O segundo conjunto é representado por granitóides cálcio-alcalinos, heterogeneamente deformados (Suíte Rio Piên, Machiavelli *et al.*, 1993), distribuídos na borda meridional do Domínio Curitiba.

Estudos geocronológicos

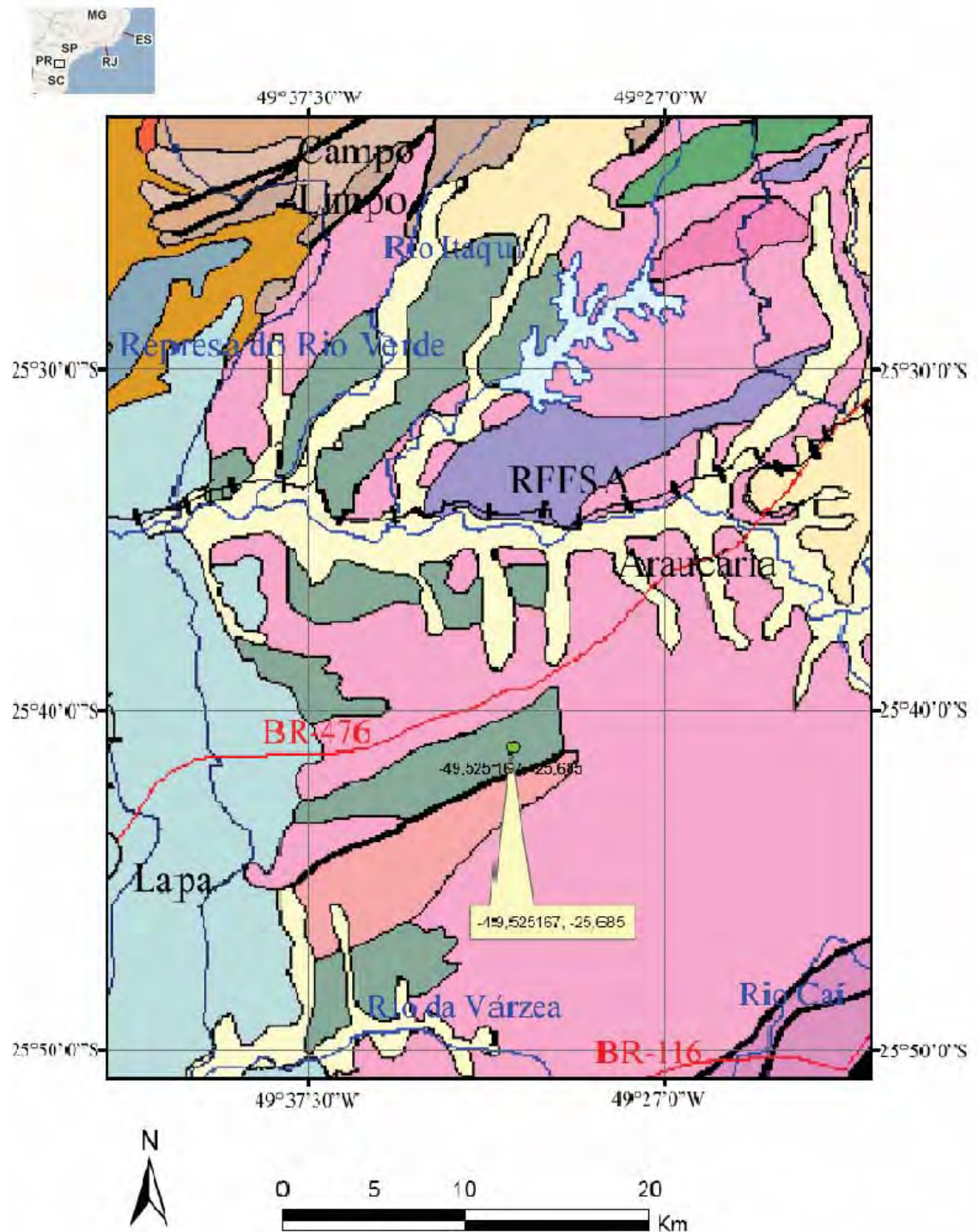
A região estudada foi datada com os métodos K-Ar, Rb-Sr, U-Pb e Sm-Nd. As interpretações geocronológicas obedeceram às particularidades específicas inerentes a cada metodologia, comentadas em Siga Jr. (1995).

Segundo Siga Jr. (1995), o estudo geocronológico das rochas do Complexo Atuba mostrou-se problemático, uma vez que esses terrenos são constituídos por duas gerações de migmatitos. As variáveis envolvidas nesses estudos incluem aspectos relacionados à representatividade total das amostras utilizadas, o grau de homogeneização isotópica entre os constituintes, bem como a gênese complexa dos mesmos. Tais fatos fizeram com que fossem feitos estudos radiométricos envolvendo além de rochas total, as diferentes fases minerais.

A aplicação do uso Rb-Sr nos gnaisses granulíticos indicaram idades de 1826 ± 96 Ma. Numa tentativa de definir melhor a idade, foram feitas datações com U-Pb fornecendo a idade de 2095 ± 5 Ma, interpretada como a época de cristalização do zircão. A idade obtida pelo Sm-Nd foi de 2822 Ma, interpretada como época relativa em que os precursores crustais dessas rochas derivaram do manto. Análises de K-Ar em biotitas e anfibólios resultaram em um

intervalo de 650-600Ma, indicando que essas rochas atingiram temperaturas superiores a 450-500°C durante Neoproterozóico.

Os dados obtidos caracterizam a formação das rochas no Paleoproterozóico, indicando que as mesmas encontravam-se relativamente frias (<500°C) no Neoproterozóico (Ciclo Brasileiro). No Mapa-4 é mostrada a geocronologia da região em que foi coletada a amostra.



Legenda	Províncias Paraná e Mantiqueira
Cenozóico	Depósitos Aluvionares: areia, areia quartzosa, cascalheira, silte argila e localmente, turfa; Formação Guabiruba: argilito, arenito arcoseano e diamictito; ocorre conglomerado oligomítico basal e depósitos de caliche dispersos lateralmente;
Paleozóico	Grupo Itararé Formação Campo Mourão: arenito fino a conglomerático, folhelho e siltito; ambiente continental fluvial entrelaçado a marinho transgressivo.
Neoproterozóico	ORÓGENO PARA NA PIACABA/RIO PIEN Formação Camarinha: metaconglomerado polimítico, metarenito conglomerático e arcoseano, metarenito fino a médio e metassiltito argiloso com raro metargilito e metacórseo. Grupo Castro Granitóides química e tectonicamente indiferenciados: Banhado Granitóides foliados e ortognaisses, Suite Rio Ipen: anfibolito.
Mesoproterozóico	Formação Betim: lentes de mica xisto, quartzo-mica-xisto, granada-quartzo mica xisto e quartzo xisto.
Paleoproterozóico	Complexo Atuba: epidoto gnaíse tonalítico, biotita-hornblenda gnaíse, biotita gnaíse, horn-blenda gnaíse, migmatito paraderivado e estromático, intercalações de metamáfica e ultramáfica 2162 Ma U-Pb; biotita gnaíse com granada e magnetita, biotita-hornblenda gnaíse bandado, biotita gnaíse pórfiro-clástico e ortopiroxênio-hornblenda gnaíse; granada sillimanita-biotita xisto, quartzito e migmatito paraderivado

Mapa-4: Mapa geológico e localização da amostra coletada nos arredores de Curitiba. (Modificado do CPRM 2005).

III – PROCEDIMENTOS EXPERIMENTAIS

Nesse trabalho foram utilizadas duas amostras brasileiras de epídoto. A amostra para a confecção do conjunto de *annealing* foi a de Brejuí-RN, doada pelo Dr. Eduardo Augusto Campos Curvo, co-orientador desse projeto. Esta amostra foi à mesma utilizada em seus trabalhos de mestrado e doutorado. A amostra utilizada para obter a idade pertence à falha de Curitiba-PR, e foi doada pelo professor Dr. Peter Christian Hackspacher, orientador desse projeto.

3.1-Composição química

O epídoto é um mineral que possui uma grande família, sendo que a diferença entre eles está em alguns dos seus elementos químicos. Por isso, uma forma de diferenciar o epídoto é obter a sua composição química através de um espectrômetro de massa. Para se saber qual epídoto foi utilizado neste trabalho, as amostras foram enviadas ao laboratório *Activation Laboratories Ltd* no Canadá. A tabela-1 mostra o resultado da análise. O método de análise foi por fusão, usando o aparelho FUS-ICP. A Tabela contendo os elementos químicos, expressas em ppm, está apresentada no apêndice A. O aparelho utilizado foi o ICP-MS.

Tabela-1: Composições químicas das amostras de epídoto. O termo LOI, se refere ao material perdido na ignição, (*Loss On Ignition*).

Símbolo	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	LOI	Total
Unidade	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
Erro	0,01	0,01	0,01	0,001	0,01	0,01	0,01	0,01	0,001	0,01		0,01
Brejuí-RN	37,73	23,79	12,84	0,218	0,03	23,55	0,02	0,01	0,063	0,07	2,09	100,4
Curitiba-PR	42,99	21,73	10,53	0,176	0,07	19,1	0,7	0,83	0,08	0,21		96,41

Com esses resultados é possível verificar que os minerais usados são epídotos de fórmula química $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Fe}^{+3}\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$. Ambos os minerais pertencem à mesma família.

3.2-Montagem e preparação das amostras

Para os experimentos de *annealing*, utilizou-se um monocrystal de epídoto puro proveniente da Mina Barra Verde em Brejuí – RN (Ver figura-4). Esse monocrystal foi quebrado inicialmente com o auxílio de um martelo e posteriormente triturado com um cadinho e um pistilo, até que se chegasse ao tamanho aproximado de 1,3mm. Estas amostras foram pré-aquecidas a 850°C por 24 horas para que todos os traços espontâneos fossem apagados. Posteriormente foram submetidas a uma irradiação no reator nuclear IPEN/CNEN-SP, com o fluxo de nêutrons térmicos nominal, da ordem de $2,5 \times 10^{15}$ nêutrons/cm⁻².



Figura-4: Monocrystal de epídoto provinda de Brejuí-RN.

Após a irradiação, as amostras contendo apenas traços induzidos, foram convenientemente aquecidas para se obter o conjunto de *annealing*. Estes aquecimentos estão

bem documentados no capítulo 4. Com isso, os grãos de epídoto foram depositados em um molde plástico com diâmetro de 3 cm. Em seguida foi despejada resina epóxi misturada a um catalisador para que o processo de secagem fosse acelerado. Desta forma, obteve-se um bloco cilíndrico e transparente, onde em uma das superfícies estão incrustados os grãos de epídotos.

Feito isso, as amostras foram lixadas com as seguintes especificações:

granulometria 220 ($\sim 36 \mu\text{m}$), 200 gramas sobre a amostra e 100 r.p.m.;
granulometria 320 ($\sim 34 \mu\text{m}$), 200 gramas sobre a amostra e 130 r.p.m.;
granulometria 600 ($\sim 30 \mu\text{m}$), 300 gramas sobre a amostra e 130 r.p.m.;
granulometria 1200 ($\sim 24 \mu\text{m}$), 300 gramas sobre a amostra e 130 r.p.m.;
granulometria 2400 ($\sim 18 \mu\text{m}$), 300 gramas sobre a amostra e 130 r.p.m.;
granulometria 4000 ($\sim 12 \mu\text{m}$), 300 gramas sobre a amostra e 120 r.p.m.

A etapa seguinte consistiu no polimento das mesmas. Para isso, foram usados panos e pasta de polimento com as seguintes especificações:

- pasta de diamante de $3 \mu\text{m}$, 300 gramas sobre a amostra, 10 minutos e 120 r.p.m.;
- pasta de diamante de $1 \mu\text{m}$, 300 gramas sobre a amostra, 15 minutos e 120 r.p.m.

A amostra de epídoto utilizada para a datação pertence a uma falha nas proximidades Curitiba – PR (ver Mapa-2). Apresenta-se como um veio de epídoto incrustado na rocha hospedeira (ver figura-5). Para retirar a amostra de epídoto da rocha, usou-se formão e martelo, trabalho este bastante minucioso e longo. Sua montagem foi realizada em uma forma quadrada de silicone, com dimensões laterais de 1 x 1 cm, comumente utilizada para montagens de EDM. Esta amostra não se apresenta na forma de grãos, e sim em forma de pequenas “lascas” de epídoto. Mesmo não se tratando de grãos, o EDM permite lidar com esse tipo de amostra.



Figura-5: Amostra FC, provinda do Complexo Atuba.

Devido à natureza da amostra, as especificações para o lixamento e para o polimento foram diferentes das mencionadas anteriormente:

- granulometria 600, 1200, 2400 e 4000, desbastamento manual;
- pasta de diamante 3 μm , 200 gramas sobre a amostra, 5 minutos e 120 r.p.m.;
- pasta de diamante 1 μm , 200 gramas sobre a amostra, 15 minutos e 120 r.p.m.

Após o polimento da amostra esta foi acoplada a uma mica muscovita (detector externo) e então submetida ao reator nuclear para acessar as fissões induzidas do ^{235}U . Os fragmentos de fissão que atravessam a superfície do mineral são então registrados pela mica muscovita. A razão entre a densidade de traços espontâneos no mineral, e a densidade de traços induzidos na mica muscovita conduz a idade de traço de fissão.

A realização das medições das amostras do conjunto de *annealing* foram feitas de modo aleatório para que não houvesse indução de resultados (*blind measurement*). Em outras

palavras, as especificações das amostras (tempo e temperatura de aquecimento) só eram vistas após a finalização das medidas.

As medidas foram realizadas em um microscópio Zeiss Axioplan 2 com aumento nominal de 10x100 a seco. Os erros das medidas de densidades são desvios padrões das médias de distribuição poissonianas e os dos comprimentos de distribuição gaussiana. Cabe mencionar que todas as etapas descritas foram realizadas no IFGW-UNICAMP no Laboratório de Cronologia do Departamento de Cronologia e Raios Cósmicos (DRCC), liderado pelo Prof. Dr. Julio Cesar Hadler Neto.

3.3-Verificação da distribuição de urânio na amostra de Brejuí-RN

O epídoto utilizado é um monocrystal que possui partes cujo hábito cristalino é bem formado, pesando cerca de 10 kg (Ver figura-2). Antes de se escolher uma parte deste monocrystal, realizou-se a verificação da distribuição de urânio no mesmo. Para isso, foram escolhidos três pontos distintos na amostra. Estes pontos foram identificados como Ep-1, Ep-2 e Ep-3. A preparação das amostras é exatamente a mesma para obter o conjunto de *annealing* e idades. Para revelação dos traços foi usado o ataque químico antigo, descrito por Curvo (2002) (HF 48% durante 16 minutos a 35°C). Para análise dos traços foi usado um microscópio óptico Zeiss Axioplan 2, com aumento nominal de 1000x (objetiva com aumento de 100x a seco e ocular com aumento de 10x). Os dados foram então analisados com o auxílio do programa Origin 7.5, os resultados estão mostrados na figura-6:

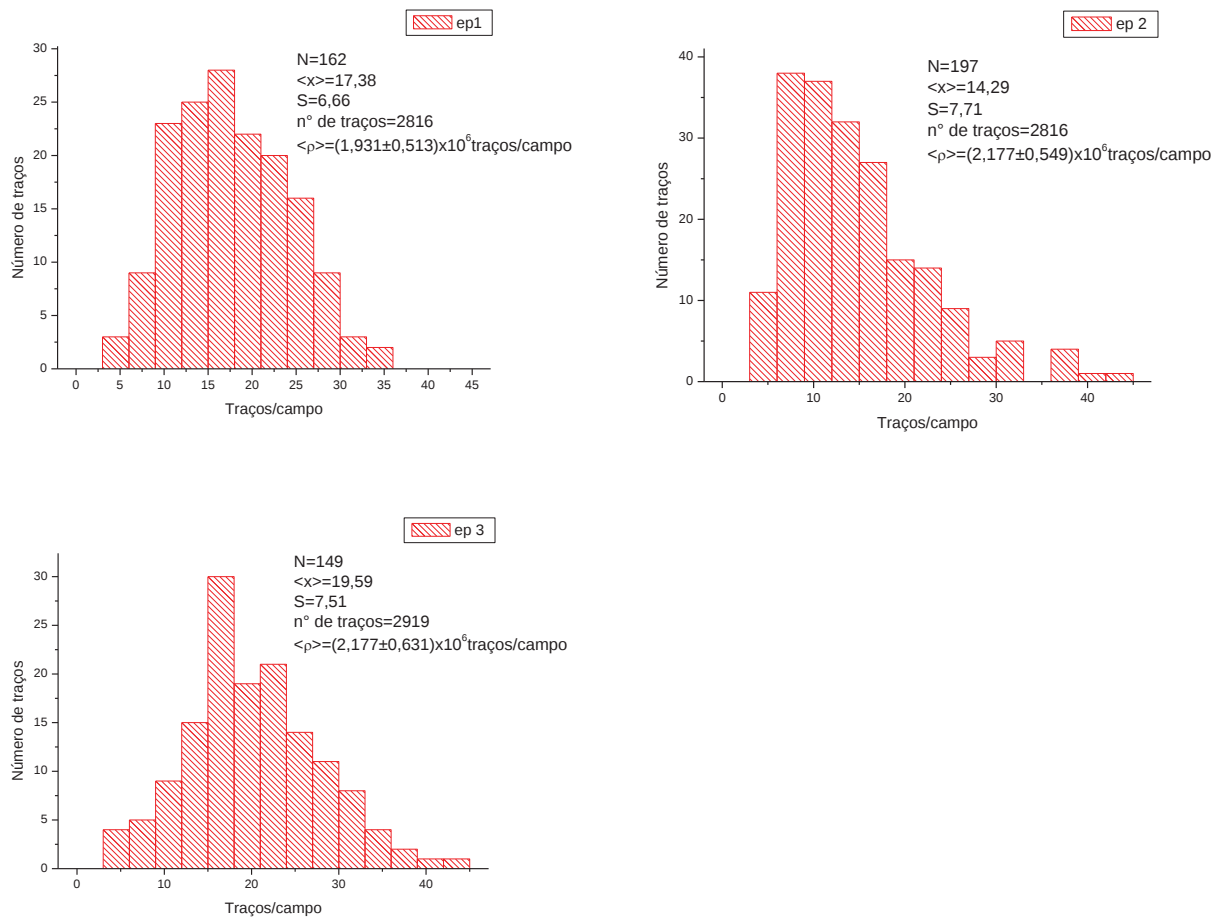


Figura-6: Histogramas de traços fósseis, para análise da distribuição de urânio no monocristal de epídoto da região de Currais Novos, Brejuí-RN. Onde N é o número de grãos, $\langle x \rangle$ é a média de traços por campo, S é o desvio da distribuição, n° de traços é a somatória de traços contados na amostra e $\langle \rho \rangle$ é a densidade de traços por campo com erros de 1σ .

Na tabela 2 são apresentados também os dados da Figura 6, isto é, o número de grãos contados, a média dos traços por campo $\langle x \rangle$, os desvios da distribuição S, o número de traços contados e a média da densidade $\langle \rho \rangle$.

Tabela 2: Dados dos histogramas de densidade de traços espontâneos.

	Número de grãos	$\langle x \rangle$ (traços/campo)	S (desvio da distribuição)	Nº de traços	$\langle \rho \rangle$ ($\times 10^6$) traços/campo
ep-1	162	17,38	6,66	2816	1,931 $\pm$ 0,513
ep-2	197	14,29	7,71	2816	1,588 $\pm$ 0,549
ep-3	149	19,59	7,51	2919	2,177 $\pm$ 0,631

Os histogramas nos mostram uma distribuição larga. Através das médias de traços por campo, percebe-se que existe uma distribuição não homogênea de urânio entre os três monocristais. Sabendo deste problema, a solução encontrada foi selecionar apenas um dos monocristais (ep-3), visando deste modo minimizar a variação do conteúdo de urânio da amostra.

3.4-Curva de ataque químico

Em meados dos anos 70, a comunidade de traços de fissão voltou-se ao epídoto devido a sua ocorrência em zonas de falha, através de metamorfismo hidrotermal. No entanto, não houve consenso sobre sua temperatura de fechamento e sobre o ataque químico padrão para revelação dos traços. Na tabela 3, são mostrados os ataques químicos e temperaturas de fechamento existentes na literatura.

Tabela 3: Ataque químico, L_0 , e temperatura de fechamento.

Autor	Ataque químico	L_0 (μm)	Temperatura de fechamento ($^{\circ}\text{C}$ para um milhão de anos)
Naeser <i>et al.</i>, 1970	50N NaOH, 150 $^{\circ}\text{C}$, 60 a 180 minutos	-	630
Bar <i>et al.</i>, 1974	37,5N NaOH, 159 $^{\circ}\text{C}$, 150 minutos	-	-
Haack 1976	75N NaOH, boiling, 30 minutos	-	260
Saini <i>et al.</i>, 1978	100N NaOH, 200 $^{\circ}\text{C}$, 40 minutos	10, 79 $\pm$ 2,2	250
Bal <i>et al.</i>, 1982	48% HF, 40 $^{\circ}\text{C}$, 5 a 40 minutos	-	-
Chakranarayan e Powar, 1982	25N NaOH, 150 $^{\circ}\text{C}$, 120 minutos + 48% HF, 30 $^{\circ}\text{C}$, 15 minutos	-	-
Lal e Waraich, 1983	HF:HCl (1:1), 25 $^{\circ}\text{C}$, 20 a 25 minutos	-	-

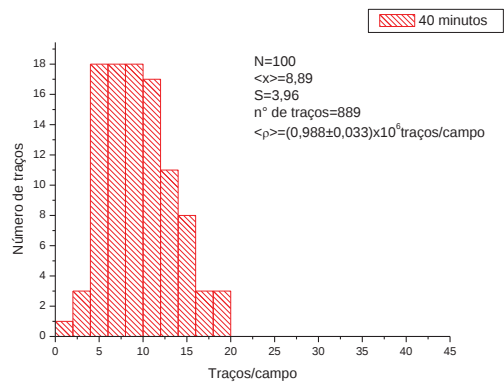
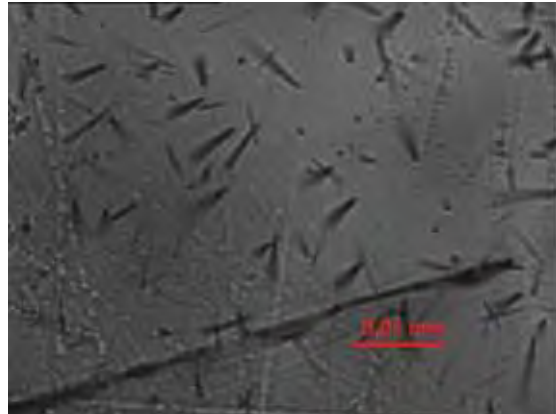
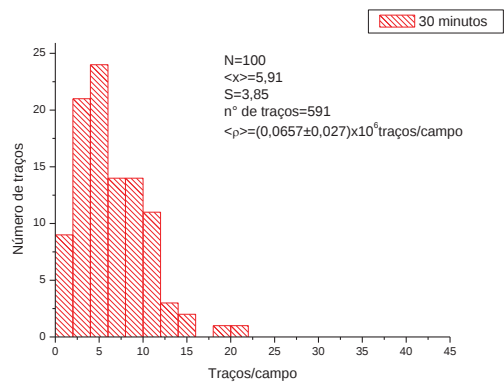
Em 2005, Curvo e colaboradores refizeram todos os processos de ataque químico apresentados na tabela acima, porém apenas o ataque com 48% HF revelou traços na amostra de epídoto utilizada. Sua amostra foi um monocristal de epídoto proveniente do Rio grande do Norte, a mesma usada nesse trabalho.

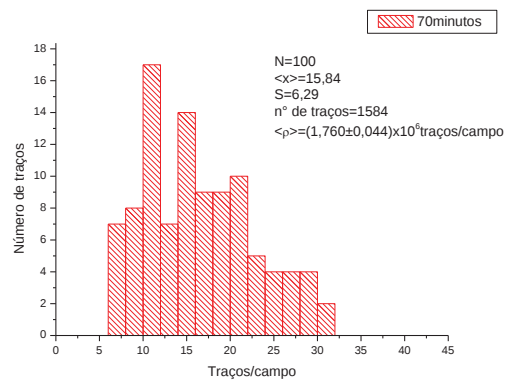
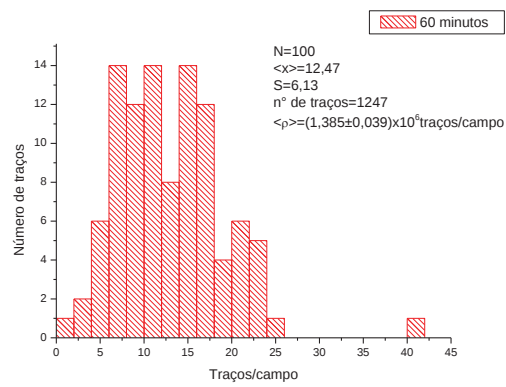
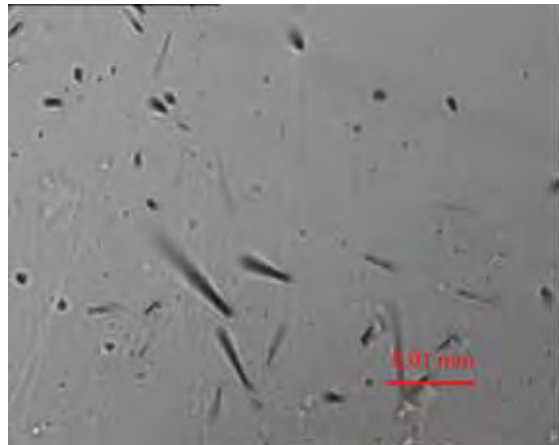
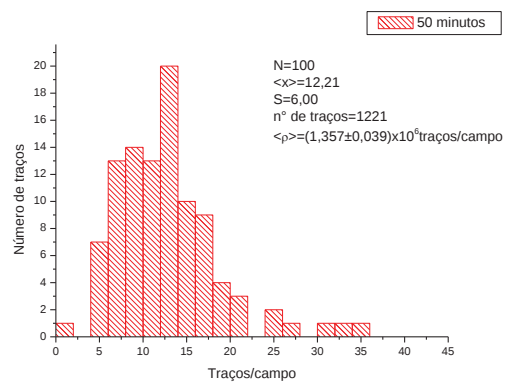
O motivo para o levantamento de uma nova curva de ataque químico se dá pelo fato de que a temperatura utilizada por Curvo é relativamente alta considerando que é utilizado o ácido fluorídrico. Este ácido começa a evaporar a 20 $^{\circ}\text{C}$, podendo causar sérios danos a quem o manuseia. A nova temperatura para a revelação dos traços do epídoto foi 15 $^{\circ}\text{C}$.

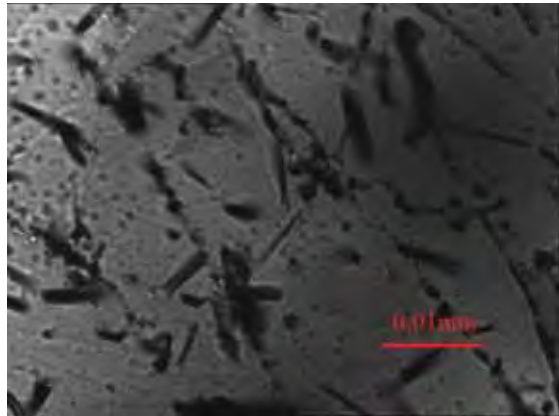
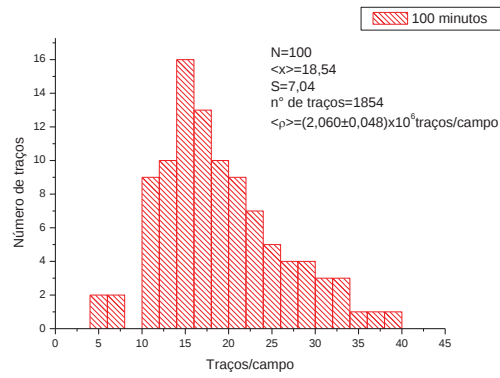
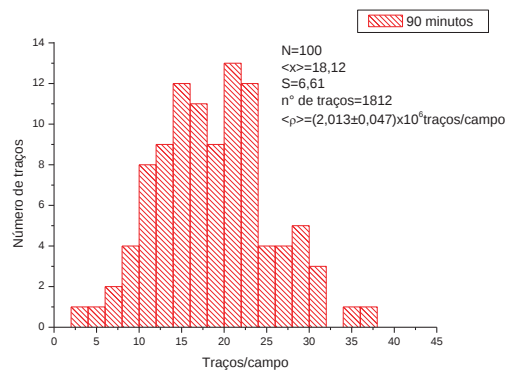
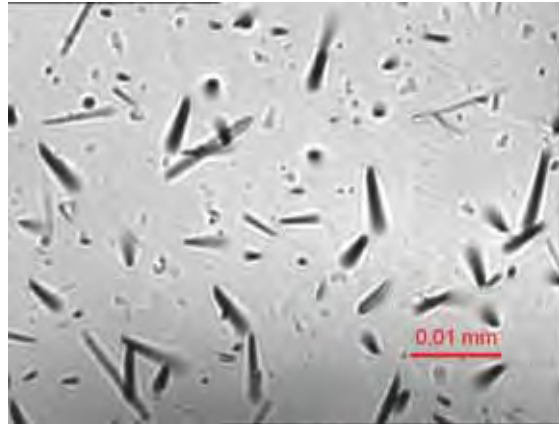
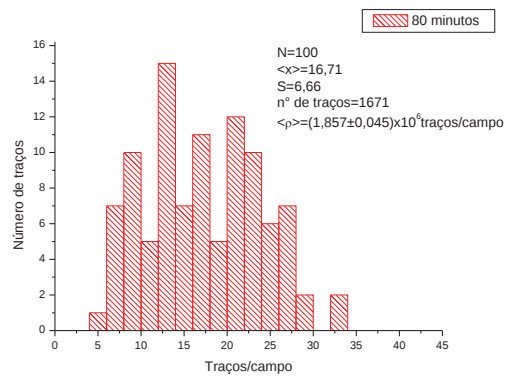
A amostra usada foi o ep-2 (um pedaço do monocristal). Este pedaço foi quebrado e os grãos reduzidos a uma granulometria de aproximadamente 1,3 mm, utilizando um cadinho e pistilo.

Para se obter o tempo ótimo de ataque químico utilizou-se HF 40%, a 15°C, com os tempos de 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90, 100 e 110 minutos. Optou-se por utilizar uma montagem para cada tempo de ataque químico, ao invés de re-atacar uma única amostra. Foram medidos para o levantamento desta curva somente os traços espontâneos.

Abaixo são apresentados os histogramas da densidade de traços encontrados para cada tempo de ataque químico. Juntamente com os histogramas, estão as respectivas fotos dos traços revelados, na figura-7:







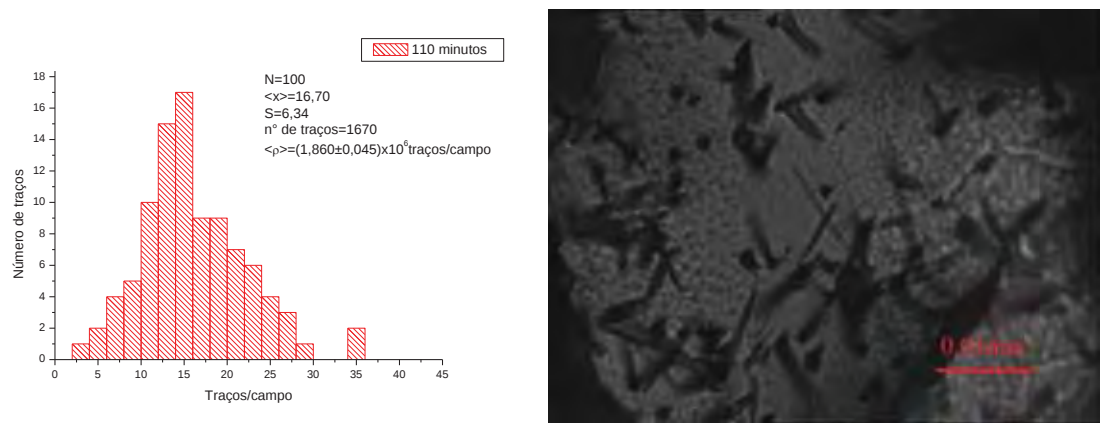


Figura-7: Histogramas da densidade de traços e suas respectivas fotos aumentadas em 1000x. N é o número de grãos, <x> é a média de traços, S é o desvio da distribuição, <ρ> é a média da densidade de traços nas amostras.

A tabela 4 apresenta o número de grãos contados, a média dos traços <x>, os desvios da distribuição S, o número de traços contados e a média da densidade <ρ>, como apresentado nos histogramas acima.

Tabela 4: Dados dos histogramas de densidade de traços espontâneos.

Tempo (minutos)	30	40	50	60	70	80	90	100	110
Número de grãos	100	100	100	100	100	100	100	100	100
<x> (traços por campo)	5,91	8,89	12,21	12,47	15,84	16,71	18,12	18,54	16,7
S	3,85	3,96	6	6,13	6,29	6,66	6,61	7,04	6,34
N° de traços	591	889	1221	1247	1584	1671	1812	1854	1670
<ρ>(x10 ⁶ traços/ca mpo)	0,0657±0,027	0,988±0,033	1,357±0,039	1,385±0,039	1,760±0,044	1,857±0,045	2,013±0,047	2,060±0,048	1,860±0,045

Através das médias das densidades obteve-se a seguinte curva de ataque químico (figura-8):

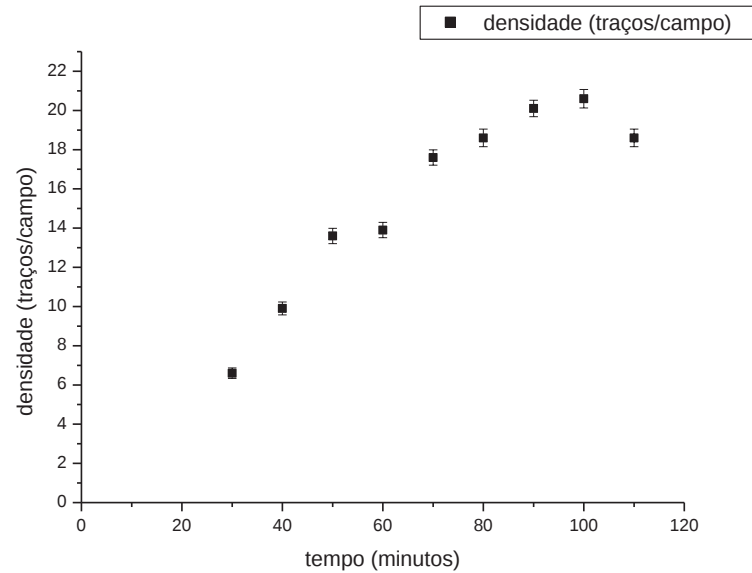
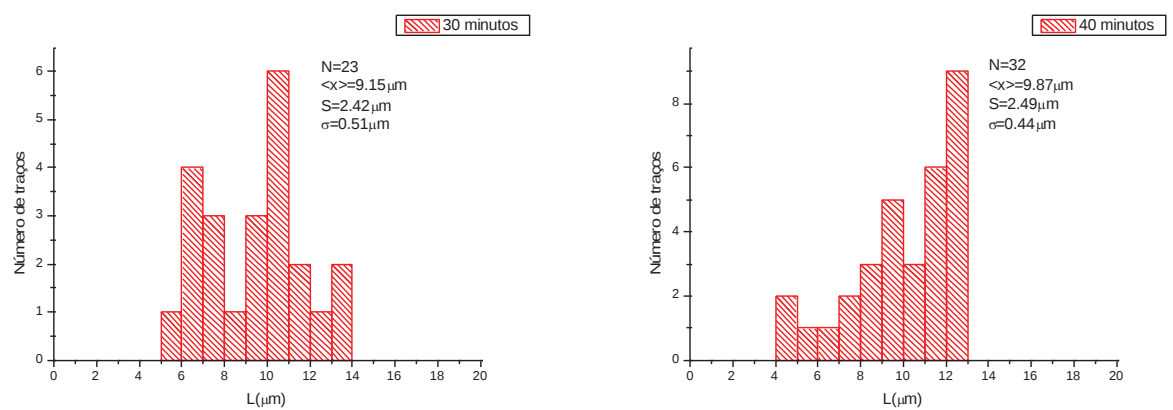


Figura-8: Curva de ataque químico da densidade de traços espontâneos. Barras de erro representam 1σ .

Para uma análise melhor dos resultados, foi feito a medida dos comprimentos dos traços confinados resultando nos seguintes histogramas da figura-9:



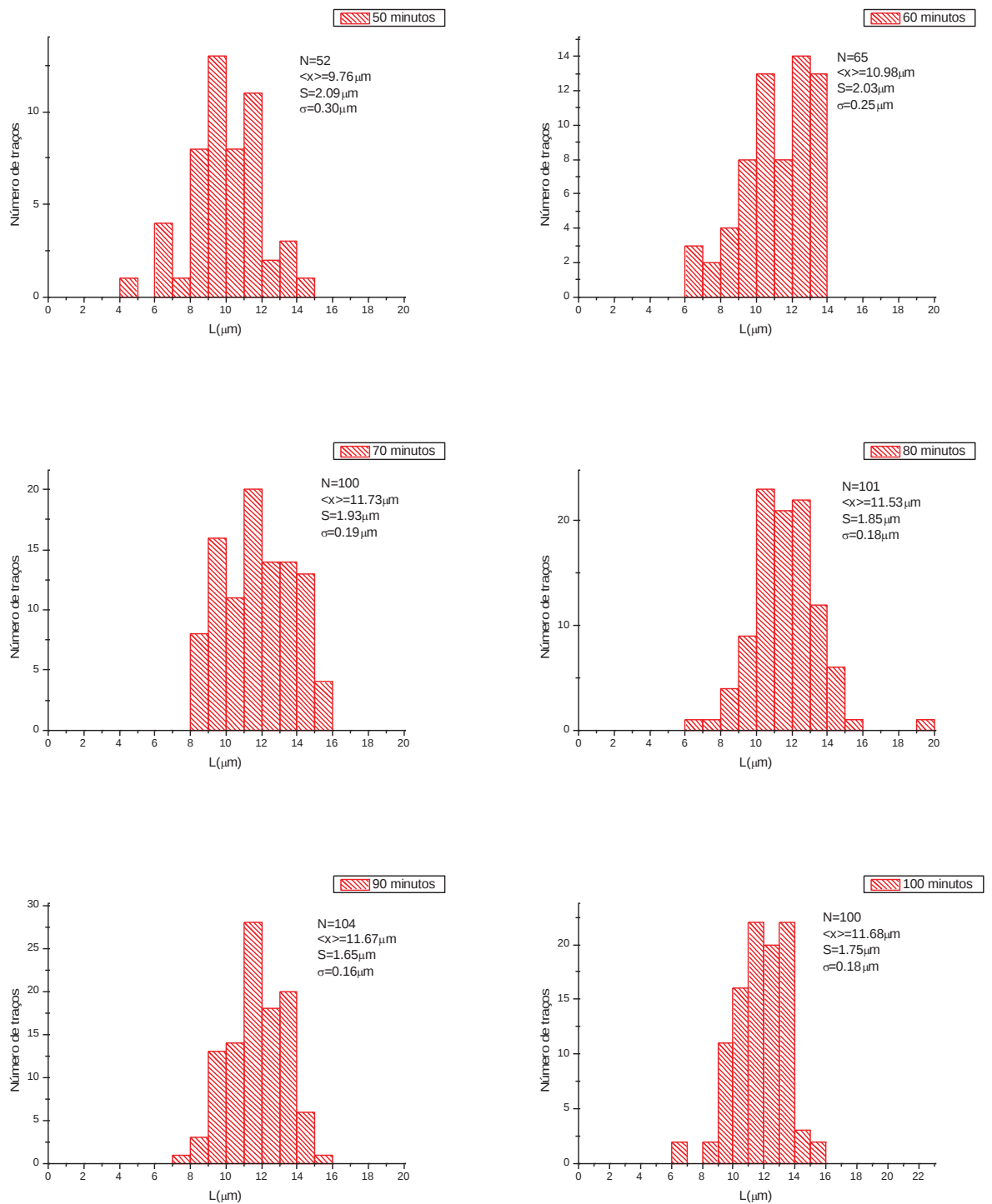


Figura-9: Histograma da distribuição de traços confinados, traço em traço (TT) e traço em fratura (TC). N é o número de traços medidos, $\langle x \rangle$ é a média do comprimento dos traços, S é o desvio da distribuição e σ é o desvio da média.

A tabela 5 apresenta o número de traços medidos, a média dos comprimentos dos traços $\langle x \rangle$, os desvios da distribuição S e o desvio da média σ .

Tabela 5: Dados dos histogramas da distribuição do comprimento dos traços.

Tempo (minutos)	30	40	50	60	70	80	90	100
Número de traços	23	32	52	65	100	101	104	100
$\langle x \rangle$ (μm)	9,15	9,87	9,76	10,98	11,73	11,53	11,67	11,68
S (μm)	2,42	2,49	2,09	2,03	1,93	1,85	1,65	1,75
σ (μm)	0,51	0,44	0,3	0,25	0,19	0,18	0,16	0,18

A seguir o gráfico da distribuição dos comprimentos de traços confinados (figura-10):

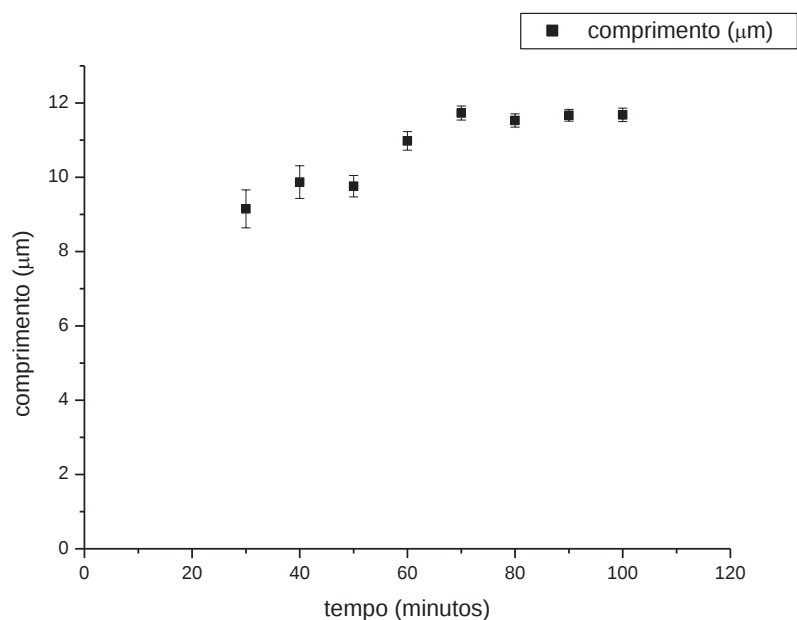


Figura-10: Curva de ataque químico da distribuição do comprimento de traços confinados. Barras de erro representam 1σ .

Observando o gráfico de densidades de traços de fissão não é possível concluir um tempo ótimo de ataque químico, porém conclui-se que 110 minutos, não é um tempo interessante devido a sua queda na eficiência de observação dos traços de fissão e como consequência na densidade dos mesmos. A explicação dessa queda se dá a dificuldade de se contar os traços que estão excessivamente atacados. Esses traços, por estarem exageradamente alargados, perdem sua característica.

Pelo gráfico da distribuição do comprimento de traços confinados, percebe-se que o início da estabilidade do aumento do comprimento dos traços está em 70 minutos. Este resultado nos permite concluir que o tempo ótimo de ataque está dentro do intervalo de 70 e 100 minutos.

Em especial, os tempos de 70 e 100 minutos não são seguros como tempo ótimo de ataque químico. Isto porque se considerarmos o tempo de 70 minutos, qualquer intervalo de tempo precedido, conduz a uma zona de traços sub-atacados. Inversamente, se for utilizado o tempo de 100 minutos, qualquer intervalo de tempo excedido, conduz a uma zona de traços super-atacados. Em ambos os casos, há alteração na eficiência de observação.

No tempo de 80 a 90 minutos no gráfico de densidade de traços espontâneos, existe um aumento significativo no número de traços seguido por uma pequena estabilidade em 100 minutos. A explicação mais plausível é que em 90 minutos o ataque químico alcança uma superfície inferior à superfície original, devido à corrosão do corpo do mineral. Como consequência, inicia-se a revelação de novos traços, pertencentes a essa nova superfície. Essa conclusão se dá porque neste tempo é possível observar traços bem revelados e traços muito pequenos, típicos de traços no início deste processo.

Conclui-se, portanto, que o tempo ótimo de ataque químico é de 80 minutos. Neste tempo, os traços em geral estão bem revelados deixando o observador confortável para análise dos mesmos. Cabe mencionar que mesmo neste ponto, há ainda poucos traços pequenos, no entanto eles são revelados suficientemente bem para serem reconhecidos.

3.5-Tentativa de datação da amostra FC

A idade obtida na amostra FC, nos remete ao período Permo- Triássico (240 ± 209 Ma), período em que a região sudeste sofreu com os efeitos da propagação de tensões compressãoais intraplaca, durante a *Orogenia La Ventana* (RAMOS, 1988; MILANI & RAMOS, 1998). Este evento tem como princípios a sutura da Patagônia à América do Sul. Esta orogenia gerou uma tensão principal máxima de sul para norte que condicionou a reativação de diversas falhas e lineamentos dentro da Bacia do Paraná e arredores (SOARES, 1991). Segundo Ribeiro *et al.*, (2003), estes lineamentos possuem grande relação com as atividades recorrentes de falhas dentro de cristalinos. Uma evidência do efeito dessa orogenia é vista no Alto Estrutual de Guatiguá localizado na Bacia do Paraná, reativando a Zona de Falha de Jacutinga (ROSTIROLLA *et al.*, 2000).

Pelo contexto, geral temos uma possível datação de uma reativação de falha pós Orogenia La Ventana. Após a reativação a amostra usada pode ter sido formada por hidrotermalismo em alguma falha do Complexo Atuba, isso seria possível devido a formação hidrotermal do epídoto ser gerada através de reações químicas com as rochas cristalinas da região. Porém, esta datação foi apenas uma tentativa de uso em falhas ou fraturas. Nesta foram encontradas dificuldades na utilização desse mineral assim como a quantidade usada (1 amostra).

Como mencionado na secção 3.2 (“Montagem e preparação das amostras”) a amostra se apresenta na forma de uma fina camada de epídoto. Essa foi a primeira vez que trabalhamos com uma amostra de epídoto nessa forma. Foi possível realizar a datação da amostra, mas averigou-se a existência de dificuldades experimentais (descritas no próximo parágrafo) que indicam a necessidade de se melhorar o tratamento dado à amostra.

Durante os procedimentos de montagem da amostra, foram conseguidos poucos grãos para a contagem dos traços fósseis de fissão. Desses grãos apenas uma pequena parte (cerca de 20%) apresentou boa qualidade ótica. Os outros grãos eram muito opacos, o que afeta a eficiência de medida do microscopista uma vez que dificulta a identificação dos traços. Além disso, a densidade de traços induzidos na mica muscovita após a irradiação com nêutrons térmicos foi baixa. Devido a escassez de grãos optou-se por utilizar o Método do Detector Externo (*External Detector Method* - EDM) para realizar a datação. No EDM a área utilizada para a contagem dos traços induzidos na mica muscovita tem de ser a mesma área utilizada

para a contagem dos traços espontâneos no mineral. A baixa densidade de traços no detector externo aumenta a incerteza na obtenção da idade do mineral. Uma forma de evitar esse problema é realizar a irradiação com uma fluência de nêutrons térmicos maior, gerando assim mais fissões induzidas do ^{235}U no mineral e, conseqüentemente, aumentando a quantidade de fragmentos de fissão que chegam ao detector externo. Na figura 11- é mostrado o histograma das idades obtidas grão a grão.

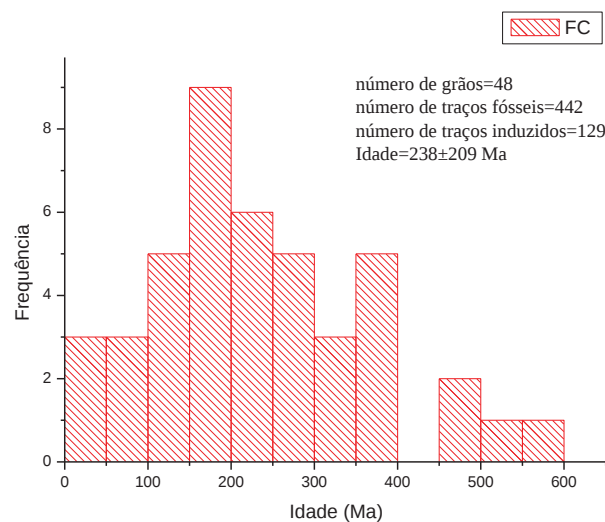


Figura-11: Histogramas da distribuição de idades da amostra FC.

Uma evidência para o elevado erro é a larga distribuição de idades mostrada no histograma acima. Este fato é observado normalmente em amostras de Bacias sedimentares, tal ocorrido não é visto em amostras de embasamento, como é o caso dessa amostra.

Considerando a formação do epídoto em superfície rasa, a idade obtida não mostra estar de encontro com evidencias geológicas, devido processos de erosão ocorridos durante milhares de anos, lançando a mesma para o mar ou bacias (HACKSPACHER *et al.*, 2004). Para confirmar essa idade será necessário o uso de mais amostras e geotermômetros para saber a taxa de denudação da região, com isso será possível saber o que houve com a amostra ao longo do tempo geológico.

Pelo fato de ser utilizada apenas uma amostra e pelas dificuldades experimentais encontradas na montagem, entende-se que a idade obtida não é conclusiva e não pode nos remeter resultados confiáveis.

IV-ESTUDO DE ANNEALING EM LABORATÓRIO

4.1-D-optimal

Moreira *et al.* (2005) desenvolveram uma metodologia baseada em um algoritmo estatístico, provindo de Aguiar *et al.* (2005), para a escolha de tratamentos térmicos para a obtenção de dados de um conjunto de *annealing*. Esta metodologia tem como base descobrir a combinação de m experimentos que minimiza a dispersão do ajuste de um dado modelo.

Para seu uso é inicialmente necessário definir o espaço dos possíveis experimentos, representados por ε_N , que contém todas as variáveis de condições experimentais possíveis. Neste trabalho seu uso foi para experimentos de *annealing*, portanto, ε_N representa dados de tempo e temperatura válidos para o determinado modelo de *annealing* a ser usado. Feito isso, um conjunto de m experimentos candidatos, ε_m , é escolhido aleatoriamente de ε_N . O valor de m é o número de experimentos que se deseja realizar. Após isso, encontra-se uma matriz modelo, X , de ε_m . Cada linha da matriz modelo representa um dado experimento. O número de colunas é o número de parâmetros, p , do modelo a ser ajustado. Cada elemento da linha é a derivada parcial do modelo com respeito a um parâmetro, calculado com os melhores valores de parâmetros conhecidos. Por isso, se a equação de um modelo é $f(t, T, a_1, \dots, a_p)$ onde $a_1, \dots, a_p$ são parâmetros do modelo, a matriz modelo torna-se:

$$X_{p \times m} = \begin{pmatrix} \frac{\partial f}{\partial a_1}(t_1, T_1) & \frac{\partial f}{\partial a_2}(t_1, T_1) & \dots & \frac{\partial f}{\partial a_p}(t_1, T_1) \\ \frac{\partial f}{\partial a_1}(t_2, T_2) & \frac{\partial f}{\partial a_2}(t_2, T_2) & \dots & \frac{\partial f}{\partial a_p}(t_2, T_2) \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \frac{\partial f}{\partial a_1}(t_m, T_m) & \frac{\partial f}{\partial a_2}(t_m, T_m) & \dots & \frac{\partial f}{\partial a_p}(t_m, T_m) \end{pmatrix} \quad (36)$$

Então, o determinante da matriz informação ($X'X$) é calculado. O conjunto *D-optimal* de experimentos é o que maximiza o $\det(X'X)$:

$$\det(X^* X) = \max_{\xi_m \Xi_m} [\det(X' X)^{-1}] \quad (37)$$

onde X^* é a matriz modelo das condições experimentais do conjunto *D-optimal* de experimentos e $\xi_m \Xi_m$ representa o grupo total de matrizes ξ_m escolhido de ξ_N . Isto corresponde a minimizar o determinante da matriz dispersão $(X' X)^{-1}$, desde que:

$$\det(X^* X) = \frac{1}{\det(X' X)^{-1}} \quad (38)$$

Para um tamanho constante da matriz dispersão, pode-se afirmar que quanto maior o $\det(X' X)^{-1}$, mais perto da ortogonalidade está a matriz dispersão. A ortogonalidade garante a independência dos parâmetros do modelo entre si e é útil quando se está interessado no significado dos parâmetros (AGUIAR *et al.*, 1995).

O modelo cinético para o *annealing* de traços de fissão adotado para se efetuar a otimização, foi o modelo de Laslett e Galbraith (1996). Os dados usados para ajustar este modelo foram os obtidos por Curvo (2005). Este ajuste é necessário porque o *D-optimal* funciona numericamente.

No processo de escolha dos experimentos a serem realizados, o espaço dos possíveis experimentos, ε_N , foi determinado usando tempos de aquecimentos de 1, 10 e 100 horas e temperaturas diversas. As temperaturas foram escolhidas entre 350 e 950° C, com intervalos de 65°C para o tempo de 1 hora, 60°C para o tempo de 10 horas e 55°C para o tempo de 100 horas.

Como resultado, foram obtidas várias possibilidades de temperaturas, estando eles no intervalo de 10 a 30 experimentos a serem desenvolvidos. Na figura-12 está o resultado do *D-optimal*:

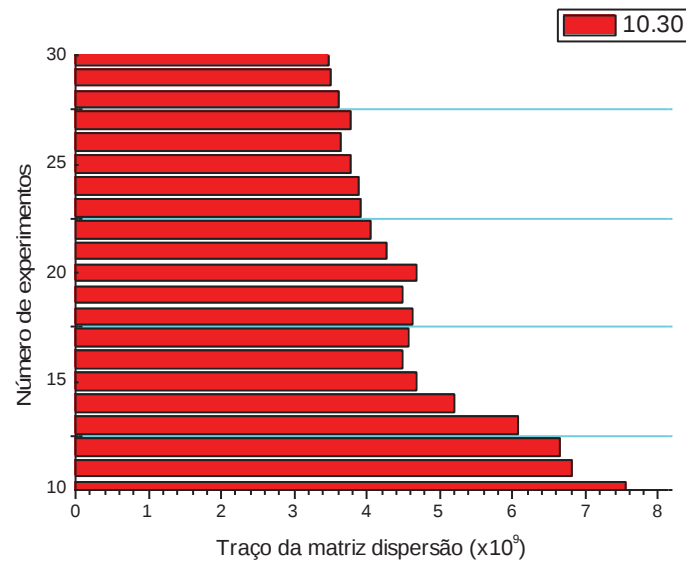


Figura-12: Gráfico do número de experimentos vs traço da matriz dispersão.

Neste gráfico, é mostrado que se pode obter informações significativas com a partir de 15 experimentos, após isso o acréscimo destas informações existem, porém em grandeza muito menor. Vale mencionar que para se ter uma informação completa seriam necessários infinitos experimentos.

A tabela 6 abaixo mostra quais foram os experimentos obtidos via *D-optimal*. Vale ressaltar que foram adicionadas as temperaturas de 515, 625 e 950°C, por haver um intervalo muito grande entre essas temperaturas.

Tabela 6: Experimentos escolhidos pelo *D-optimal* marcados com um x, utilizando o modelo de Laslett e Galbraith (1996) e os dados de ajuste do modelo de Curvo (2005). Em verde os pontos adicionados. As linhas representam as durações dos aquecimentos em horas e as colunas representam as temperaturas em °C.

Temperatura (°C)	350	405	460	515	545	590	610	625	650	710	735	740	770	800	805	825	830	950
1h	X				X		X					X			X		X	X
10h	X					X			X	X				X		X		
100h	X	X	X	X				X			X		X	X				

4.2-Aquecimentos

Para a obtenção de dados confiáveis de um conjunto de *annealing* é necessário ter um bom controle de temperatura. Para isso, usaram-se fornos construídos pelo Dr. Pedro Augusto Franco Pinheiro Moreira, os mesmos usados por ele para obtenção de dados de *annealing* semelhantes ao obtidos neste trabalho, porém com apatitas. Os experimentos foram realizados no IFGW-UNICAMP no Laboratório de Cronologia do Departamento de Cronologia e Raios Cósmicos (DRCC).

Para o controle de temperatura são usados dois termopares tipo K, um conectado ao forno e o outro, ao porta amostras. Esses termopares são ligados a um Controlador Universal de Processos N1100 (da marca NOVUS). Os dados são guardados em um *data logger* conectado a um *no-break*, garantindo que os dados fiquem guardados caso haja uma queda de energia.

Para as temperaturas mais elevadas usou-se o forno da AGM Labor, fabricado pela indústria Forlabo Ltda. Seu alcance máximo é de 1200°C e controle digital OMROM.

4.3-Tratamentos térmicos

Após as amostras retornarem do reator nuclear, onde foram induzidas fissões do ^{235}U , as mesmas foram submetidas a tratamentos térmicos de 1, 10 e 100 horas. O tempo utilizado para colocar e retirar estas amostras do forno, também foi bastante controlado, sempre em intervalos menores que 2 minutos. O tempo de resfriamento da amostra após a retirada do porta-amostra é menor que 1 minuto.

Durante o manuseio das amostras no forno, sua temperatura caía em média 15°C, e retornava ao equilíbrio térmico após aproximadamente 8 minutos. Na tabela 7 são mostradas as temperaturas médias dos termopares internos, seguidos pelos seus respectivos erros, dados pelo *field logger*.

Tabela 7: Variação da temperatura dos fornos durante os aquecimentos.

Temperatura (°C)	Tempo (horas)		
	1	10	100
350	348±1	346±1	350±1
405			401±1
460			458±1
515			513±1
545	540±1		
590		587±1	
610	613±1		
625			622±1
650		642±1	
710		706±1	
735			732±1
740	745±1		
770			773±1
800		795±1	
805	800±1		
825		820±1	
830	827±2		
950	947±2		

Terminado os aquecimentos, as amostras foram montadas, em resina, lixadas e polidas (Ver capítulo 3). O ataque químico foi feito, com 40% HF, a 15°C, por 80 minutos e neutralizados com NaHCO_3 (bicarbonato de sódio).

Juntamente com essas amostras aquecidas, foi montada também uma amostra irradiada, porém isenta de *annealing*. Essa amostra é a que nos fornece os valores de L_0 (comprimento dos traços sem *annealing*) e ρ_0 (densidade dos traços sem *annealing*). Na figura-13 estão mostrados os resultados obtidos após sua análise via microscopia óptica. Na tabela 8 são mostradas as densidades e comprimentos reduzidos dos traços:

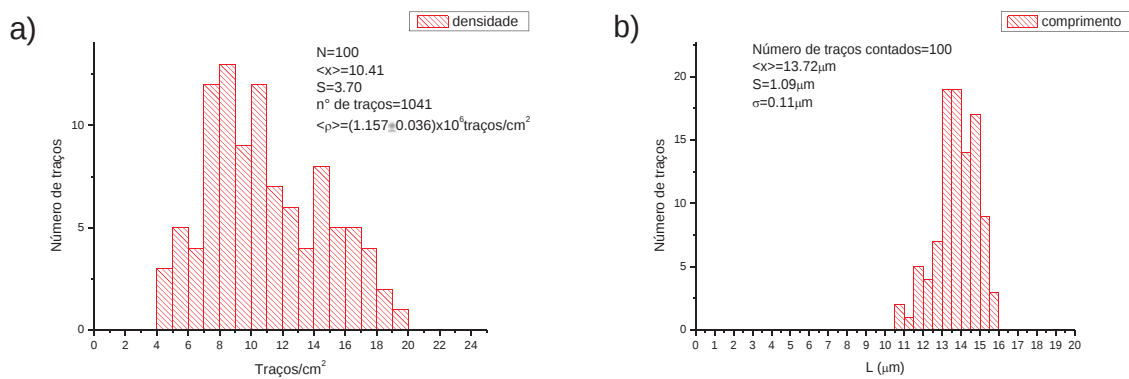


Figura-13: a) Histograma de densidade de traços induzidos. N é o número de grãos, $\langle x \rangle$ é a média dos traços por campo, S é o desvio da distribuição, $\langle \rho \rangle$ é a média da densidade de traços e, b) Histograma do comprimento de traços induzidos, $\langle x \rangle$ é a média do comprimento dos traços, S é o desvio da distribuição e σ é o desvio da média.

Tabela 8: Densidade e comprimento reduzido para aquecimentos de 1, 10 e 100 horas.

Temperatura (°C)	Tempo (horas)					
	1		10		100	
	ρ/ρ_0	L/L_0	ρ/ρ_0	L/L_0	ρ/ρ_0	L/L_0
350	1,08±0,05	0,92±0,01	0,91±0,04	0,95±0,01	0,70±0,04	0,91±0,01
405					0,60±0,03	0,89±0,01
460					0,63±0,03	0,85±0,02
515					0,59±0,03	0,84±0,01
545	0,80±0,04	0,92±0,01				
590			0,67±0,04	0,85±0,02		
610	0,60±0,03	0,85±0,01				
625					0,33±0,03	0,75±0,02
650			0,60±0,03	0,85±0,01		
710			0,44±0,02	0,77±0,01		
735					0,37±0,03	0,64±0,02
740	0,66±0,04	0,82±0,01				
770					0,17±0,02	0,54±0,02
800			0,22±0,01	0,55±0,03	0	
805	0,44±0,02	0,68±0,01				
825			0,03±0,09	0,44±0,05		
830	0,40±0,02	0,65±0,01				
950	0					

Abaixo estão os histogramas da distribuição do comprimento de traços confinados aquecidos por 1 hora (figura-14).

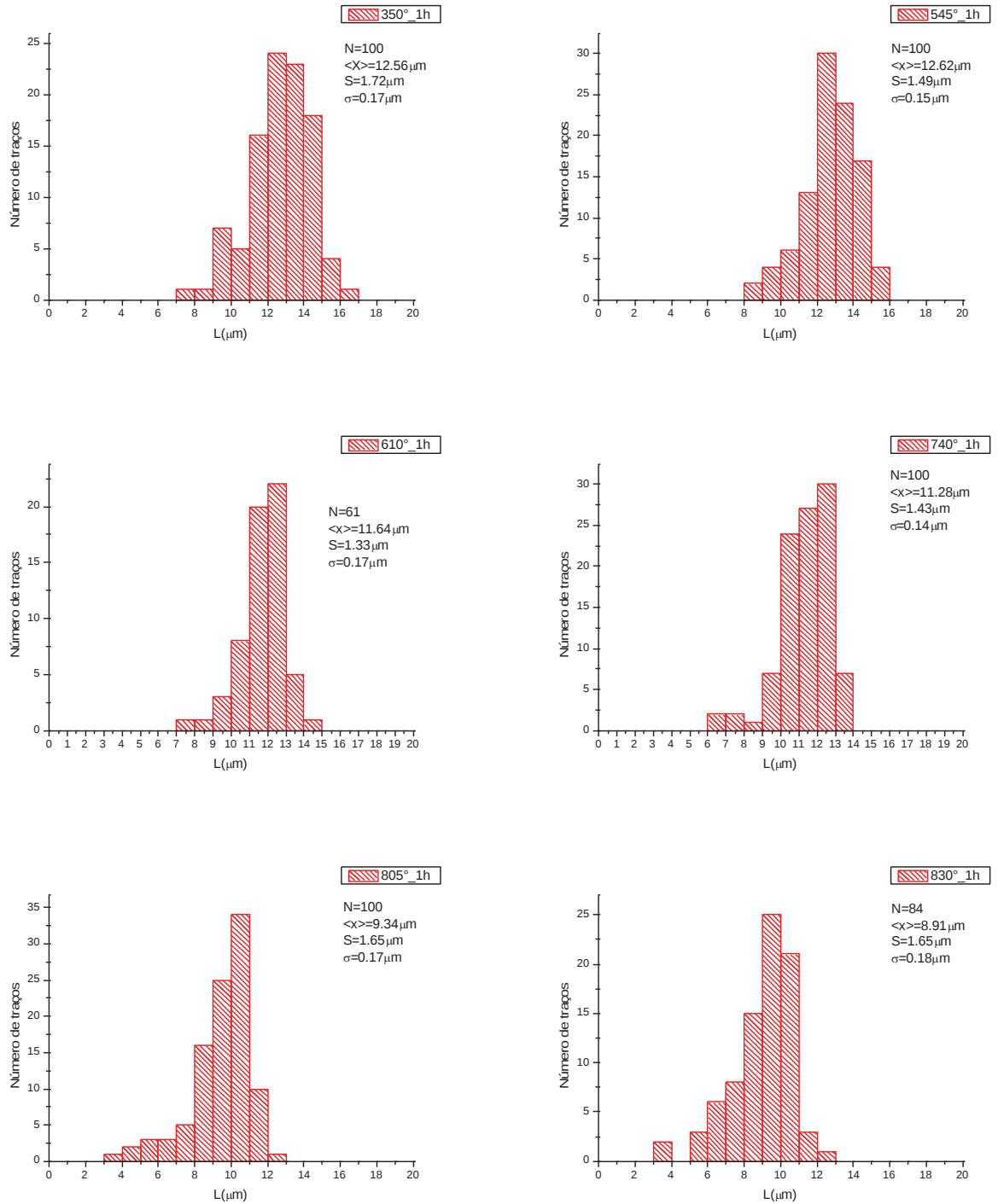
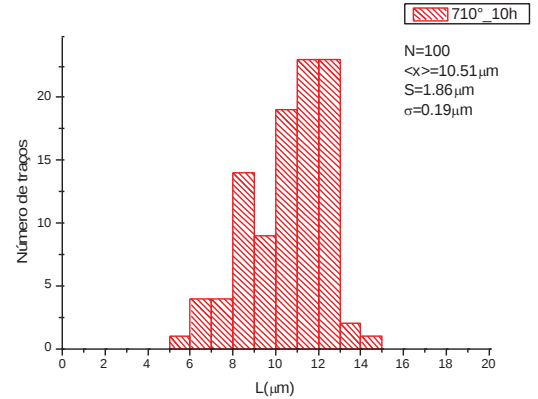
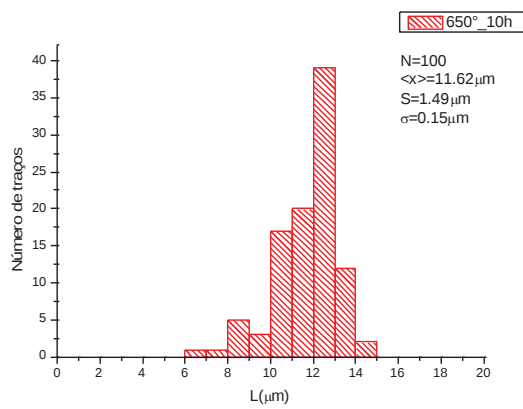
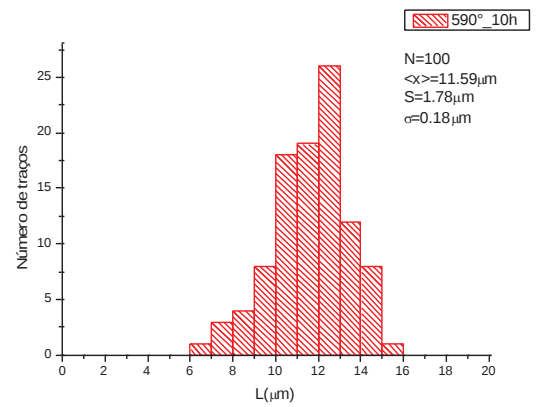
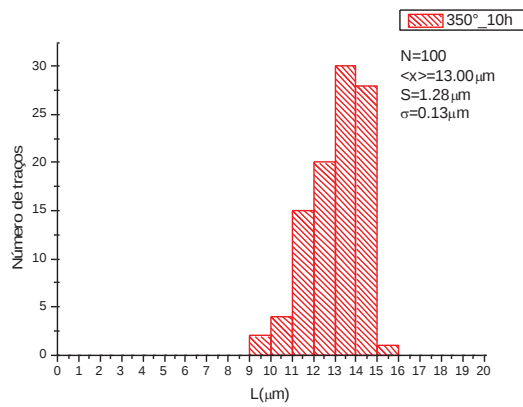


Figura-14: Histogramas da distribuição dos traços confinados aquecidos por 1 hora. O $\langle x \rangle$ é a média do comprimento dos traços, S é o desvio da distribuição e σ é o desvio da média.

Tabela 9: Dados da distribuição dos traços confinados aquecidos por 1 hora.

Temperatura (°C)	350	545	610	740	805	830
Número de traços medidos	100	100	61	100	100	84
$\langle x \rangle$ (μm)	12,56	12,62	11,64	11,28	9,34	8,91
S (μm)	1,72	1,49	1,33	1,43	1,65	1,65
σ (μm)	0,17	0,15	0,17	0,14	0,17	0,18

Abaixo estão os histogramas da distribuição do comprimento de traços confinados aquecidos por 10 horas (figura-15).



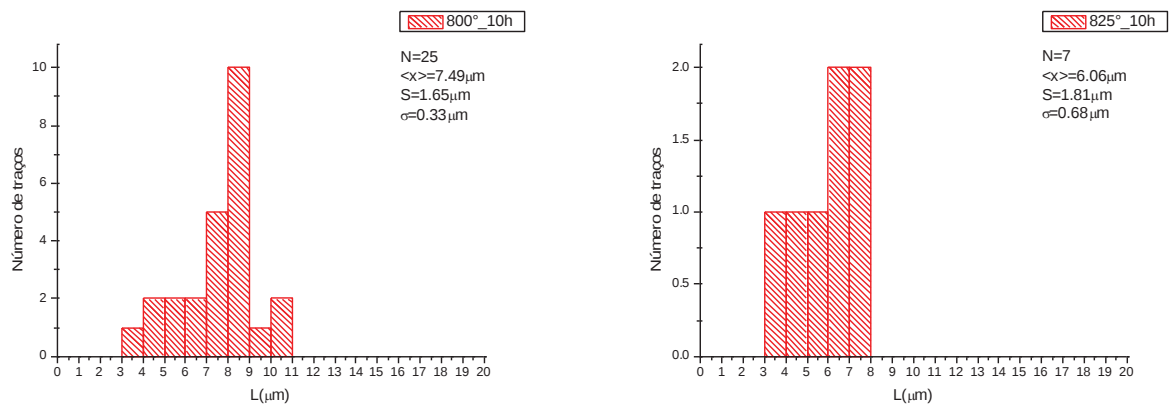
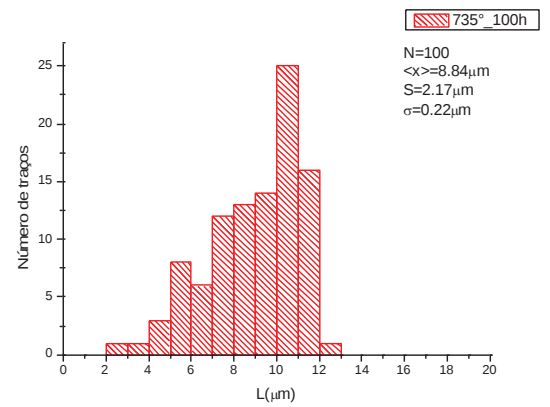
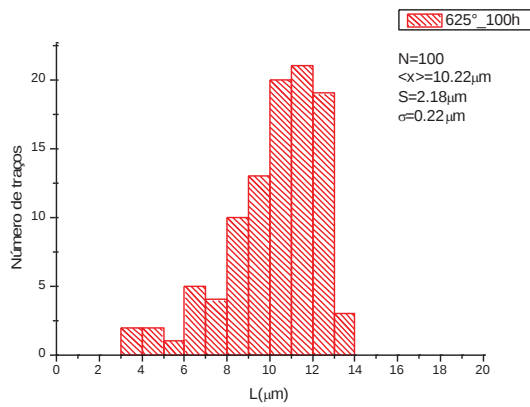
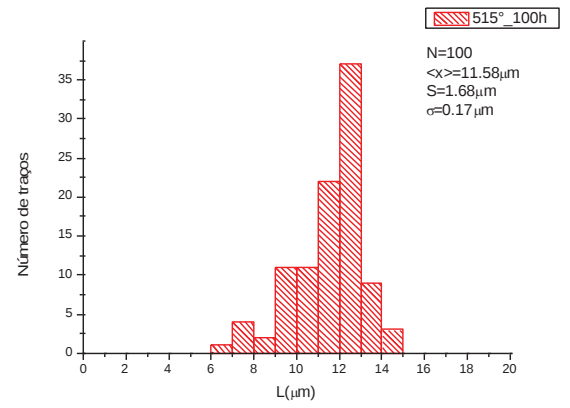
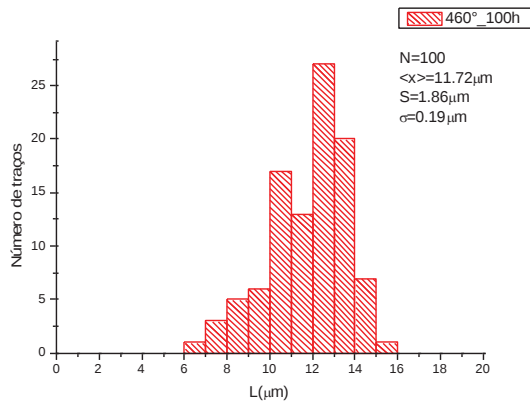
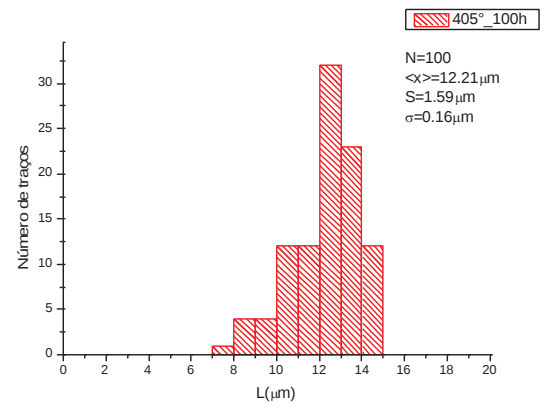
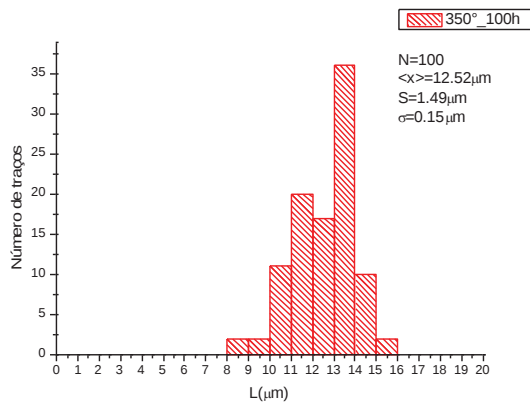


Figura-15: Histogramas da distribuição dos traços confinados aquecidos por 10 horas. O $\langle x \rangle$ é a média do comprimento dos traços, S é o desvio da distribuição e σ é o desvio da média.

Tabela 10: Dados da distribuição dos traços confinados aquecidos por 10 horas.

Temperatura (°C)	350	590	650	710	800	825
Número de traços medidos	100	100	100	100	25	7
$\langle x \rangle$ (μm)	13	11,59	11,62	10,51	7,49	6,06
S (μm)	1,28	1,78	1,49	1,86	1,65	1,81
σ (μm)	0,13	0,18	0,15	0,19	0,33	0,68

Abaixo estão os histogramas da distribuição do comprimento de traços confinados aquecidos por 100 horas (figura-16).



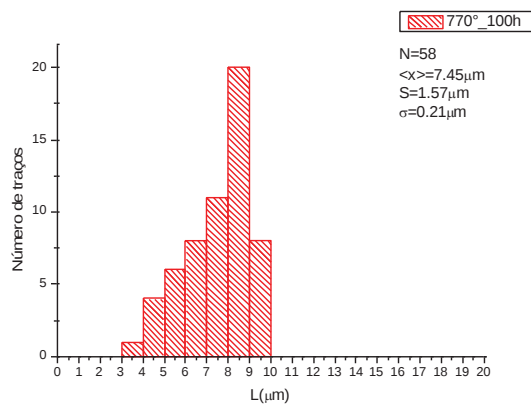


Figura-16: Histogramas da distribuição dos traços confinados aquecidos por 100 horas. O $\langle x \rangle$ é a média do comprimento dos traços, S é o desvio da distribuição e σ é o desvio da média.

Tabela 11: Dados da distribuição dos traços confinados aquecidos por 100 horas.

Temperatura (°C)	350	405	460	515	625	735	770
Número de traços medidos	100	100	100	100	100	100	58
$\langle x \rangle$ (μm)	12,52	12,21	11,72	11,58	10,22	8,84	7,45
S (μm)	1,49	1,59	1,86	1,68	2,18	2,17	1,57
σ (μm)	0,15	0,16	0,19	0,17	0,22	0,22	0,21

Abaixo estão os histogramas da distribuição da densidade de traços confinados aquecidos por 1 hora (figura-17).

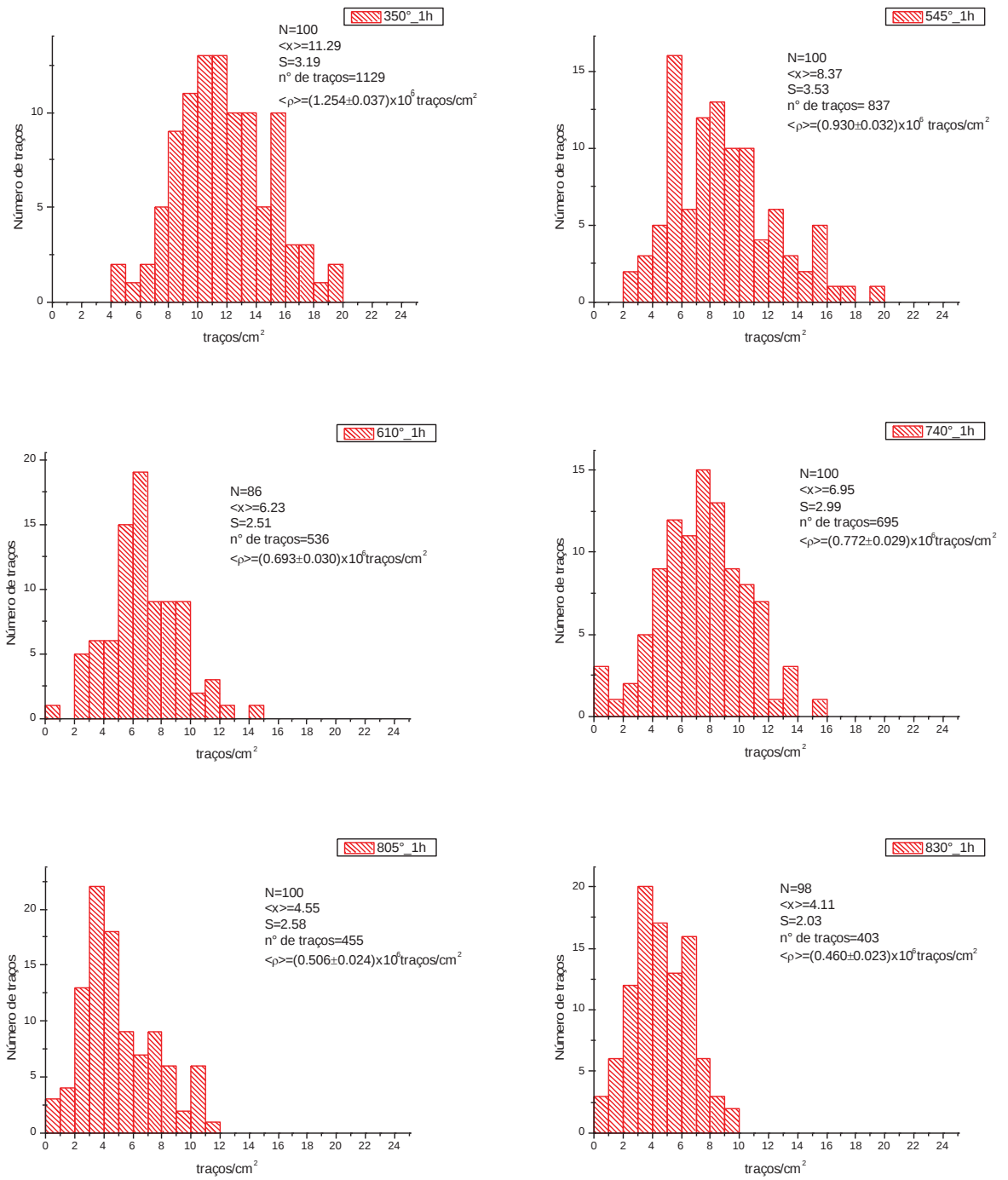
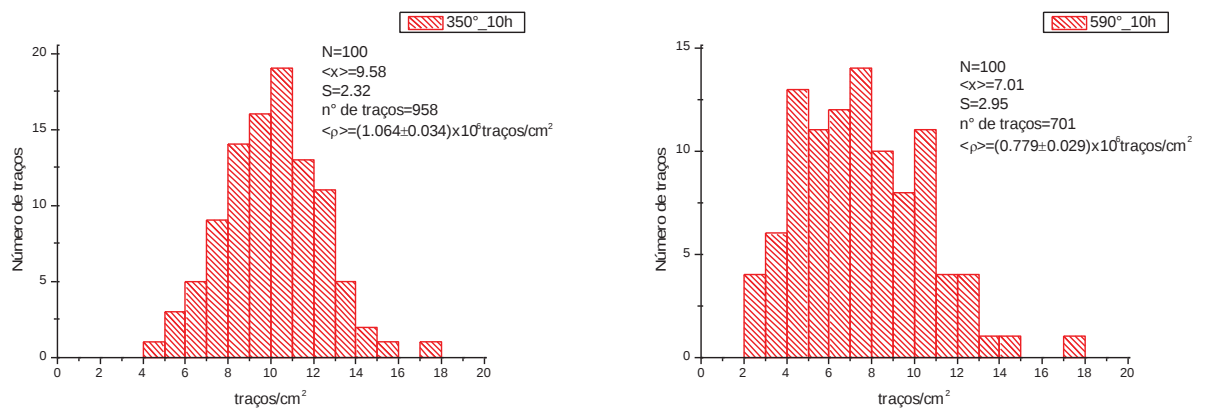


Figura-17: Histogramas da densidade de traços aquecidos por 1 hora.

Tabela 12: Dados da densidade de traços aquecidos por 1 hora.

Temperatura (°C)	350	545	610	740	805	830	950
Número de grãos	100	100	86	100	100	98	100
$\langle x \rangle$ (traços/campo)	11,29	8,37	6,23	6,95	4,55	4,11	0
S	3,19	3,53	2,51	2,99	2,58	2,03	-
Nº de traços	1129	837	536	695	455	403	0
$\langle \rho \rangle$ ($\times 10^6$ traços/cm ²)	$1,254 \pm 0,037$	$0,930 \pm 0,032$	$0,693 \pm 0,030$	$0,772 \pm 0,029$	$0,506 \pm 0,024$	$0,460 \pm 0,023$	-

Abaixo estão os histogramas da distribuição da densidade de traços confinados aquecidos por 10 horas (figura-18).



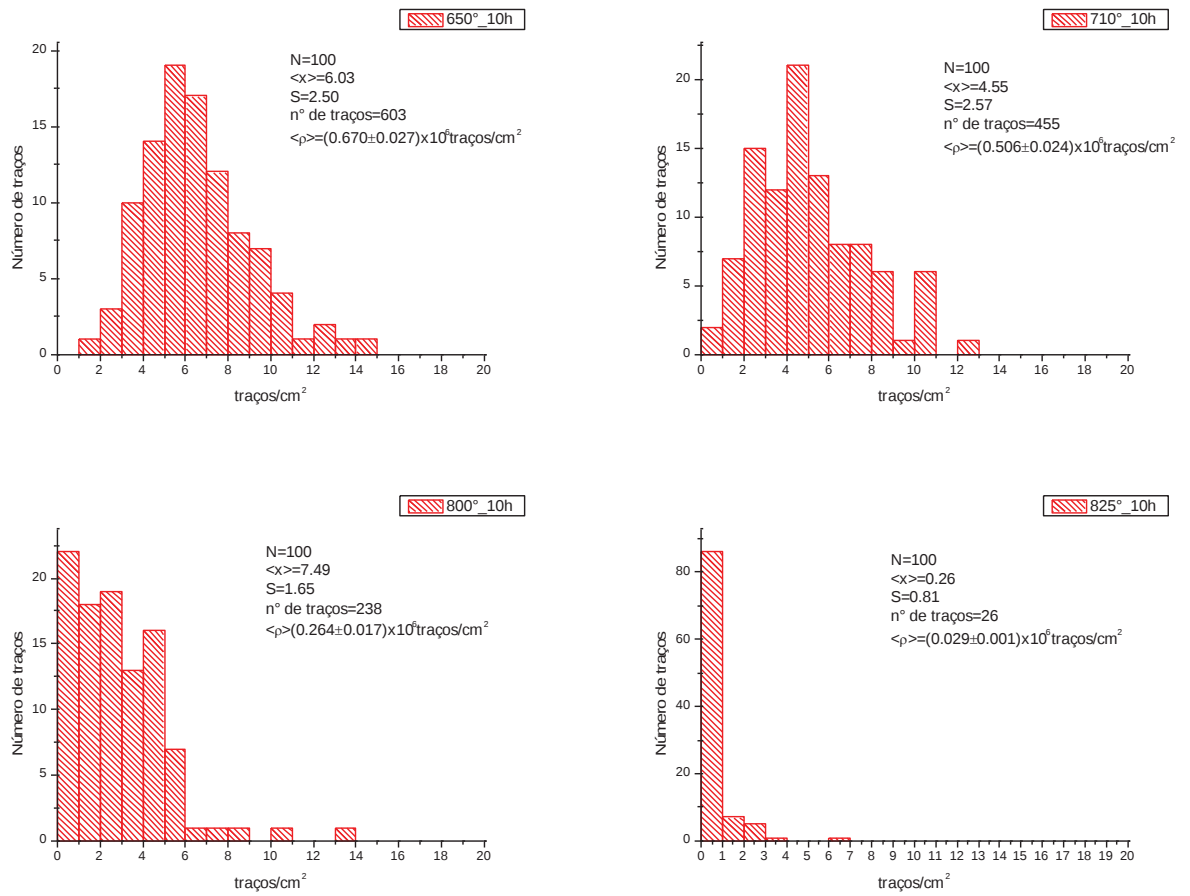
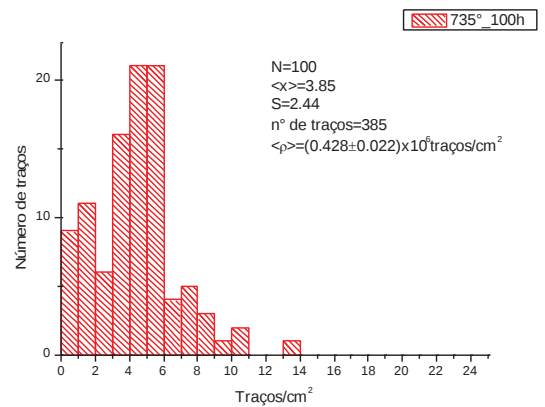
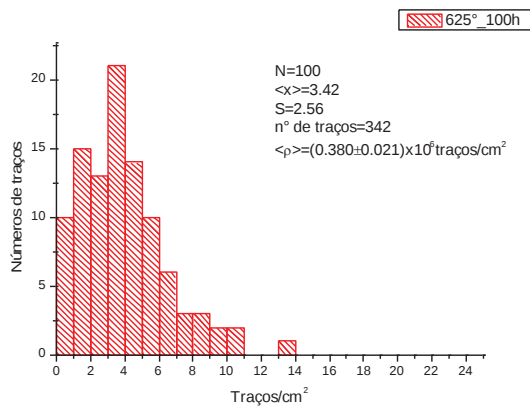
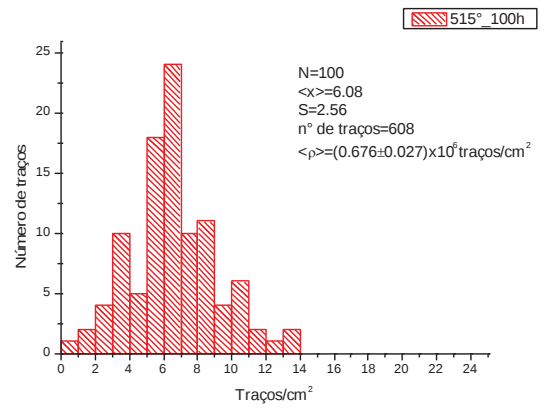
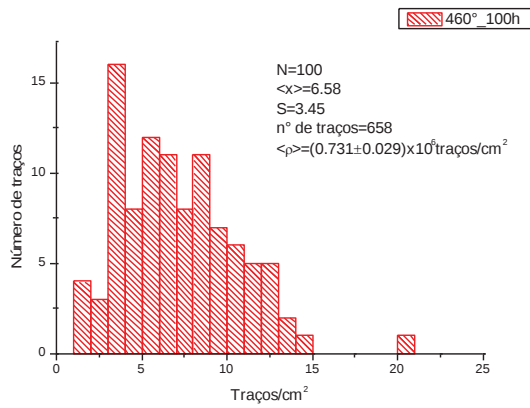
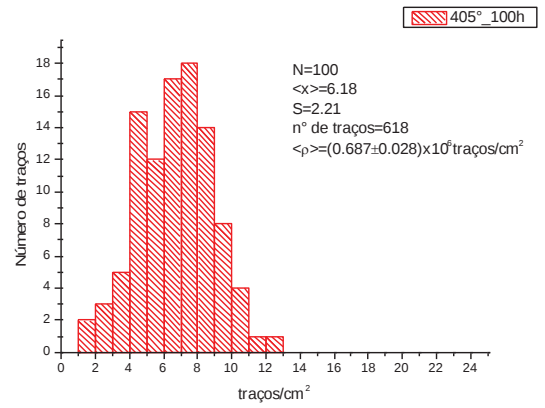
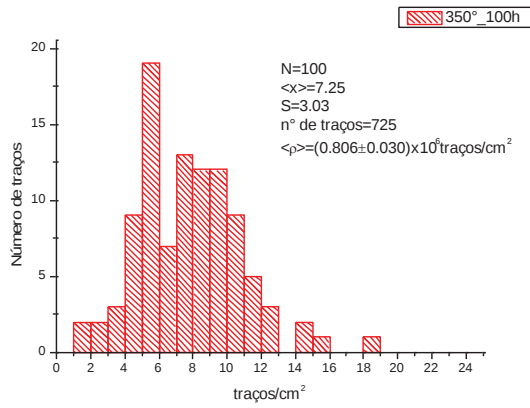


Figura-18: Histogramas da densidade de traços aquecidos por 10 horas.

Tabela 13: Dados da densidade de traços aquecidos por 10 horas.

Temperatura (°C)	350	590	650	710	800	825
Número de grãos	100	100	100	100	100	100
$\langle x \rangle$ (traços/campo)	9,58	7,01	6,03	4,55	7,49	0,26
S	2,32	2,95	2,5	2,57	1,65	0,81
N° de traços	958	701	603	455	238	26
$\langle \rho \rangle$ ($\times 10^6$ traços/campo)	$1,060 \pm 0,034$	$0,779 \pm 0,029$	$0,670 \pm 0,027$	$0,506 \pm 0,024$	$0,264 \pm 0,017$	$0,029 \pm 0,001$

Abaixo estão os histogramas da distribuição da densidade de traços confinados aquecidos por 100 horas (figura-19).



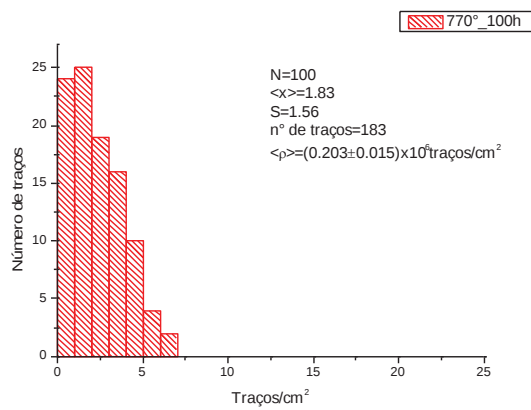


Figura-19: Histogramas da densidade de traços aquecidos por 100 horas.

Tabela 14: Dados da densidade de traços aquecidos por 100 horas.

Temperatura (°C)	350	405	460	515	625	735	770	800
Número de grãos	100	100	100	100	100	100	100	100
<x> (traços/campo)	7,25	6,18	6,58	6,08	3,42	3,85	1,83	-
S	3,03	2,21	3,45	2,56	2,56	2,44	1,56	-
N° de traços	725	618	658	608	342	385	683	0
<ρ> (x10 ⁶ traços/campo)	0,806±0,030	0,687±0,028	0,731±0,029	0,676±0,027	0,380±0,021	0,428±0,022	0,203±0,015	0

Em geral, os histogramas acima apresentaram um comportamento bem definido, esperado para esses experimentos. Como resultado, tem-se as curvas de *annealing*, plotadas na figura-20 e figura-21 para o comprimento e densidade dos traços normalizados, respectivamente:

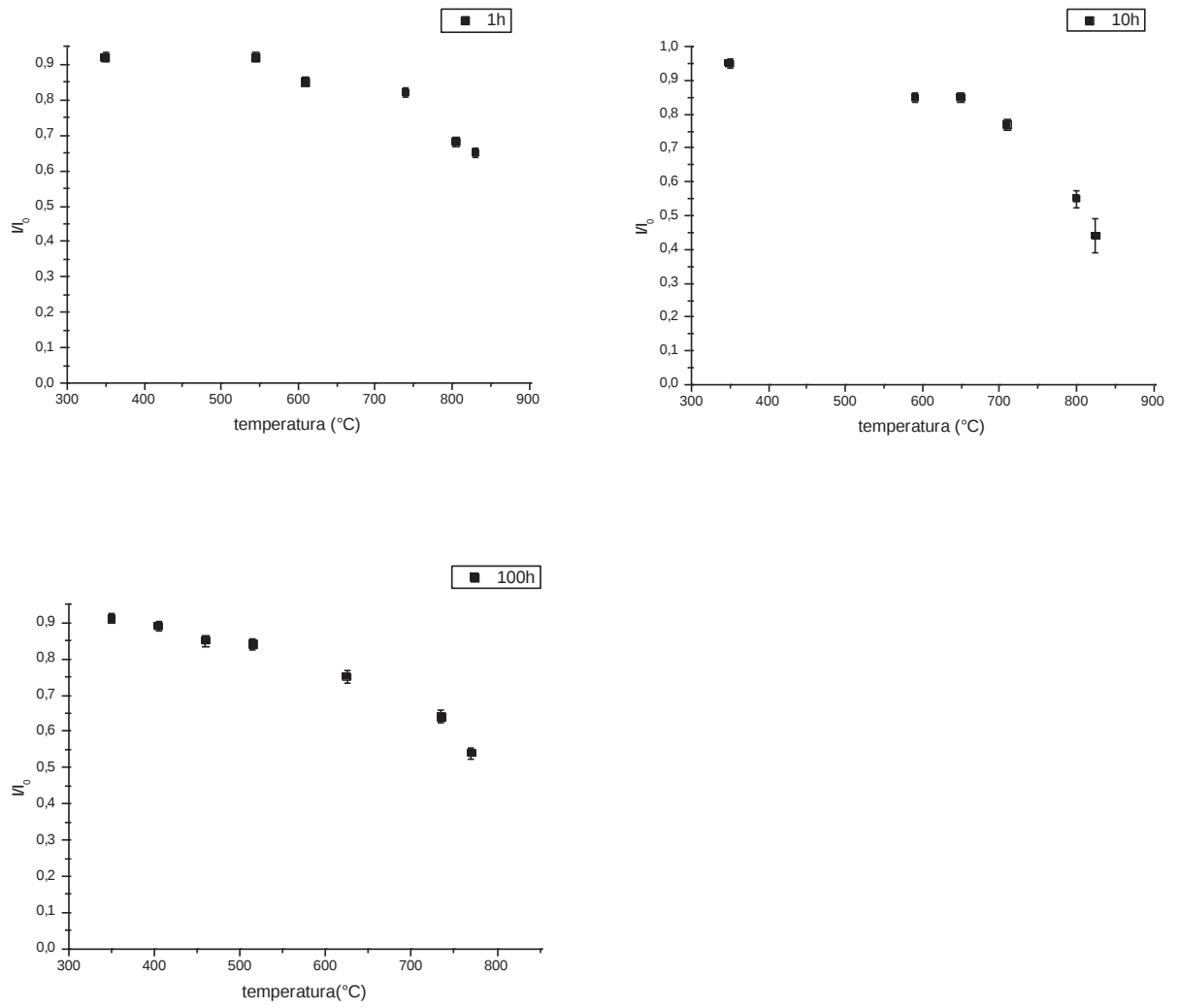
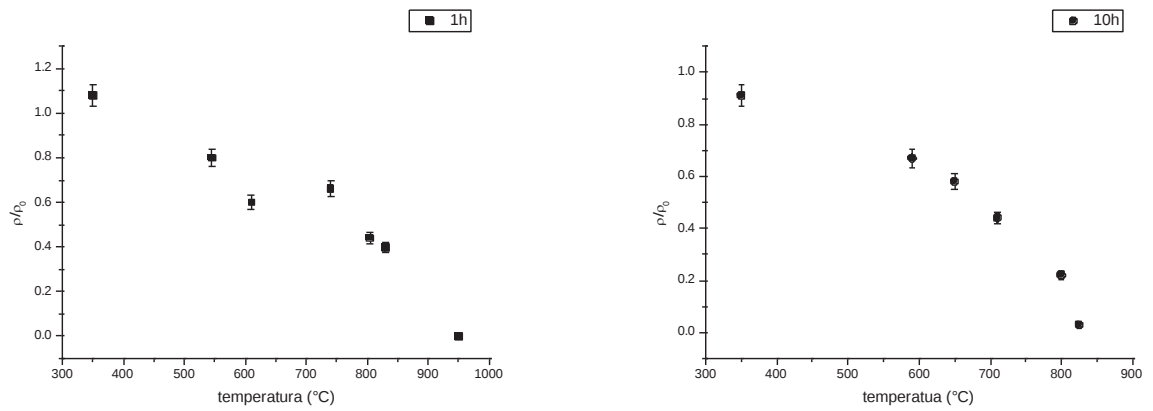


Figura-20: Relação entre o comprimento normalizado dos traços e a temperatura, para os tempos de 1, 10 e 100 horas.



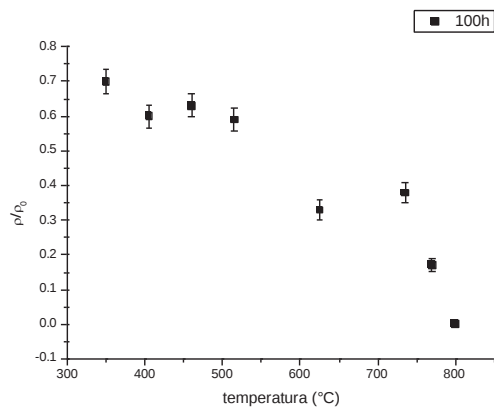


Figura-21: Relação entre a densidade normalizada de traços e temperatura, para tempos de 1, 10 e 100 horas.

Para a curva da densidade, considerando 10 horas de aquecimento, pode-se perceber que a curva é bem comportada, havendo diminuição contínua, na medida em que se aumenta a temperatura. Inversamente, para os tempos de 1 e 100 horas, há uma flutuação dos pontos, não obedecendo assim o comportamento prévio. Este resultado era de certa forma esperado, já que em Curvo (2005) apresenta um comportamento semelhante também na densidade. Segundo este trabalho, a causa desta variação pode estar relacionada a não distribuição uniforme de urânio.

Para o caso da distribuição dos comprimentos dos traços confinados, medida esta que não depende do conteúdo de urânio, houve um bom comportamento frente aos aquecimentos, indicando que esta não uniformidade da distribuição do urânio pode ser uma das causas para a flutuação estatística observada.

Os gráficos do conjunto de *annealing* mostraram um comportamento esperado, no qual apresentou redução tanto no comprimento como na densidade de traços e, a partir de certa temperatura uma queda brusca em ambos os casos. O mesmo efeito pode ser visto em Tello (1998) para as apatitas e Curvo (2005) para os epídotos.

Com a junção dos dados dessas curvas foram feitas curvas de densidade e comprimento reduzidos (figuras 22 e 23).

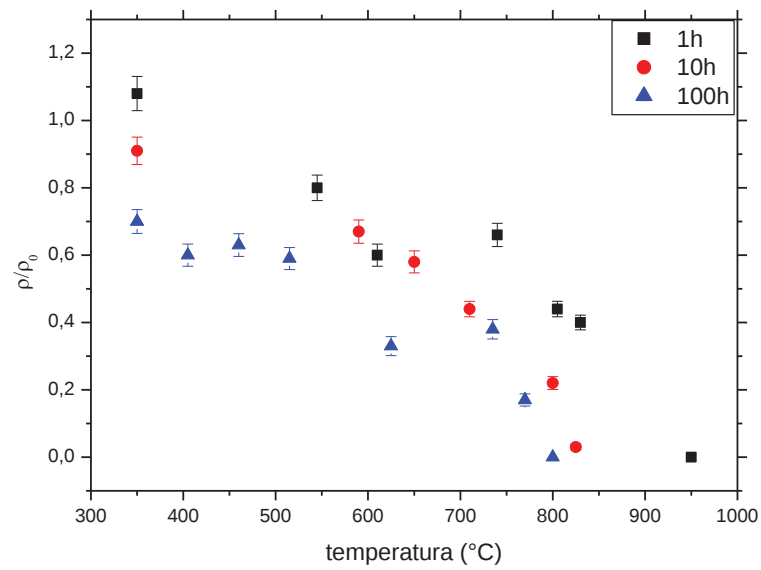


Figura-22: Curva de densidade reduzida para os tempos de 1, 10 e 100 horas.

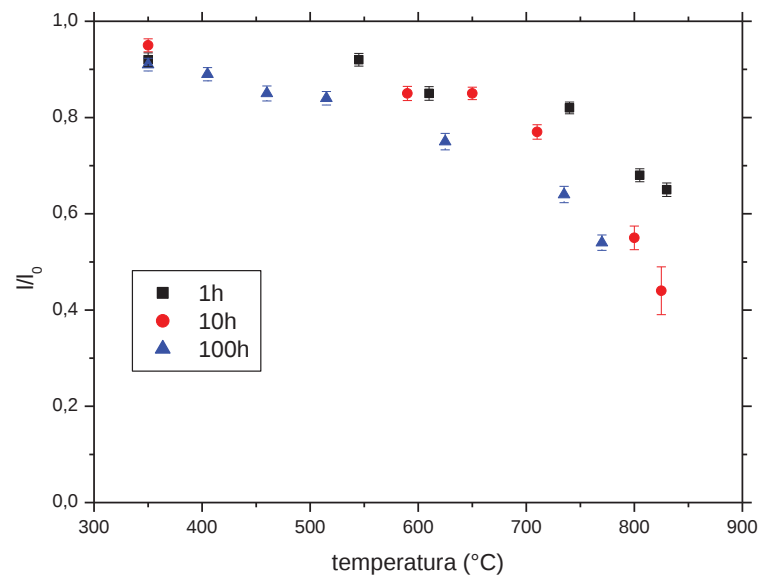


Figura-23: Curva de comprimento reduzido para os tempos de 1, 10 e 100 horas.

A seguir apresenta-se a curva de correção de idades obtidas a partir das curvas de densidade e comprimento reduzidos (figura-24):

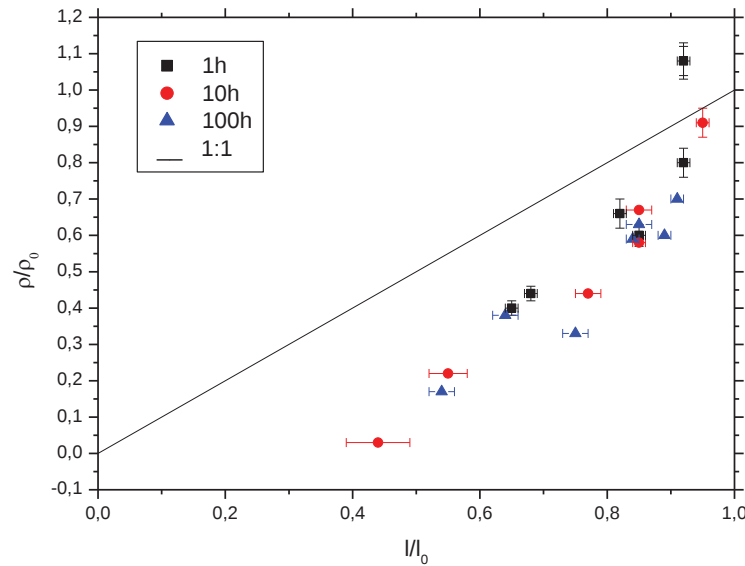


Figura-24: Curva de correção ρ/ρ_0 vs l/l_0 , para epídoto para os tempos de 1, 10 e 100 horas.

Esta correção de idades por comprimento de traços foi proposta por Storzer e Wagner, (1969). Ela se baseia no fato de que os traços que sofreram *annealing* natural são menores que os traços induzidos, isentos de qualquer aquecimento. A diminuição no comprimento dos traços gera como consequência uma diminuição em sua densidade. Assim, os traços espontâneos possuem menor eficiência de observação, comparados com as eficiências de observação dos traços induzidos. Deste modo, esta curva visa determinar o número percentual de traços espontâneos que não foram revelados devido ao *annealing*.

As figuras-25 e 26 apresentam a junção dos dados deste trabalho com os resultado obtido por Curvo (2005):

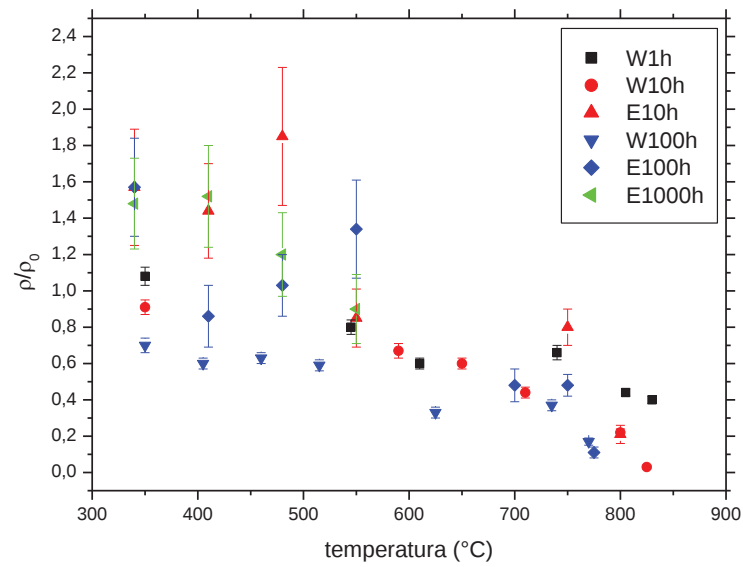


Figura-25: Curva de densidade reduzida para os tempos de 1, 10, 100 e 1000 horas. As letras W e E, representam os dados obtidos nesse projeto e os dados de Curvo (2005), respectivamente.

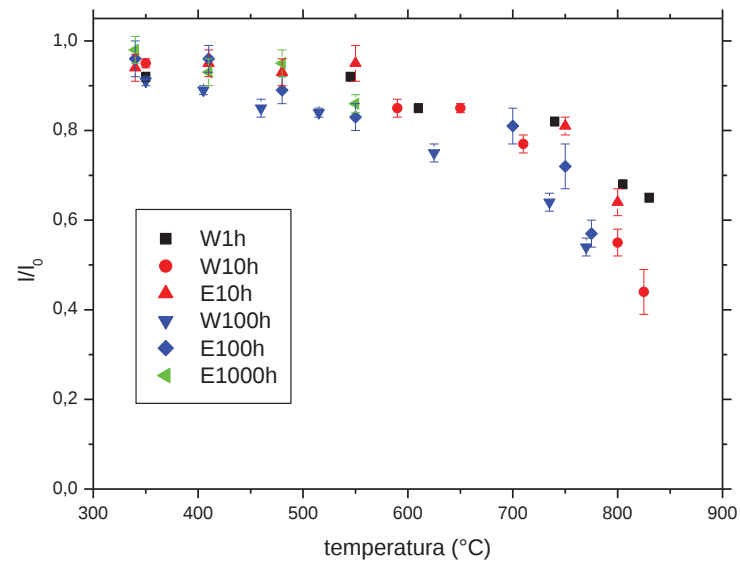


Figura-26: Curva comprimento reduzido para os tempos de 1, 10, 100 e 1000 horas. As letras W e E, representam os dados obtidos nesse projeto e os dados de Curvo (2005), respectivamente.

Esta junção de dados foi proposta no início do projeto por comunicação pessoal com Curvo. Deste modo, apresenta-se neste trabalho uma complementaridade com os dados de Curvo (2005). Cabe mencionar que ambos os projetos foram realizados no mesmo grupo de pesquisa. A junção dos dados resulta na curva de correção plotada na figura-27:

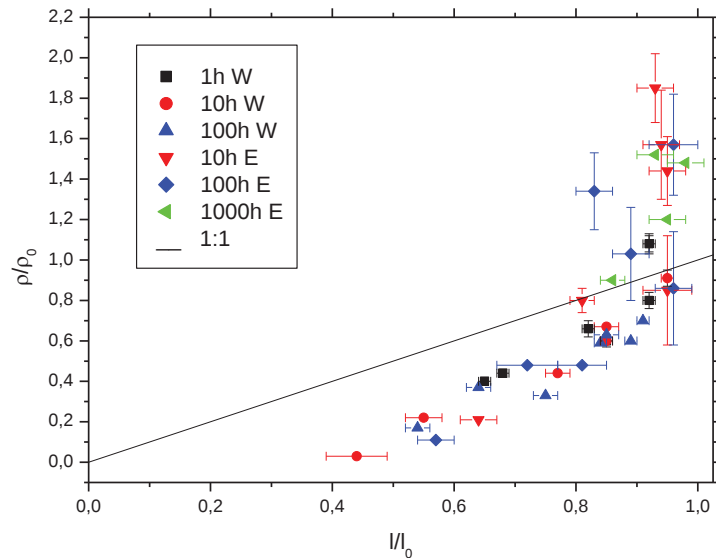


Figura-27: Curva de correção ρ/ρ_0 vs l/l_0 , para epidoto para os tempos de 1, 10, 100 e 1000 horas. As letras W e E, representam os dados obtidos nesse projeto e os dados de Curvo, (2005), respectivamente.

4.4-Ajustes dos dados com o modelo cinético de *annealing* para traços de fissão de Guedes *et al.*, 2005

O ajuste do conjunto de dados com o modelo cinético visa conduzir a uma estimativa da zona de *annealing* parcial (ZAP) para o epidoto. O modelo escolhido para o tratamento de dados foi o Guedes *et al.*, (2005). A ZAP nos dá informações sobre um intervalo de temperatura de redução dos traços de fissão. Este intervalo se encontra entre 10 e 90% de seu valor inicial.

O ajuste dos dados para obtenção dos parâmetros foi feito através da equação 33 usando o método dos mínimos quadrados do *software* Origin 7.5. Como resultado, foram encontrados os seguintes parâmetros: $n = 0.68$, $w = 10.55$, $U_0 = 0.105$, $A_1 = 0.0012$ e $A_2 =$

6×10^{-6} . O chi-quadrado do ajuste foi de 0,00265. Os ajustes nas curvas são mostrados nos gráficos a seguir:

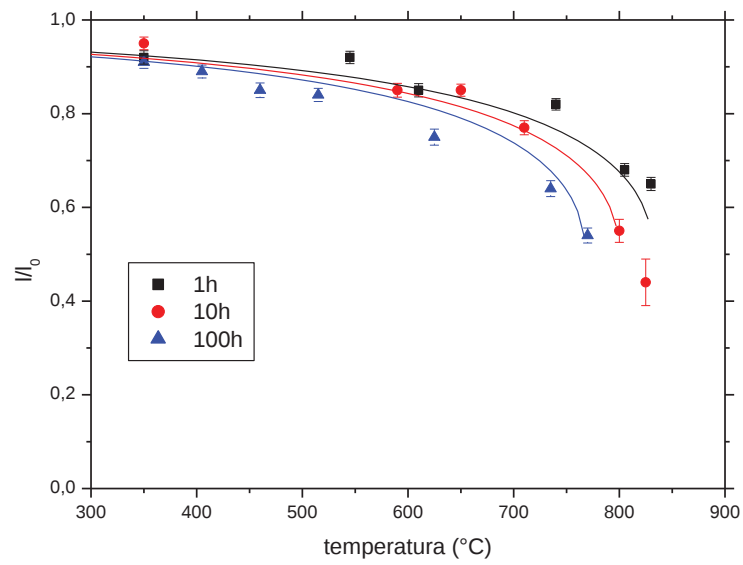


Figura-28: Ajuste dos dados de *annealing* com o modelo cinético.

E a estimativa dada para a ZAP em epídoto está mostrada na figura29:

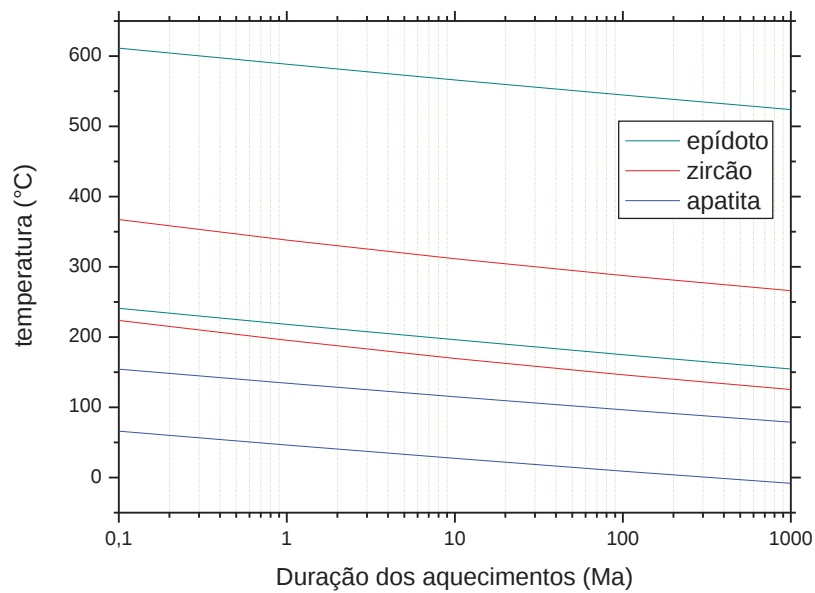


Figura-29: Zona de *annealing* parcial da apatita, zircão e epídoto.

Juntando os dados deste trabalho com dados obtidos em Curvo (2005) e pela equação 33, foram encontrados os parâmetros com valores de: $n = 0.7$, $w = 12.67$, $U_0 = 0.113$, $A_1 = 0.0022$ e $A_2 = 0.00002$, com o valor de chi-quadrado do ajuste de 0,00184. Os ajustes nas curvas são mostrados a seguir na figura-30:

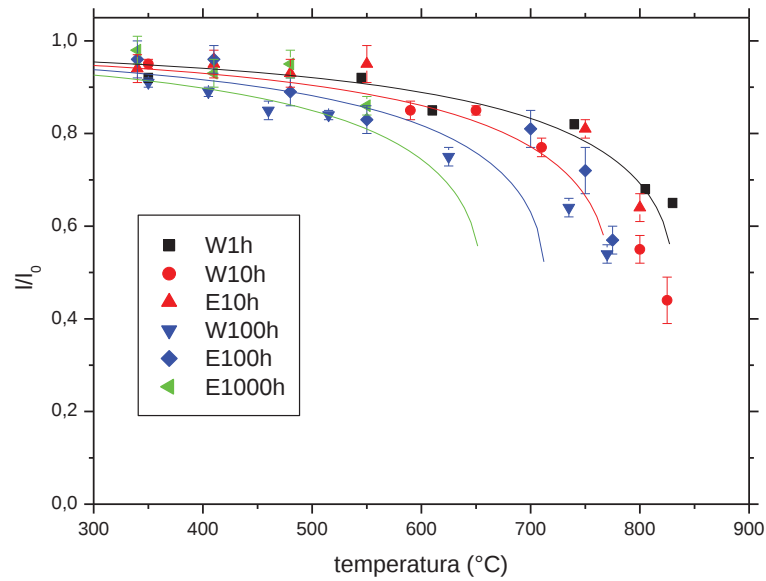


Figura-30: Ajuste dos dados desse projeto mais os de Curvo (2005), com o modelo cinético.

E a estimativa dada para a ZAP em epídoto está mostrada na figura-31:

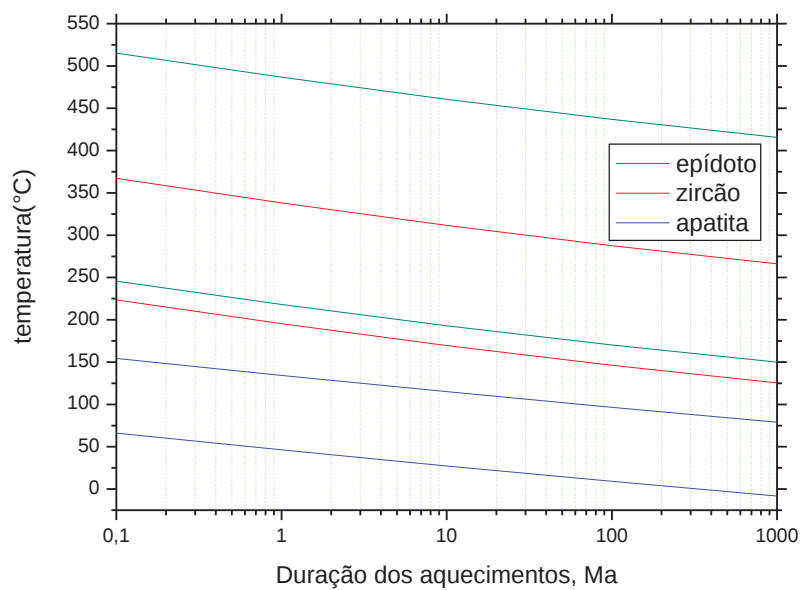


Figura-31: Zona de *annealing* parcial da apatita, zircão e epídoto.

Os limites da ZAP encontrada com os dados obtidos nesse trabalho são de 218,2 a 588,4°C, para o período de 1 milhão de anos. Quando unidos com os do Curvo (2005) os limites dessa ZAP são 218,1 a 486,7°C, para o período de 1 milhão de anos. Os dados de Curvo (2005) fornece a ZAP de 411 a 544°C, para o período de 1 milhão de anos. Ou seja, os três casos a ZAP do epidoto é superior a ZAP da apatita e no primeiro e segundo é apresentado uma intersecção com a ZAP do zircão.

V-CONCLUSÃO

Neste trabalho constatou-se que o melhor tempo de ataque químico para a revelação dos traços de fissão em epídoto com o reagente HF 40%, a 15°C, é 80 minutos. Esse novo ataque químico substitui o antigo realizado com HF 48%, a 35°C por 16 minutos, o qual trazia mais risco ao manipulador.

Através dos dados deste trabalho e utilizando o modelo de *annealing* do Grupo de Cronologia da UNICAMP chegou-se aos limites da ZAP para epídoto entre 218 a 588°C (para o tempo de 1Ma). Quando os dados desse trabalho são unidos com os de Curvo (2005) a ZAP estende-se entre 218 e 487°C (para o tempo de 1Ma). Esse resultado situa a ZAP do epídoto acima daquela da apatita e possuindo intersecção com a do zircão (possuindo contudo o limite superior da ZAP acima da do zircão). Não há na literatura conjuntos de *annealing* para epídoto que apresentem a redução do comprimento dos traços, nestes termos os dados obtidos neste trabalho são inovadores.

Por fim, a amostra pertencente à falha próximo a cidade de Curitiba-PR foi datada utilizando-se o EDM, com resultado de 240 ± 209 Ma. Pelo fato de se ter utilizado apenas uma amostra e pelas dificuldades experimentais encontradas na montagem, entende-se que o resultado não é conclusivo e não pode nos remeter confiança. Porém em trabalhos futuros, será dada continuidade no aperfeiçoamento da datação dessa amostra.

REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA

Aguiar, P. F., Bourguignon, B., Khots, M. S., Massart, D. L., Phan-Than-Luu R. *Tutorial: D-optimal designs*. Chemometrics and Intelligent Laboratory Systems, 30, pg. 199-210, (1995).

Almeida, F. F. M. *Origem e evolução da plataforma brasileira*. Boletim DGM/DNPM, 241, pg. 1-36 (1967).

Almeida, F.M.M. *Diferenciação tectônica da Plataforma Brasileira*. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 23, Salvador, Anais, pg. 29 – 46 (1969).

Almeida, F. F. M. *The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil*. Anais da Academia Brasileira de Ciências. 48, pg.15-26 (1976).

Almeida, F. F. M.; Hasui, Y.; Brito Neves, B. B. DE; Fuck, R. A. *As províncias estruturais brasileiras*. In: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, 8, Campina Grande, 1977. Atas, pg. 363-391 (1977).

Almeida, A. R.; Sial, A. N.; Ferreira, V. P. *Isótopos de oxigênio em enxames de diques cambrianos do Ceará*. Revista de Geologia da UFC, 1, pg. 21-30 (1988).

Bal, K. D.; Lal, N.; Nagpaul, K. K. *Fission track etching studies of different planes of epidote*. Physics and Chemistry of Minerals, 8, pg. 158-160 (1982).

Bar, M.; Kolodny, Y.; Bentor, Y. K. *Dating faults by fission track dating of epidotes – an attempt*. Earth and Planetary Science Letters, 22, pg. 157-162 (1974).

Basei, M. A. S.; Siga Jr., O.; Machiavelli, A.; Mancini, F. *Evolução tectônica dos terrenos entre os cinturões Ribeira e Dom Feliciano (PR-SC)*. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, 22, pg. 212-227 (1992).

Basei, M. A. S.; Siga Jr., O.; Sato, K.; Spröeser, W. M. *A instalação da metodologia Urânio-Chumbo na Universidade de São Paulo. Princípios metodológicos, aplicações e resultados obtidos*. Anais da Academia Brasileira de Ciências. 67, pg. 221-227 (1995).

Bernet, M. *A Field-based estimate of the zircon fission-track closure temperature*. Chemical Geology, 259, pg. 181-189 (2009).

Bertagnolli, E.; Keil, R.; Pahl, M. *Thermal history and length distribution of fission tracks in apatite: part I*. Nucl. Tracks, 7, pg. 163-177 (1983).

Bigarella, J. J. & Salamuni, E. *Notas complementares à planta geológica da cidade de Curitiba e arredores*. Boletim do Instituto de Biologia e Pesquisas Tecnológicas. Curitiba, 40, pg. 1-14 (1959).

Bigazzi, G. *Length of fission tracks and age of muscovite samples*. Earth Planet. Sci. Lett, 3, pg. 434-438 (1967).

Bigazzi, G.; Hadler N., J. C.; Iunes, P. J.; Osorio A. *Fission track Ds/Di measurements in artificial glass at conditions free from fading and radiation*. Nuclear Instruments and Methods. B 53, pg. 67-70 (1991).

Bjorneberg, A. J. S. *Contribuição ao estudo do Cenozóico paulista: tectônica e sedimentologia*. Tese de Doutorado – Instituto de Geociências – USP (1969).

Brito Neves, B. B. *Regionalização Geotectônica do Pré-Cambriano nordestino*. Tese de Doutorado – Universidade de São Paulo (1975).

Brito Neves, B. B.; Cordani, U. G. *Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic*. Precambrian Research, 53, pg. 23– 40 (1991).

Brito Neves, B. B.; Santos, E. J.; Van Schmus, W. R. *Tectonic History of the Borborema Province, Northeast Brazil*. In: Cordani, U.G., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (eds). Tectonic Evolution South America. Rio de Janeiro, 31st IGC, pg 152-151 (2000).

Campanha, G. A. C.; Riccomini, C.; Melo, M. S.; Hasui, Y.; Almeida, F. F. M.; Dehira, L.K. *Análise do padrão de fraturamento Mesozóico-Cenozóico das bacias tectogênicas do sudeste do Brasil*. In: V Simpósio Regional de Geologia, São Paulo, pg. 337-350 (1985).

Carlson, W. D. *Mechanisms and Kinetics of apatite fission track annealing*. American Mineralogist, 75, pg. 1120-1139 (1990).

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

Cavalcante, J. C. *Limites e evolução geodinâmica do Sistema Jaguaribeano, Província Borborema, NE do Brasil*. Tese de Doutorado – Universidade Federal do Rio Grande do Norte (2003).

Chakranarayan, A. B.; Powar, K. B. *A new etching technique for developing fission tracks in epidote*. Nuclear Tracks, 6, pg. 193-195 (1982).

Chavez-Kuz, L. *Modelo de funcionamento do aquífero Atuba com base em parâmetros estruturais e hidrogeológicos, município de Curitiba*. Tese de Doutorado – Universidade Federal do Paraná (2008).

Crowley, K. D. *Thermal significance of fission-track length distributions*. Nucl. Tracks, 10, pg. 311-322 (1985).

Crowley, K. D.; Cameron, M. Shaefer, R. L. *Experimental studies of annealing of etched fission tracks in fluor apatite*. Geoch. Cosmoch., 55, pg. 1449-1465 (1991).

Curvo, E.A.C. *Estudos de datação por traços de fissão em epídoto*. Dissertação de mestrado – Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Física “Gleb Wataghin”(2002).

Curvo, E.A.C.; Hadler, N. J.C.; Iunes, P.J.; Guedes, S.; Tello S. C.A.; Paulo, S.R.; Hackspacher, P.C.; Palissari, R.; Moreira, P.A.F.P. *On epidote fission track dating*. Radiations Measurements, 39, pg. 641-645 (2005).

Curvo, E.A.C. *Análise de traços de fissão em epídoto: Obtenção de idades e estudo de annealing*. Tese de Doutorado – Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Física “Gleb Wataghin” (2005).

Curvo E. A. C.; Iunes P. J.; Guedes S.; Palissari R.; Hadler J.C. *Comparison of population and external detector method dating in epidote*. Radiation Measurements, 42, pg. 1307-1314 (2007).

Dakowsky M.; Burchart J.; Galaska I. *Experimental formula for the thermal fading of fission track in minerals and natural glasses*. Bull. De L' Academie Polonaise des sciences, 21, pg. 11-17 (1974).

Deer, W. A.; Howie, R. A.; Zussman, J. *Rock-forming minerals*. Longman Scientific and Technical. V. 1B: Disilicates and Ring Silicates-2nd edition. pg. il. ISBN 0-582-46521-4 (1986).

Dickinson, W. R. *Tectonics and sedimentation*. Tulsa, SEPM, (Society of Economic Paleontologist and Mineralogists, special publication, 22, pg.204 (1974b).

Donelick, R.A.; Ketcham, R.A.; Carlson, W.D. *Variability of apatite fission-track annealing: Kinetics: II. Crystallographic orientation effects*. American Mineralogist, 84, pg. 1224-1234. (1999).

Donelick, R., Farley, K., Asimow, P., O'Sullivan, P. *Pressure dependence of He diffusion and fission-track annealing kinetics in apatite?: Experimental results*. Geochimica et Cosmochimica Acta, 67 (18), A82-A82, Supl. 1, (2003).

Ferreira, J.A.M.; Albuquerque, J.P.T. *Sinopse da Geologia da Folha Seridó*. Série Geologia Regional, Recife, SUDENE, 18 (1969).

Fleischer, R. L.; Price, P. B. *Charged particle tracks in glass*. J. Appl. Phys., 34, pg. 2903-2904 (1963).

Fleischer, R. L.; Price, P. B.; Walker, R. M. *Nuclear tracks in solids: Principles and Applications*. University of Californi Press, Berkeley (1975).

Franco-Magalhães, A. O. B. *Exumação tectônica e evolução associada do relevo no Arco de Ponta Grossa, sul-sudeste do Brasil*. Tese de Doutorado – Univerdade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho (2009).

Françolin, J. B. L.; Szatimari, P. *Mecanismos de rifteamento da porção oriental da margem norte brasileira*. Revista Brasileira de Geociências. São Paulo. 17(2), pg. 196-207 (1987).

Fuck, R.; Trein, E.; Marini, O. J. *Geologia e Petrologia dos migmatitos do Paraná*. Boletim paranaense de Geociências. Curitiba, 23/24, pg. 5-41 (1967).

Fúlfaro, V. J. & Ponçano, W. L. *Recent tectonic features in the Serra do Mar region, SP Brazil, and it's importance to engineering geology*. In: II International Congress of Engineering Geology, São Paulo, 1, pg. II 7.1 – II 7.7 (1974).

Glasmacher, U. A.; Lang, M.; Keppler, H.; Langenhorst, F.; Neumann, R.; Schardt D.; Trautmann, C.; Wagner, G. A. *Phase Transitions in Solids Stimulated by Simultaneous Exposure to High Pressure and Relativistic Heavy Ions*. Physical Review Letters, 96 (2006).

Góes, J. R.; Salamuni, E.; Fiori, A. P. *Lineamentos e compartimentos tectônicos do pré-cambriano paranaense*. In: II Simpósio Sul-brasileiro de Geologia, Florianópolis, pg. 159-171 (1985).

Green, P. F.; Durrani, S. A. *Annealing studies of tracks in crystals*. Nucl. Track Detection, 1, pg. 33-39 (1977).

Green, P. F. *'Track-in-track' length measurements in annealed apatites*. Nucl. Tracks, 5, pg. 121-128 (1981).

Green, P.F., Duddy, I. R., Gleadow, A. J. W., Tingate, P. R., Laslett, G. M. *Thermal annealing of fission tracks in apatite: 1. A Qualitative Description*. Chemical Geology, 59, pg. 237-253 (1986).

Guedes, S., Hadler, J. C., Iunes, P. J., Saenz, C. A. T. *Kinetic model for the relationship between confined fission-track length shortening and fission-track age reduction in minerals*. Nuclear Instruments & methods in Physics Research Section B- Beam Interactions with materials and atoms, 217, pg. 627-636 (2004).

Guedes, S., J.C. Hadler N., P.J. Iunes, P.J., K.M.G. Oliveira, P.A.F.P. Moreira, C.A. Tello S. *Kinetic model for the annealing of fission tracks in zircon*. Radiation Measurements, 40, pg. 517-521 (2005).

Haack, U. *Systematics in the fission track annealing of minerals*. Contrib. Mineral. Petrol., 35, pg. 303-312 (1972).

Haack, U. *Experiences with dating garnet, epidote, vesuvianite (idiocrase) and apatite by fission tracks*. N. Jb. Min. Abh., 127, pg. 143-155 (1976).

Hackspacher, P.C.; Ribeiro, L. F. B.; Ribeiro, M.C.S.; Fetter, A.H.; Hadler Neto, J.C.; Tello Saenz, C.A.; Dantas, E.L. *Consolidation and Break-up of the South American Platform in Southeastern Brazil: Tectonothermal and Denudation Histories*. Gondwana Research, 7 (1), pg. 91 – 101 (2004).

Hadler Neto, J. C.; Iunes, P.J.; Paulo, S.R.; Tello Saenz, C.A.; Balestrieri, M.L.; Bigazzi, G.; Curvo, E. A. C. ; Hackspacher, P. C. *A PC compatible Brazilian software for obtaining thermal histories using apatite fission track analysis*. Radiation Measurements, 34, pg. 149-154 (2001).

Hasui, Y. & Ponçano, W. L. *Geossuturas e sismicidade no Brasil*. In: Congresso de Geologia de Engenharia, São Paulo, 1, pg. 331-338 (1978).

Hasui, Y.; Gimenez, A. F.; Melo, M. S. *Sobre as bacias tafrogênicas continentais do sudeste brasileiro*. In: Congresso Brasileiro de Geologia, pg. 328-391 (1978).

Hasui, Y.; *Neotectônica e tectônica ressurgente no Brasil*. Boletim do Núcleo de Minas Gerais da Sociedade Brasileira de Geologia, Belo Horizonte, 9, pg. 1-34 (1990).

Iunes, P. J. *Utilização da dosimetria de nêutrons através de filmes finos de urânio e de tório naturais na datação de minerais com o método dos traços de fissão*. Tese de doutorado – Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Física “Gleb Wataghin”(1999).

Jardim de Sá, E. F. *A evolução proterozóica da Província Borborema*. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 11, pg. 297-316 (1984).

Jardim de Sá, E. F. *A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmica na Cadeia Brasileira/Pan-Africana*. Tese de Doutorado - Universidade de Brasília (1994).

Ketchan, R.A; Donelick, R.A.; Carlson, W.D. *Variability of apatite fission-track annealing: Kinetics: III. Extrapolation to geolocal time scales*. American Mineralogist, 84, pg. 1235-1255. (1999).

Kohn, B.P., Belton, D.X., Brown, R. W., Gleadow, A. J. W., Green, P. F., Lovering, J.F. *Comment on: "Experimental evidence for the pressure dependence of fission track annealing in apatite" by A.S. Wendt et al.* [Earth Planet. Sci. Lett. 201 (2002) 593-607] Earth and Planetary Science Letters, 215, pg. 299-306 (2003).

Lal, N.; Waraich, R. S. *Comments on the paper "A new etching technique for developing fission tracks in epidote"*. (Letter to the Editor) Nucl. Tracks, 7, n. 4, pg. 191 (1983).

Laslett, G. M.; Galbraith, R. F. *Statistical modelling of thermal annealing of fission tracks in apatite*. Geoch. Cosmoch. 60. pg. 5117-5131 (1996).

Laslett, G. M.; Green, P. F.; Duddy, I. R.; Gleadow, A. J. W. *Thermal annealing of fission tracks in apatite: 2. A quantitative analysis*. Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.), 65, pg. 1-13 (1987).

Legrand, J. M.; Melo Jr., G.; Archanjo, J. C.; Salim, J.; Souza, L. C.; Neves Maia, H. *Mineralizações da Faixa Seridó: Um processo hidrotermal do fenômeno tectono-magmático brasileiro*. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 15, pg. 185-188 (1993).

Lima, C. C. *Inversão Nascente de Bacias: expressões topográficas e estruturais e implicações*. In: Simpósio Nacional Estudos Tectônicos, Anais. SBG, Lençóis, 4, pg. 29-30 (1999).

Luiz Silva, W. *Estudos da interação fluido-rocha na área do Depósito Aurífero São Francisco, Currais Novos-RN: Aspectos estruturais e metamórficos*. Dissertação de Mestrado – IGCE/UNESP, Rio Claro (1995).

Lutz, T.M.; Omar, G. *An inverse method of modelling thermal histories from apatite fission – track data*. Earth Planetary Science Letters, 104, pg. 181 – 195 (1991).

Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro C.D.R.; de Brito-Neves, B. *Geologia do continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques De Almeida*. pg. 386-394. (2004).

Matos, R. M. D. *Sistemas de Riftes Cretáceos do NE do Brasil*. In: Seminário de Tectônica da Petrobrás. Ata. Rio de Janeiro: PETROBRAS/CENPES/DEPEX, Rio de Janeiro, pg. 126-159 (1987).

McDougall, D.J., Lal, D., Wikenning, L.L., Bhat, S.G., Liang, S.S., Arrhenius, G., and Tamhane, A.S. *Techniques for the study of fossil tracks in terrestrial and extraterrestrial samples. I: Methods of high contrast and high resolution study*. Geochemical Journal, 5, pg. 95–112 (1971).

Melo, M.S.; Giannini, P.C.F.; Pessenda, L.C.R. Gênese e evolução da Lagoa Dourada, Ponta Grossa, PR. *Revista do Instituto Geológico*, 21, n. 1 / 2, pg. 17-31 (2000).

Milani, E. J. & Ramos, V. *Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná*. *Revista Brasileira de Geociências*, 28(4), pg. 473-484 (1998).

Mineropar. Atlas comentado da geologia e dos recursos minerais do Estado do Paraná, pg. 13-16 (2001).

Mizusaki, E. A. M. P.; Kawashita, K.; Thomaz Filho, A. *Rb e Sr em sedimentos recentes: implicações na datação radiométrica*. *Revista Pesquisas. Porto Alegre*, 25(1), pg. 75-88 (1988).

Mizusaki, E. A. M. P.; Thomaz Filho, A.; Milani, E. J.; Cesero, P. de. *Mesozoic and cenozoic igneous activity and its tectonic control in northeastern Brazil*. *Journal of South American Earth Sciences*, Oxford, 15(2), pg. 183-198 (2002).

Moreira, P. A. F. P.; Guedes, S.; Iunes, P. J.; Hadler, J. C. *D-optimal design of fission-track annealing experiments*. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*, 240, pg. 881-887 (2005).

Moreira, P. A. F. P. *Estudo sobre annealing de traços de fissão em apatitas de diferentes composições químicas e em faces sem orientação cristalográfica preferencial*. Tese de Doutorado – Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Física “Gleb Wataghin” (2008).

Nascimento, M.A.L. do; Medeiros, V.C. *Litofácies da Formação Jurucutu (porção basal do Grupo Seridó) na folha Currais Novos (SB-24-Z-B-II), domínio Rio Grande do Norte (Província Borborema, NE do Brasil)*. In: Congresso Brasileiro de Geologia. Curitiba – PR (2008).

Naeser, C. W.; Engels, J. C.; Dodge, F. C. *Fission track annealing and age determination of epidote minerals*. *Journal of Geophysical Research*, 75, n.8, pg. 1579-1584 (1970).

Poli, S.; Schimdt, M. W. *Experimental Subsolvus studies on epidote minerals*. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 56, pg. 17-195 (2004).

Price, P. B.; Walker, R. M. *A new detector for heavy particle studies*. Phys. Lett., 3, pg. 113-115 (1962a).

Price, P. B.; Walker, R. M. *Observations of charged-particle tracks in solids*. J. Appl. Phys., 33, pg. 3400-3406 (1962b).

Price, P. B.; Walker, R. M. *Chemical etching of charged-particle tracks in solids*. J. Appl. Phys., 33, pg. 3407-3412 (1962c).

Price, P. B.; Walker, R. M. *Observation of fossil particle tracks in natural micas*. Nature, 196, pg. 732-734 (1962d).

Price, P. B.; Walker, R. M. *Fossil tracks of charged particles in mica and the age of minerals*. J. Geophys. Res., 68, pg. 4847-4862 (1963).

Ramos, V. *Late Proterozoic – Early Paleozoic of South America: a collisional history*. Episodes, 11, pg. 168-174 (1988).

Ribeiro, L. F. B.; Hackspacher, P. C.; Hadler Neto, J. C.; Guedes, S.; Tello S., C. A.; Iunes, P. J.; Franco, A. O. B. *Reativação meso-cenozóica de áreas pré-cambrianas a nordeste da Bacia do Paraná: análise de traços de fissão em apatitas*. Revista Brasileira de Geociências (2003).

Riccomini, C.; de Melo, M. S.; Almeida, F. F. M.; Hasui, Y.; *Geologia da Bacia de Volta Redonda, Rio de Janeiro, Brasil*. Anais da Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro, 57, pg. 518-519 (1985).

Riccomini, C.; Appi, C. J.; Freitas, E. L.; Aral, M. *Tectônica e sedimentação no sistema rifts continentais da Serra do Mar (Bacias de Volta Redonda, Resende, Taubaté e São Paulo)*. In: Simpósio de Geologia RJ-ES, Rio de Janeiro, pg. 253-298 (1987).

Riccomini, C.; Turcq, B.; Martin, L. *The Colônia Astrobleme*. In: BEQUA/INQUA, International symposium on global changes in South America during the Quaternary: past, present and future, São Paulo. Excursion field guide, pg. 14 (1989).

Riccomini, C.; Coimbra, A. M.; Takiya, H. *Tectônica e sedimentação na Bacia de São Paulo*. São Paulo: ABAS (1992).

Rostirolla, S. P.; Assine, M. L.; Fernandes, L. A.; Artur, P. C. *Reativação de paleolineamentos durante a evolução da Bacia do Paraná – o exemplo do alto estrutural de quatiguá*. Revista Brasileira de Geociências, 30(4), pg. 639-648 (2000).

Saini, H. S.; Sharma, O. P.; Parshad, R.; Nagpaul, K. K. *Fission track annealing characteristics of epidote: applications to geochronology and geology*. Nuclear Track Detection, 2, pg. 133-140 (1978).

Sakurai, J.J. *Modern Quantum Mechanics*. Rev. Ed. California: Addison-Wesley, p. 449 (1994).

Salamuni, E. *Dobramentos e redobramentos superpostos na porção sul da zona de cisalhamento Lancinha-Cubatão*. Boletim Paranaense de Geociências, Curitiba, 43, pg. 135-149 (1995).

Salamuni, E. *Tectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba (PR)*. Tese de Doutorado – Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas (1998).

Salamuni, E.; Ebert, H. D.; Hasui, Y. *Morfotectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba*. Revista Brasileira de Geociências, 34, pg. 469-478 (2003).

Salim, J.; Verkaeren, J.; Giuliani, G. *Alteração hidrotermal dos skarn da mina Brejuí, Currais Novos (RN)*. Congresso Brasileiro de Geologia XXXVI, Camboriú, 1, pg. 278-280 (1994a).

Salim, J.; Legrand, J. M.; Verkaeren, J. *Petrologia dos skarn primários da mina Brejuí, Currais Novos (RN)*. Congresso Brasileiro de Geologia XXXVI, Camboriú, 1, pg. 319-321 (1994b).

Salim, J. *Geologie, petrologie et geochemie des skarns a scheelite de las mine Brejuí, Currais Novos, Região Seridó, NE Du Bresil*. Tese de Doutorado, Universite Catholique de Louvain, Belgica (1993).

Santos, E. J.; Brito Neves, B. B. *Província Borborema*. In: O Precabriano do Brasil F. F. M. de Almeida & Y. Hasui (eds), Ed. Blucher, Brasil, pg. 123-186 (1984).

Schiwietz, G.; Czerski, K.; Roth, M.; Staufenbiel, F.; Grande, P. L. *Femtosecond dynamics-snapshots of the early ion-track evolution*. Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B. 225, pg. 4-26 (2004).

Sharma, Y.P.; Lal, N.; Bal, K.D.; Parshad, R.; Nagpaul, K.K. *Closing temperature of different fission track clocks*. Contributions to Mineralogy and Petrology, 72, pg. 335-336 (1980).

Siga Jr, O.; Basei, M. A. S.; Reis Neto, J. M.; Buba, R. M. *Maciços graníticos da porção sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina: geocronologia e implicações tectônicas*. In: Congresso Brasileiro de Geologia. Camboriú, 2, pg. 400-402 (1994).

Siga Jr, O. *Domínios tectônicos do sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina: geocronologia e evolução crustal*. Tese de Doutorado – IGG-USP. São Paulo (1995).

Siga Jr, O.; Basei, M. A. S.; Reis Neto, J. M.; Machiavelli, A.; Harara, O. M. *O Complexo Atuba: um cinturão Paleoproterozóico intensamente retrabalhado no Neoproterozóico*. Boletim IG-USP: Série Científica, 26, pg. 69-98 (1995).

Siga Jr, O.; Basei, M. A. S.; Reis Neto, J. M.; Machiavelli, A.; Harara, O. M. *O Complexo Atuba: um cinturão paleoproterozóico intensamente retrabalhado no neoproterozóico*. Boletim: Instituto de Geociências – USP, São Paulo, 26, pg. 69-98 (1996).

Soares, P. C. *Nota sobre a tectônica moderna na depressão periférica paulista*. Notícias geomorfológicas, Campinas, 13, pg. 75-81 (1973).

Soares, P. C. *Tectônica sin-sedimentar cíclica na Bacia do Paraná: controles*. Tese de professor titular – Universidade Federal do Paraná (1991).

Storzer, D.; Wagner, G. A. *Correction of thermally lowered fission track ages of tektites*. Earth Planetary Science Letters. 5. pg. 463-468 (1969).

Tagami, T.; Carter, A.; Hurford, A.J. *Natural long-term annealing of the zircon fission track system in Vienna Basin deep borehole samples: constraints upon the partial annealing zone and closure temperature*. Chemical Geology, 130, pg. 147-157 (1996).

Tello S., C. A. *Estudo do annealing de traços de fissão em apatitas, tanto em secções basais como em secções sem orientação preferencial, a partir do comprimento e da*

densidade de traços de fissão. Tese de Doutorado – Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Física “Gleb Wataghin” (1998).

da Trindade, I. R. *Estudo geoquímico e geocronológico Rb-Sr e Sm-Nd em zonas de cisalhamento mineralizadas em ouro e suas relações com as rochas encaixantes e geocronológico Sm-Nd e mineralização de scheelita na Faixa Seridó*. Dissertação de Mestrado – Universidade Federal do Rio Grande do Norte (2000).

Wagner, G. A. *Fission track dating of apatites*. Earth Planetary Science Letters, 4, pg. 411-415 (1968).

Wagner, G. A., Reimer, G. M. *Fission track tectonics: the tectonic interpretation of fission track apatite ages*. Earth and Planetary Science Letters, 14, pg. 263-268 (1972).

Wagner, G.; Van Den Haute, P. *Fission track dating*. Solid Earth Sciences Library, 285, pg. il. ISBN 0-7923-1624-X (1992).

Wendt, A. S., Vidal, O., Chadderton, L. T. *Experimental evidence for the pressure dependence of fission track annealing in apatite*, Earth and Planetary Science Letters, 201, 593-607, 2002.

Yada, K.; Tanji, T., Sunagawa, I. *Radiation induced lattice defects in natural zircon (ZrSiO₄) observed at atomic resolution*. Phys. Chem. Min. 14, pg. 197-204 (1987).

Young, D.A., etching of radiation damage in lithium fluoride, *Nature*, 182, pg. 375–377 (1958).

Apêndice A:

Tabela-A: Composições químicas das amostras de epídoto.

Símbolo	Unidade	Erro	Brejuí-RN	Curitiba-PR
Sc	ppm	1	5	6
Be	ppm	1	3	3
V	ppm	5	194	121
Cr	ppm	20	20	20
Co	ppm	1	1	1
Ni	ppm	20	20	20
Cu	ppm	10	10	10
Zn	ppm	30	30	30
Ga	ppm	1	77	130

Ge	ppm	1	33	13
As	ppm	5	5	5
Rb	ppm	2	2	23
Sr	ppm	2	1240	3216
Y	ppm	2	35	196
Zr	ppm	4	45	18
Nb	ppm	1	1	5
Mo	ppm	2	2	2
Ag	ppm	0,5	0,5	0,5
In	ppm	0,2	0,9	0,2
Sn	ppm	1	1	1
Sb	ppm	0,5	0,5	0,5
Cs	ppm	0,5	0,5	0,5
Ba	ppm	3	3	108
La	ppm	0,1	0,5	107
Ce	ppm	0,1	0,9	132
Pr	ppm	0,05	0,12	15,7
Nd	ppm	0,1	0,7	52,8
Sm	ppm	0,1	0,7	10,5
Eu	ppm	0,05	0,43	4,31
Gd	ppm	0,1	1,5	13,1
Tb	ppm	0,1	0,4	2,9
Dy	ppm	0,1	3,1	21,8
Ho	ppm	0,1	0,8	5,2
Er	ppm	0,1	2,7	17
Tm	ppm	0,05	0,52	2,68
Yb	ppm	0,1	4	17,9
Lu	ppm	0,04	0,7	2,81
Hf	ppm	0,2	1,8	0,8
Te	ppm	0,1	0,1	0,2
W	ppm	1	1	1
Tl	ppm	0,1	0,1	0,1
Pb	ppm	5	39	47
Bi	ppm	0,4	38,3	0,4
Th	ppm	0,1	0,1	3,4
U	ppm	0,1	14,3	10