

3 TERMOCRONOLOGIA DE BAIXA TEMPERATURA - (U-Th)/He EM APATITA (AHe)

3.1 Fundamentos teóricos

A Termocronologia reconstitui a história térmica de rochas, minerais e terrenos geológicos a partir do uso da datação radioisotópica. É também denominada de “termocronometria”, por aplicar termocronômetros para estimar a história térmica de rochas e minerais (REINERS et al., 2005). A termocronologia baseia-se na interação entre a acumulação do produto do decaimento nuclear e a sua remoção por difusão ativada pelo aumento da temperatura (BRAUN et al., 2006). O dado termocronológico contém o registro da profundidade na qual as rochas residiram por determinado período e é extremamente útil na análise da evolução de longa duração em diferentes regiões.

A termocronologia baseada na acumulação e perda por difusão do hélio (^4He) resultante do decaimento de isótopos de urânio (U), tório (Th) e samário (Sm) foi reconhecida no início do século passado (RUTHERFORD, 1905; STRUTT, 1905) mas a sua utilização como método de baixa temperatura só foi adotada a partir da década de 1980 (FARLEY et al., 1996; LIPPOLT et al., 1994; WOLF et al., 1997; ZEITLER et al., 1987; entre outros). A incredibilidade naquele período inicial se deve aos primeiros resultados que apontavam idades erradas e, geralmente, baixas, provavelmente resultantes da perda de He associada aos efeitos dos danos da radiação (*radiation damage*), o que resultou no abandono da técnica por muitos anos.

O ressurgimento do método teve o seu destaque com o trabalho de Lippolt et al. (1982 apud LISKER et al. 2009), que propôs a sua aplicação como uma ferramenta para termocronologia de baixa temperatura (*low-temperature thermochronology*), seguido por Zeitler et al. (1987), que observaram que a sistemática (U-Th)/He representava um valioso recurso para permanecer negligenciado, levando-se em consideração as vantagens que apresentava. Cita-se como exemplo a baixa concentração do He na atmosfera (5 ppm), resultando numa baixa contaminação das amostras, e a rápida taxa de produção de He a partir do decaimento de cada átomo de ^{238}U , ^{235}U e ^{232}Th , que envolve a produção de oito, sete e seis partículas alfa, respectivamente, conforme a equação:

$${}^4\text{He} = 8 {}^{238}\text{U} (e^{\lambda 238t} - 1) + 7 ({}^{235}\text{U}/137.88) (e^{\lambda 235t} - 1) + 6 {}^{232}\text{Th} (e^{\lambda 232t} - 1) \quad (\text{Eq. 1})$$

onde: ${}^4\text{He}$, ${}^{238}\text{U}$, ${}^{235}\text{U}$ e ${}^{232}\text{Th}$ são as concentrações atuais dos isótopos, t é a acumulação ao longo do tempo (ou idade He), com a constante de decaimento representada por λ . O fator 137.88 se refere à razão ${}^{238}\text{U}/{}^{235}\text{U}$ nos dias atuais. A equação se baseia no equilíbrio entre todos os produtos do decaimento (FARLEY, 2002). São considerados nessa equação os principais isótopos que contribuem para a acumulação do hélio e que são utilizados no cálculo da idade. O ${}^{147}\text{Sm}$ não é destacado, pois considera-se a sua contribuição insignificante para a concentração de hélio; a concentração de ${}^4\text{He}$ derivado do ${}^{147}\text{Sm}$ contribui tipicamente com 0,1-10% do total de ${}^4\text{He}$ (FITZGERALD et al., 2006). Hansen e Reiners (2006) observaram que centenas de idades obtidas a partir de apatitas de diferentes locais indicaram que a contribuição do ${}^{147}\text{Sm}$ na produção de ${}^4\text{He}$ é de 0,1 - 2,0 %, e que percentuais maiores são restritos àquelas com baixas concentrações de urânio (menos que ~3–5 ppm U). Porém, alguns estudos já indicaram que essa contribuição pode exceder 25% em algumas situações (FITZGERALD et al., 2006) e por essa razão, alguns laboratórios têm incorporado a análise da concentração do ${}^{147}\text{Sm}$ na rotina de análise.

A idade (U-Th)/He em apatita, denominada também de forma curta e simplificada como idade "AHe", é obtida pela medição da concentração de ${}^4\text{He}$ radiogênico que está aprisionado no grão do mineral de apatita, com a utilização de aquecimento a laser, e posterior medição da concentração de urânio e tório em solução no ICP-MS (LISKER et al., 2009).

Zeitler et al. (1987) obtiveram idades para amostras da fluorapatita de Durango correspondentes às idades de traços de fissão em apatita, assim como para as idades K-Ar de estruturas vulcânicas encontradas por outros autores nas proximidades de Cerro Colorado, no México, consistentes com a completa retenção do He radiogênico desde a formação do mineral há 31 Ma. A fluorapatita de Durango é, portanto, a apatita padrão utilizada como referência para as análises termocronológicas (ZEITLER et al., 1987; FARLEY, 2000; BOYCE e HODGES, 2005).

Os trabalhos destacam que, mais do que a definição da idade relacionada à idade de formação do mineral, o dado fornecido pelo método (U-Th)/He oferece significativa informação sobre a história térmica da amostra, similar ao que é possível obter com as análises de traços de fissão em apatita (Lippolt et al., 1982 apud LISKER et al., 2009; ZEITLER et al., 1987). Embora permita a obtenção da idade de resfriamento da rocha mais do que a idade de cristalização dos seus minerais constituintes, em algumas situações é possível que a idade da cristalização também seja registrada, além da idade de resfriamento (FARLEY

et al., 1996; REINERS e BRANDON, 2006). A concordância de resultados é verificada a partir de comparação entre a sistemática (U-Th)/He em zircão (REINERS et al.; 2005) e em titanita (REINERS e FARLEY, 1999) com modelos de resfriamento a partir de K-feldspato e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Os autores demonstraram que o limite de temperatura para a titanita, por exemplo, é próximo ao limite inferior do $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, no entanto é mais alto do que o alcançado pelos métodos de traços de fissão ou (U-Th)/He em apatita. As titanitas do Fish Canyon (Colorado) e Mt. Dromedary (Austrália) resultaram em idades (U-Th)/He de 30 Ma e 95 Ma, respectivamente. As idades médias $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e Rb-Sr, datadas por diferentes autores, são de 27,8 e 98,7 Ma, respectivamente. As idades de traços de fissão correspondentes são mais jovens, 26,8 Ma para apatita e 27,9 Ma para zircão (REINERS e FARLEY, 1999).

As pesquisas desenvolvidas na década de 1990 foram fundamentais no processo de aprimoramento do método, com destaque para os trabalhos de pesquisadores do Caltech (Ken Farley e parceiros), que contribuíram significativamente para a evolução dos métodos de extração e medição do hélio, como apontado por Lisker et al. (2009), além de outros (WOLF et al., 1997) e os que, adicionalmente, contribuíram para a sua valorização e aplicações em estudos de processos tectônicos e geomorfológicos (HOUSE et al., 1998; STOCKLI et al., 2000, 2003; EHLERS e FARLEY, 2003; entre outros).

Atualmente, o método (U-Th)/He é uma das principais ferramentas termocronológicas utilizadas (REINERS e BRANDON, 2006), juntamente com os métodos de traços de fissão (TFA) e também $^{40}\text{K}-^{39}\text{Ar}$ e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Estes métodos são aplicados a estudos sobre a interação entre tectônica e geomorfologia (REINERS e SHUSTER, 2009), à reconstrução de histórias de resfriamento das rochas e sua relação com a exumação da crosta superior (HOUSE et al., 1998), assim como a estudos de processos de falhamento e erosão, inclusive aqueles associados a movimentações de menor magnitude ou neotectônicas (STOCKLI et al., 2003).

Embora muitos avanços tenham sido alcançados nos últimos anos, o seu desenvolvimento ainda é confrontado com desafios à exploração de suas potencialidades. Fitzgerald et al. (2006) sintetizaram importantes fatores que podem ser responsáveis por variações nas idades e estão apresentados na tabela 1.

Tabela 1 - Fatores que podem contribuir para variações nas idades (U-Th)/He em apatita de mesma amostra (FITZGERALD et al., 2006; e referências nele contidas).

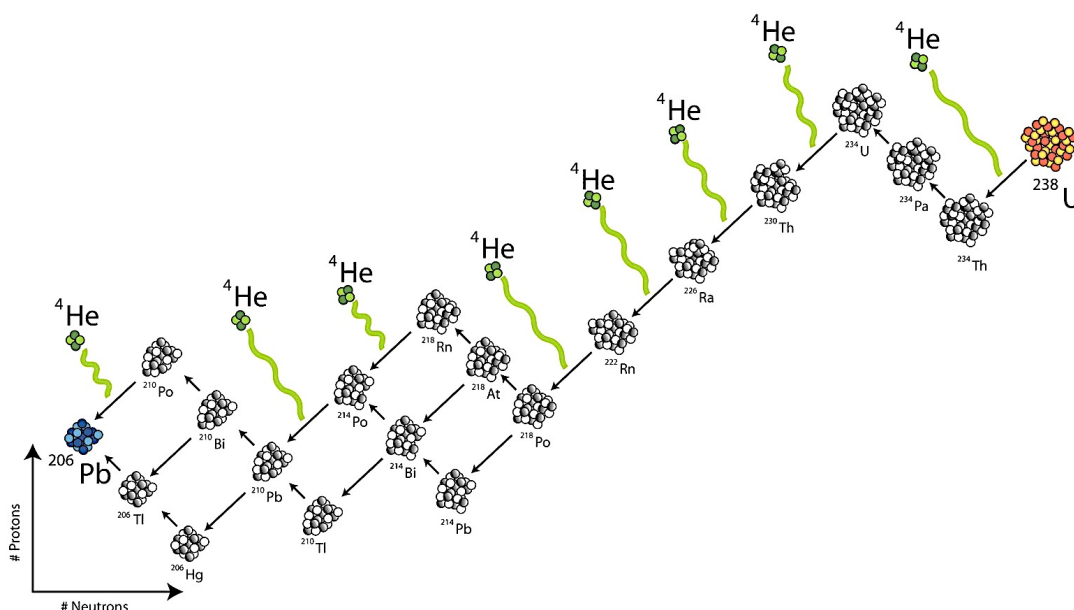
FATOR	EFEITO	RESULTADO	COMO EVITAR/MONITORAR	REFERÊNCIAS
Inclusões ricas em U-Th	Contribuem para o aumento da concentração de ^4He produzido por outros minerais (inclusões).	Idades (U-Th)/He mais velhas do que seriam sem o efeito das inclusões.	Seleção cuidadosa dos grãos, caracterização da população com <i>scanning electron microscopy</i> (SEM), re-extração.	Farley, 2002; Lippolt <i>et al.</i> , 1994
Inclusões fluidas	Contribuem para o aumento ou excesso de ^4He produzidos por outros minerais (inclusões).	Idades (U-Th)/He podem ser mais antigas do que seriam sem o efeito das inclusões.	Seleção cuidadosa dos grãos, caracterização da população com SEM, re-extração.	Farley, 2002; Lippolt <i>et al.</i> , 1994; Stockli <i>et al.</i> , 2000
Variação no tamanho dos grãos	Grão de apatita é o domínio da difusão.	Grãos maiores tem uma maior temperatura de fechamento (idade mais velha). Grande variação nas idades dos grãos pode indicar resfriamento lento.	Selecionar grãos com tamanho similar para comparação ou usar a variação no tamanho dos grãos para informação sobre taxa de resfriamento.	Farley, 2002; Reiners & Farley, 2001
Correção F_T (Ejeção de partículas α)	Partículas α dos isótopos pais U e Th numa distância de 20 μm da borda podem ser ejetadas para fora do grão.	Necessário usar correção para ejeção de partículas α . Usualmente é considerada uma distribuição homogênea de U e Th.	Cuidados na seleção dos grãos (não muito pequenos e forma do cristal boa) e na medição.	Farley <i>et al.</i> , 1996
Zoneamento de U e Th (Efeitos na correção F_T)	O grão apresenta zonamento de U e Th.	O fator F_T assume distribuição homogênea de U e Th. Se o núcleo é rico em U-Th a correção será exagerada e se a borda for rica nos elementos, a correção será subestimada.	Examinar a população de grãos na montagem de traços de fissão ou SEM.	Farley, 2002
Grãos fraturados	Fraturas geram rápidas vias de difusão (reduz o "tamanho do grão").	O tamanho do grão é menor do que o medido e as idades não são corrigidas suficientemente (e.g. idades corrigidas são muito jovens).	Seleção cuidadosa dos grãos.	
Grãos quebrados	Não é correta a distribuição das partículas α assumidas para correção F_T .	A correção F_T irá superestimar a idade já que mais partículas α são consideradas perdidas. Idade muito antiga.	Seleção cuidadosa dos grãos.	
A borda do grão de apatita não apresenta concentração zero	Partículas α são implantadas no grão a partir de minerais adjacentes; ou a difusão do ^4He é inibida.	Menos ^4He é ejetado ou sofre difusão do que o esperado; ou adicional ^4He é implantado. Correção F_T é exagerada. Idade muito antiga.	Análise do tipo de rocha via seção/lâmina delgada.	Belton <i>et al.</i> , 2004 Spencer <i>et al.</i> , 2004
^{147}Sm	^{147}Sm decai para ^{143}Nd via decaimento de partículas α .	Parte do ^4He medido (0.1-10% do total) pode ser oriundo do decaimento do ^{147}Sm , resultando na superestimação da idade (idades muito velhas)	Monitorar U e Th. Medir ^{147}Sm .	Belton <i>et al.</i> , 2004
Zonamento e taxa de resfriamento	Influência na ejeção de partículas α e na difusão. Modifica o perfil de concentração do He. Difusão é mais importante se a amostra sofre resfriamento lento na ZRP.	Variação nas idades de alíquotas únicas se os grãos forem zonados. Variação é maior se a taxa de resfriamento é lenta.	Medição de idades a partir de alíquotas únicas. Utilizar múltiplos termocronômetros para avaliar a taxa de resfriamento.	Meeters & Dunai, 2002
Tipo de rocha (granitos alcalinos, vulcânicas, metamórficas, rochas sedimentares)	Apatitas inadequadas (muito pequenas ou com muitas inclusões).	Grãos muito pequenos geram menor precisão na correção F_T . Inclusões não detectadas resultam em idades antigas e anômalas.	Evitar determinados tipos de rocha. Seleção cuidadosa dos grãos.	Ehlers & Farley, 2003
Tipo de rocha (granitos e gnaisses)	Fases como óxidos de Fe, titanita, epidoto, têm alta concentração de U e Th. Podem implantar partículas α .	Idades (U-Th)/He podem ser muito antigas (Possivelmente maior que idades TFA).	Análise do tipo de rocha via seção delgada/lâmina. Limitar as análises para idades <100 Ma?	Spencer <i>et al.</i> , 2004

3.1.1 Produção do hélio (He)

A termocronologia (U-Th)/He é baseada na acumulação do ^4He , como resultante do decaimento radioativo dos isótopos pais ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th , ^{147}Sm e seus produtos (REINERS e BRANDON, 2006; LISKER et al., 2009), como pode ser observado na série de decaimento (Figura 5).

Como ocorre com outros isótopos de gases nobres, o hélio (He), presente no momento da cristalização do mineral ou adquirido durante a história geológica da rocha, é retido na estrutura cristalina dos minerais e/ou perdido por difusão (DUNAI, 2010).

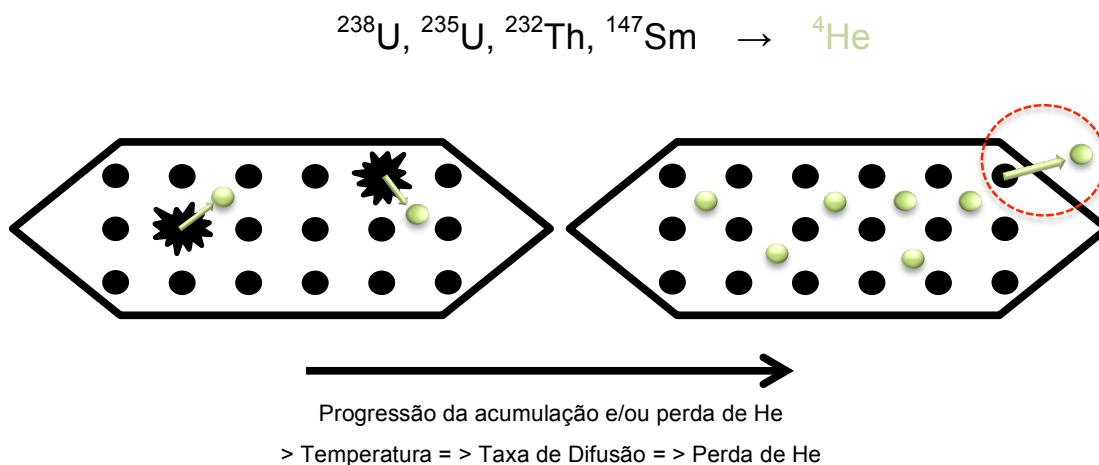
Figura 5 - Produção de ^4He ao longo da série de decaimento do ^{238}U .



Fonte: <http://apparentdip.blogspot.com.br/2007/01/u-thhe-thermochronology.html>

A figura 6 apresenta, esquematicamente, a relação entre a produção do ^4He a partir do decaimento dos isótopos ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th , ^{147}Sm e a perda por difusão e/ou por emissão de partículas alfa com alta energia cinética que podem atingir áreas fora do cristal ou até mesmo cristais adjacentes. Destaca-se que essa perda é relacionada ao aumento da taxa de difusão, a qual, por sua vez, é proporcional ao aumento da temperatura.

Figura 6 - Esquema ilustrativo simplificado da relação entre produção, retenção e/ou perda de ^4He no cristal de apatita, relacionada ao aumento da taxa de difusão causada pelo aumento da temperatura ou por emissão de partículas alfa. No círculo, destacado com linhas tracejadas, observa-se uma área crítica representada por área marginal do cristal na qual é frequente a perda dos produtos do decaimento.



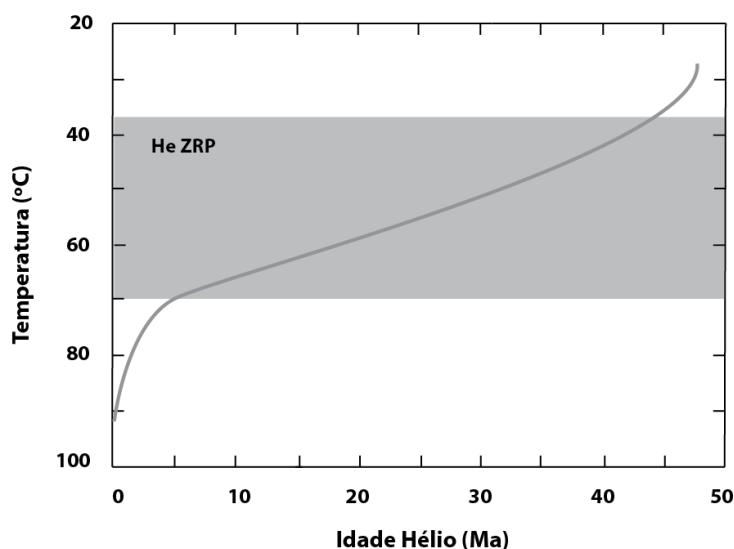
3.1.2 Zona de retenção parcial (ZRP)

A concentração do ^4He produzido pelo decaimento radioativo dos isótopos pais ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th e ^{147}Sm é utilizada para calcular a idade de resfriamento (REINERS e BRANDON, 2006). Quanto maior a profundidade maior será a temperatura e, por sua vez, a capacidade dos produtos do decaimento radioativo se acumularem no mineral é reduzida significativamente. Dependendo da profundidade, as idades refletem o tempo de resfriamento da crosta.

Assim como foi definida a Zona de Apagamento Parcial (ZAP) para o método de traços de fissão (WAGNER e REIMER, 1972), no método (U-Th)/He a Zona de Retenção Parcial (ZRP) ou *Partial Retention Zone (PRZ)*, definida inicialmente como Zona de retenção/apagamento parcial ("*Partial Retention/Reseting Zone*") (BALDWIN e LISTER, 1998) ou Zona de Retenção Parcial do Hélio ("*He partial retention zone - HePRZ*") (WOLF et al., 1998) foi um termo introduzido para definir a zona limitada entre máxima capacidade de retenção e a máxima perda de produtos do decaimento radioativo e que pode ser maior com o aumento da temperatura (ZEITLER et al., 1987; LIPPOLT et al., 1994; WOLF et al., 1997).

Segundo Wolf et al. (1998), as idades (U-Th)/He em apatita refletem histórias térmicas que envolvem a duração de tempo na região onde a retenção do He é mais sensível à temperatura, que é denominada Zona de Retenção Parcial (ZRP) e situada entre 40° e 85°C (Figura 7). Na apatita a retenção do ^4He na estrutura cristalina ocorre em temperaturas abaixo de $\sim 45^\circ\text{C}$, sendo parcialmente retido entre $\sim 45^\circ\text{C}$ e $\sim 85^\circ\text{C}$ e perdido por difusão em temperaturas acima de $\sim 85^\circ\text{C}$ (WOLF et al., 1998; STOCKLI et al., 2000). O aquecimento e a perda por difusão podem resultar no apagamento da idade, similar ao processo de apagamento (*annealing*) que ocorre com os traços de fissão. Alguns autores indicam que, dependendo dos danos da radiação (*radiation damage*) existentes no grão mineral, a temperatura pode variar entre 55–80 °C (FLOWERS et al., 2009; GAUTHERON et al., 2009). O alcance de uma condição de equilíbrio entre a produção do He radiogênico e a sua perda por difusão são dependentes da temperatura (Figura 7) e definidos pelos parâmetros de difusão (WOLF et al., 1998).

Figura 7 - Idade (U-Th)/He em apatita (AHe) como função da temperatura.



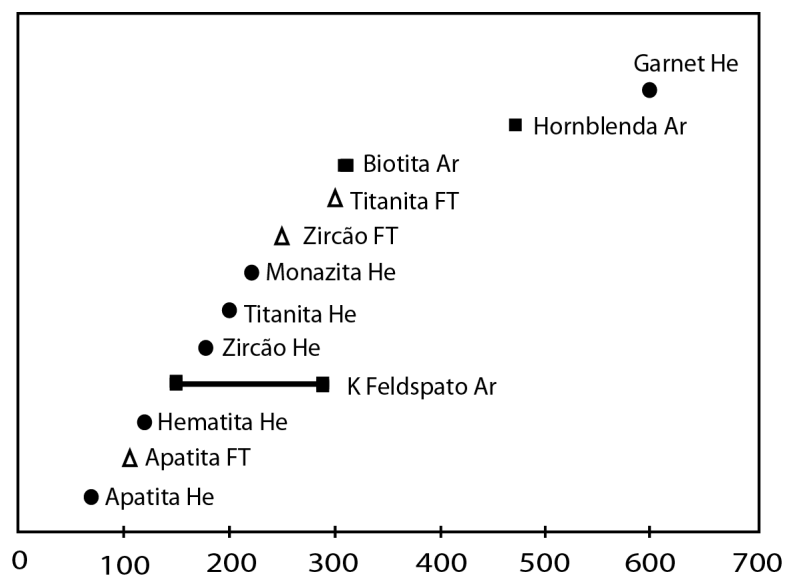
Legenda: Destaque em cinza para a Zona de Retenção Parcial do He (HeZRP).
Fonte: WOLF et al., 1998.

3.1.3 Temperatura de Fechamento (T_c)

A termocronologia é um método de datação relativa que registra o momento no qual o mineral passou por determinada temperatura de fechamento. Segundo as premissas de Dodson (1973), cada termocronômetro é sensível a uma determinada taxa de resfriamento e temperatura de fechamento. A idade de resfriamento (*cooling age*), por sua vez, é definida como a duração de tempo no qual o mineral sofreu resfriamento suficiente para reter os produtos do decaimento. Quando uma amostra sofre exumação, ela registrará o tempo decorrido a partir do momento em que passou pela temperatura de fechamento.

Os minerais apresentam diferentes taxas de temperatura de fechamento (T_c) (Figura 8), as quais são dependentes da energia de ativação, da geometria do cristal, do fator de difusividade termal (D_0), da medida média da trajetória da difusão do interior para a superfície do cristal, da taxa de resfriamento, assim como também da concentração de urânio e tório (LISKER et al., 2009).

Figura 8 - Temperatura de fechamento (T_c) dos principais minerais usados como termocronômetros.

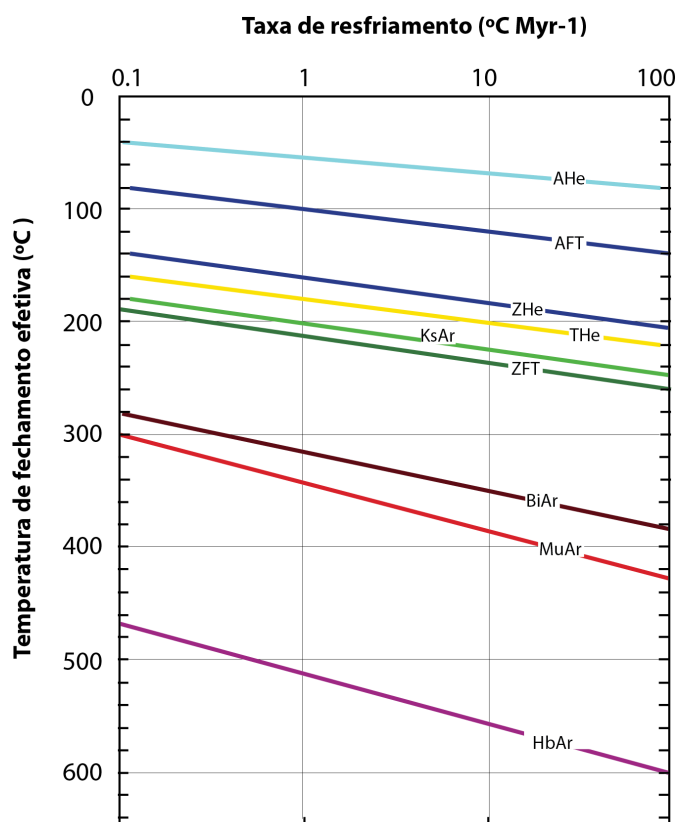


Fonte: Modificado de FARLEY, 2002.

Reiners e Brandon (2006) apresentaram uma comparação entre diferentes termocronômetros (Figura 9) e destacaram a relação entre o aumento da temperatura de fechamento com o aumento da taxa de resfriamento, que se torna maior com o aumento da capacidade de retenção do termocronômetro.

Portanto, a temperatura de fechamento do ^4He na apatita associa-se com a variação da taxa de resfriamento e com a concentração de urânio (eU), podendo variar além da faixa de temperatura prevista ($70^\circ\pm 15^\circ\text{C}$). Amostras que foram submetidas a reaquecimento após acumulação de danos de radiação consideráveis teriam mais retentividade do que o esperado (SHUSTER et al., 2006). Como será discutido posteriormente, o tamanho do mineral é um outro elemento fundamental da análise termocronológica, na medida em que o seu raio pode influenciar a variação da temperatura de fechamento (FARLEY, 2000).

Figura 9 - Temperatura de fechamento efetiva (T_c) como função da taxa de resfriamento para os termocronômetros He, FT e Ar.



Fonte: REINERS e BRANDON, 2006.

A baixa temperatura de fechamento do sistema (U-Th)/He em apatita permite avaliar as condições de resfriamento através da crosta superior, assim como as variações de temperaturas nas proximidades da superfície, o que reforça as possibilidades de utilização do método em estudos de processos superficiais.

3.1.4 Difusão do hélio (He) em apatita

A perda de isótopos de hélio por difusão, no contexto do método de termocronologia (U-Th)/He, e a possibilidade de apagamento dos traços, no caso do método de traços de fissão, são considerados importantes diferenciadores entre os sistemas termocronológicos e os sistemas geocronológicos convencionais. De acordo com Reiners e Shuster (2009), durante o tempo geológico o sistema é submetido a períodos de temperaturas altas, durante os quais ocorre uma significativa perda de isótopos por difusão e períodos de temperaturas baixas que resultam na retenção dos produtos do decaimento nos cristais. A retenção do ^4He , ou a sua perda por difusão, varia em função da temperatura e das condições de difusividade do mineral (REINERS e BRANDON, 2006) e que, por sua vez, podem ser influenciadas pelos danos existentes na estrutura do mineral causados pela radiação. Esses aspectos causam uma série de implicações para a aplicação do método, e que serão discutidas no item a seguir.

Os efeitos da difusão sobre as idades dos minerais a partir do apagamento termal (*resetting*) ou de perturbações nos resultados são reconhecidos desde a década de 50 (Hurley et al., 1954 apud REINERS e EHLERS, 2005). Sendo assim, ao contrário de rochas que sofrem resfriamento rápido, como vulcânicas, que permitem a aplicação da metodologia com sucesso, nos casos de resfriamento lento de rochas é necessário que o processo de difusão seja plenamente conhecido (FARLEY, 2002).

Hodges (2003) observou que a difusividade de isótopos por volume nos minerais é dependente da temperatura, considerando-se os parâmetros definidos na relação de Arrhenius, como apresentada a seguir:

$$D_T = D_i e^{-E/RT} \quad (\text{Eq. 2})$$

onde, D_T é a difusividade numa determinada temperatura de interesse (T), D_i é a difusividade numa temperatura infinita, E é a energia de ativação do processo e R representa a constante do gás.

3.1.5 Danos da radiação (“radiation damage”)

Os danos da radiação (“*Radiation Damage*”) são reconhecidos como importantes elementos na alteração da difusão do He em minerais de apatita (GREEN et al., 2006; SHUSTER et al., 2006; FLOWERS et al., 2009; GAUTHERON et al., 2009).

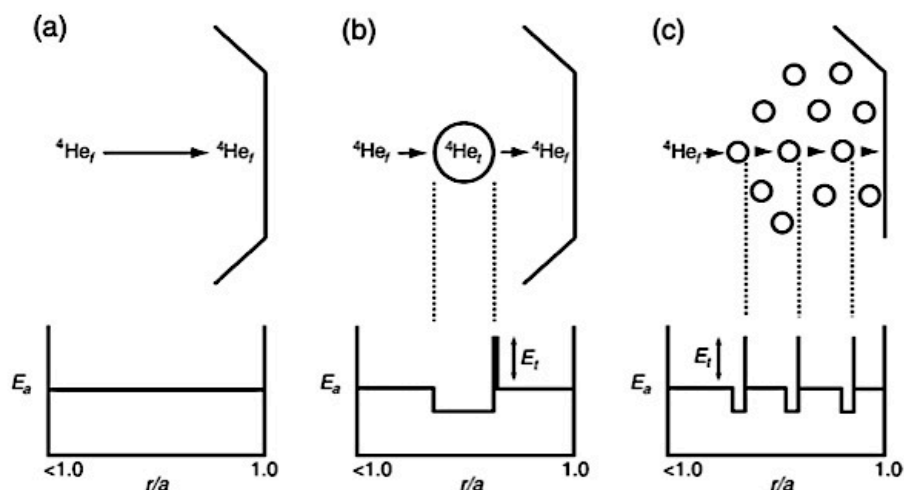
Os modelos que incorporam os efeitos dos danos de radiação consideram que a estrutura do mineral é danificada pela emissão dos nuclídeos pais (U, Th ou Sm) e pelo decaimento com a ejeção de partículas alfa. Consequentemente, as áreas danificadas funcionam como áreas de trapeamento para os isótopos de He, que pode ser responsável pelas idades e, em alguns casos, idades espúrias mais antigas do que as obtidas pelo método de traços de fissão. É importante observar que as propriedades do mineral podem voltar ao estado primitivo ou inicial por aquecimento, o que significa que os danos da radiação serão apagados.

Shuster et al. (2006) discutiram os efeitos dos danos da radiação na difusividade, afirmando que, com o aumento da concentração de ^4He radiogênico, a difusividade diminui e a temperatura de fechamento aumenta como efeito causado pelo *recoil* durante o decaimento alfa. Os autores apresentaram um modelo esquemático que ilustra os efeitos que determinadas áreas, sob efeito dos danos de radiação, podem imprimir na difusão do hélio (Figura 10). Esse modelo foi denominado de *Helium Trapping Model* (HeTM) por Shuster et al. (2006).

Flowers et al. (2009) propuseram o modelo denominado *Radiation Damage Accumulation and Annealing Model* (RDAAM), apropriado para áreas que apresentam uma história térmica complexa e valores de concentração efetiva de urânio (eU) variáveis. O RDAAM se distingue do modelo HeTM originalmente proposto por Shuster et al. (2006) já que a densidade dos traços de fissão, mais do que a concentração de ^4He , é utilizada como indicadora para os danos de radiação. Os modelos devem ser equivalentes para histórias térmicas nas quais a acumulação de danos de radiação e perda de He ocorrem simultaneamente e não ocorre apagamento ou perda difusiva de He, embora algumas calibrações sejam necessárias. Os autores apontam que são esperadas retentividades altas e idades mais antigas do que as obtidas via modelo HeTM na maior parte das histórias térmicas

que envolvam perda de He ou apagamento, já que traços de fissão requerem temperaturas mais altas que o He para induzir o mesmo nível de apagamento.

Figura 10 - Modelo esquemático da potencial influência dos danos de radiação na difusão do He.



Legenda: (a) Difusão do átomo de ${}^4\text{He}$ sem efeito de danos de radiação. (b) Difusão do átomo de ${}^4\text{He}$ em mineral com danos de radiação; o círculo representa a área danificada. (c) Situação idêntica a "b" com maior acumulação de áreas danificadas. Os esquemas inferiores indicam a energia de ativação efetiva para a difusão como função da posição radial (r) através de uma esfera com raio "a"; $r/a = 1$ corresponde à superfície do cristal. He_f é um átomo livre de He localizado numa área sem danos de radiação. He_t é o átomo trapeado localizado na área danificada. E_a é a energia de ativação por difusão de volume através de cristal totalmente livre de danos de radiação e E_t é a energia requerida para que um átomo de hélio se desloque de uma área trapeada para outra não danificada.

Fonte: SHUSTER et al., 2006.

Os cristais de apatita que foram submetidos a histórias térmicas similares apresentarão idades (U-Th)/He em apatita (AHe) proporcionais à acumulação de danos de radiação, que é proporcional à concentração de U, Th e Sm, embora o Sm tenha importância reduzida (SHUSTER et al., 2006; FLOWERS et al., 2009). A variação na concentração dos isótopos pais justificaria as variações nas idades em cristais oriundos de uma mesma amostra de rocha. No contexto de resfriamento lento, o modelo RDAAM estabelece uma correlação positiva, mas não linear, entre as idades (U-Th)/He e a concentração eU, ao contrário de uma história térmica associada a resfriamento rápido, que indica idades uniformes (FLOWERS et al., 2009). Isso ocorre porque no processo de resfriamento rápido não há tempo suficiente para

que ocorra uma variabilidade na difusividade do He, enquanto que na situação oposta as apatitas com concentrações eU mais altas serão submetidas a uma maior acumulação dos danos de radiação que retarda a difusão do He e, conseqüentemente, a uma temperatura de fechamento associada também maior. Tal condição pode resultar em idades mais antigas em apatitas com concentração de eU maior devido a essa maior acumulação de danos da radiação. Flowers et al. (2009) exemplificaram, a partir de modelo simulado, que uma apatita com concentração eU entre 50-150 ppm apresentará valor de temperatura de fechamento efetiva de 9°C ou maior que as observadas para o sistema baseado em traços de fissão, associada a essa maior retentividade do He gerada pelos danos da radiação.

Outros autores também discutiram a importância dessa relação entre a produção de partículas alfa e, o decaimento de U e Th, o processo de ejeção das partículas e de difusão através do cristal e a dependência com relação às variações na temperatura. Tal relação é fundamental para a compreensão das idades (U-Th)/He (GAUTHERON et al., 2009; GREEN et al., 2006; SHUSTER et al., 2006).

A concentração efetiva de urânio (eU) é apresentada em partes por milhão (ppm) e representa, portanto, um indicador para os danos de radiação. O cálculo é feito de forma aproximada pela conversão do volume em peso. O volume é calculado pela medida do cristal e o peso específico da apatita (3,20 g/cm³), não ocorrendo a pesagem individual para cada amostra por não representar problema para a obtenção das idades (U-Th)/He. A concentração efetiva de urânio é determinada pela seguinte equação:

$$eU = [U] + 0,235 [Th] \quad (\text{Eq. 3})$$

onde U é o total de ²³⁸U em ppm mais o total de ²³⁸U dividido pela taxa de decaimento atual, o fator 0,235 corresponde à relação entre as constantes de decaimento dos elementos e Th é o total da concentração de ²³²Th em ppm.

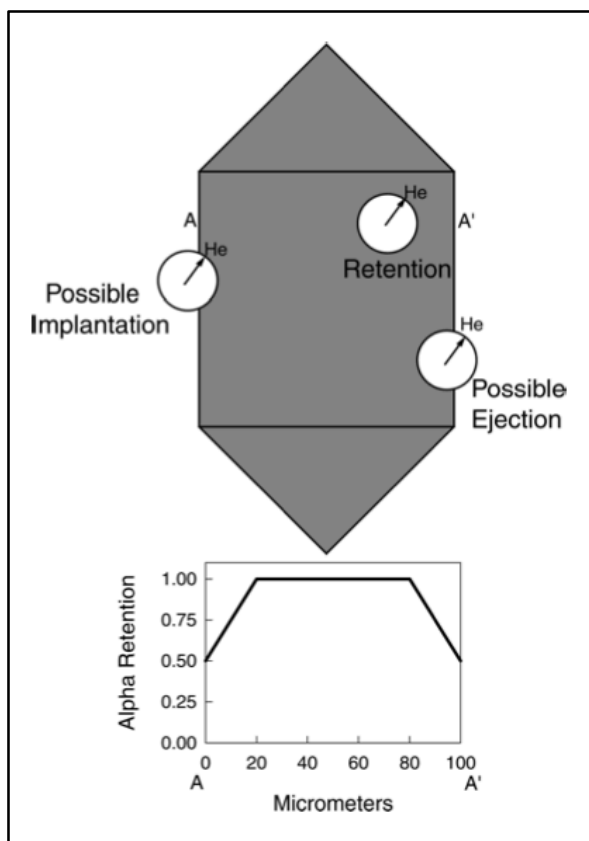
3.1.6 Emissão de partículas alfa (α)

Um problema existente na datação (U-Th)/He é o processo de emissão de partículas alfa (α) durante o decaimento do U e Th. As partículas alfa têm energia cinética alta, podendo se

deslocar por significativas distâncias (FARLEY et al., 1996; STOCKLI et al., 2003; BASU, 2004) e, assim, obscurecer a idade do mineral (FARLEY et al., 1996) (Figura 11).

As distâncias de ejeção do núcleo atômico são função da energia e da carga de tais núcleos, assim como da composição e densidade do material a ser atravessado (FARLEY et al., 1996). Na apatita, que tem densidade de $3,2 \text{ g/cm}^3$, as partículas alfa se deslocam por uma distância de, aproximadamente, 20 micra, a partir do átomo pai, enquanto que em minerais como zircão ou titanita as distâncias são menores devido às maiores densidades (4,4 e 3,6, respectivamente).

Figura 11 - Efeitos das distâncias de parada na retenção do He.

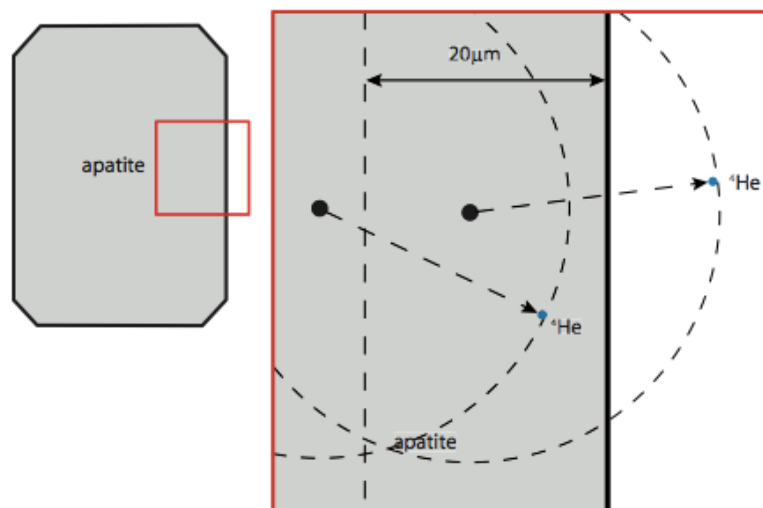


Legenda: A figura superior apresenta as possibilidades de retenção, ejeção ou implantação. A área central do círculo indica a área de localização dos nuclídeos pais U e Th e as suas bordas indicadas com o "He", com as setas indicando possíveis trajetórias, apontam as áreas onde as partículas podem repousar. O gráfico inferior apresenta as variações de retenção no sentido borda-centro-borda ao longo do perfil A-A'.

Fonte: FARLEY, 2002.

Wüthrich (2009) apresentou um esquema que ilustra as possibilidades de perda de He por emissão de partículas alfa (Figura 12). A medida conhecida como "distância de parada" (*stopping distance*) (FARLEY et al., 1996) é uma fração do raio do mineral de apatita proporcional à razão superfície/volume. Como consequência de tal deslocamento, parte do He produzido poderá ser ejetado e, portanto, perdido, especialmente quando tal processo ocorre na sua área marginal. Tal perda resulta numa diminuição da sua concentração no mineral e, por sua vez, em idades mais jovens. A utilização de fatores de correção morfométricos são apresentadas por Farley et al (1996) para solucionar o problema a partir da correção das idades.

Figura 12 - Representação esquemática da ejeção de partículas alfa.



Fonte: WÜTHRICH, 2009.

3.1.7 Efeitos do zonamento

O deslocamento de partículas também pode ser responsável pela distribuição de urânio e tório de maneira heterogênea, com a transferência dos radioelementos de áreas com excesso para outras carentes ou com ausência deles. Essa distribuição irregular gera um zonamento que se reflete nas idades pela alteração dos gradientes associados à perda por difusão e que é particularmente importante para a datação de zircão, que apresenta zonamento facilmente identificado, como destacado por Hourigan et al. (2005). As variações intracristalinas na

distribuição de U e Th também podem causar variações na difusividade do He (FARLEY et al., 2011).

Alguns estudos apontam o problema mas se baseiam numa distribuição homogênea dos elementos urânio e tório no cristal (FARLEY et al., 1996; FARLEY e STOCKLI, 2002) e outros consideram a determinação do zonamento no processo de correção da emissão de partículas α (HOURIGAN et al., 2005).

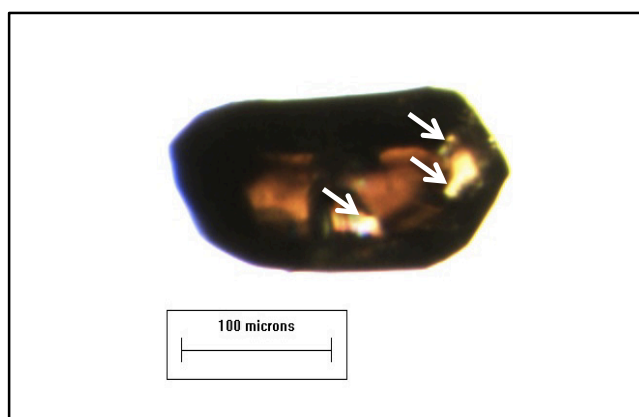
Fitzgerald et al. (2006) observaram que as idades corrigidas a partir do fator de correção F_T geralmente se baseiam numa distribuição homogênea de U e Th na estrutura do cristal e tal premissa pode exacerbar as variações nas idades, quando utilizada uma situação na qual tal homogeneidade não se aplica, além de resultar em idades muito antigas (especialmente no caso de (U-Th)/He em apatita). Tais variações são mais acentuadas quando a amostra foi submetida a uma taxa de resfriamento mais lento ou residiu na Zona de Retenção Parcial (ZRP) por mais tempo, ao contrário do que ocorre no contexto de resfriamento rápido no qual as variações nas idades são minimizadas. O processo de difusão modifica o perfil de concentração do ^4He , que é dependente da distribuição inicial de U e Th no interior do grão ou pode ser modificado pela implantação de partículas α de origem externa; tal modificação no perfil de concentração será maior se o resfriamento for lento (FITZGERALD et al., 2006). A variação das idades nas proximidades da base da ZRP (Figura 7) é menor, já que a perda do ^4He por difusão é rápida, que atua como o mecanismo dominante nesse setor. Na metade da ZRP há uma diminuição da perda por difusão e variação maior das idades e, finalmente, acima do topo da ZRP o processo predominante de perda ocorre pelo mecanismo de ejeção de partículas α .

3.1.8 Inclusões ricas em urânio (U) e tório (Th)

Muitos cristais de apatita contêm inclusões minerais ricas em urânio e tório que podem ser sólidas ou fluidas (Figura 13). As inclusões de zircão e monazita, por exemplo, são consideradas os tipos mais comuns (FARLEY e STOCKLI, 2002), e podem produzir excesso de He e, assim, influenciar as idades (LIPPOLT et al., 1994; HOUSE et al., 1997; FITZGERALD et al., 2006). Segundo Vermeesch et al. (2007), além de gerar isótopos de hélio órfãos quando ejetam He na apatita, as inclusões causam problemas na correção matemática da emissão de partículas alfa. A correção é executada baseada, essencialmente, na

premissa de uma distribuição uniforme de U e Th e que será violada devido à existência de inclusões minerais ricas em U e Th. As inclusões de zircão não são dissolvidas no concentrado de HNO_3 comumente utilizado na digestão de apatita para as análises de U-Th.

Figura 13 - Exemplo de cristal de apatita coletado na área de estudo com inclusões visíveis e bolhas de ar, indicadas com as setas.



3.1.9 Efeitos do tamanho do cristal

A influência do tamanho do cristal nas idades tem várias implicações na termocronologia (U-Th)/He (REINERS e FARLEY, 2001). Diante disso, a seleção do cristal representa uma etapa fundamental para se obter amostras com dimensão adequada, geometria eudral e ausência de danos na sua forma, para que os cálculos de correção possam ser melhor executados (FARLEY et al., 1996). Tal solução matemática é aplicada com base na geometria do cristal para corrigir a perda de He causada pela emissão de partículas α (FARLEY et al., 1996; HOURIGAN et al., 2005).

A perda de partículas alfa com energia cinética alta é maior nos cristais muito pequenos já que essas partículas se deslocam por significativa distância até se depositarem numa determinada área do cristal (FARLEY et al., 1996; STOCKLI et al., 2003). Como discutido por Farley et al. (1996), a subestimação de idades está vinculada ao tamanho e parâmetros de forma e, dessa maneira, tais parâmetros de correção morfométricos têm de ser aplicados.

Flowers et al. (2009) observaram que a utilização de grãos menores resulta numa melhor correlação de concentração efetiva de urânio (eU) e indicaram que o tamanho mais

comum da apatita a ser utilizada nas análises de datação (U-Th)/He é de 60 μm de raio esférico na comparação entre o tamanho dos grãos e os efeitos eU em simulações de tempo-temperatura. A correlação entre idade AHe e tamanho do cristal pode ser maior quando a amostra residiu por um longo período de tempo na Zona de Retenção Parcial (ZRP), entre $\sim 30\text{-}70\text{ }^\circ\text{C}$ por $>10^7$ anos, como observado por Reiners e Farley (2001). A variação nas idades de cristais analisados individualmente deve ser mínima se o resfriamento for rápido, mas com a redução da taxa de resfriamento tal variação aumenta (Fitzgerald et al., 2006).

3.2 Procedimentos analíticos

Os procedimentos analíticos utilizados para a aplicação do método (U-Th)/He em apatita serão apresentados a seguir, considerando: 1) a preparação primária de amostras que envolve procedimentos-padrão de preparação de amostras para obtenção de concentrados minerais; 2) a preparação secundária, com vistas à seleção de cristais apropriados para as análises termocronológicas; 3) extração e determinação da concentração de ^4He ; e 4) determinação da concentração de U e Th.

3.2.1 Preparação primária

A partir da coleta de 33 amostras de rochas do embasamento, com peso variável entre 11 e 38 Kg em cada ponto, as amostras foram submetidas à rotina de preparação inicial no Laboratório Geológico de Preparação de Amostras - LGPA da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. As duas últimas etapas dessa fase inicial de preparação, assim como as etapas seguintes, foram realizadas nas instalações no *ASU Noble Gas Geochemistry and Geochronology Laboratories* e no *W. M. Keck Foundation Laboratory for Environmental Geochemistry* da *School of Earth and Space Exploration* da *Arizona State University*.

A seguinte rotina de preparação foi executada:

- 1) lavagem para reduzir o risco de contaminação;
- 2) secagem;

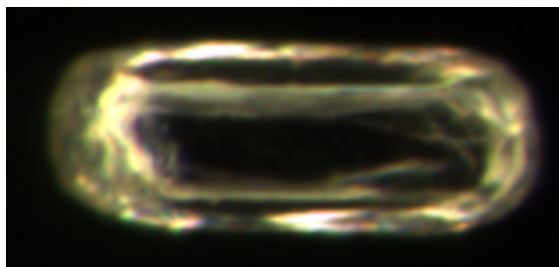
- 3) britagem em britador de mandíbulas;
- 4) peneiramento na fração granulométrica 500 μm (35 mesh);
- 5) lavagem das amostras na fração granulométrica 500 μm (35 mesh) para redução das partículas de argila nos cristais e melhor execução das etapas posteriores;
- 6) secagem em estufa;
- 7) peneiramento com telas descartáveis nas frações granulométricas 500 μm (35 mesh), 315 μm (48 mesh), 250 μm (60 mesh), 177 μm (80 mesh), 150 μm (100 mesh), 130 μm (115 mesh), 88 μm (170 mesh) e 63 μm (230 mesh);
- 8) bateamento;
- 9) separação densimétrica usando bromofórmio com densidade de 2.89 g/cm^3 ;
- 10) separação magnética inicial com imã de mão; e
- 11) separação eletromagnética com separador isodinâmico Frantz na voltagem de 1.2 A e com inclinação de 15°.

As amostras foram combinadas na etapa de separação magnética considerando os intervalos granulométricos: 35-60 Mesh = 500-250 μm , 60-115 Mesh = 250-120 μm e 115-230 Mesh = 120-63 μm e resultando na combinação das frações 315-250 μm , 177-150 μm , 115-88 μm , 63 μm .

3.2.2 Preparação secundária

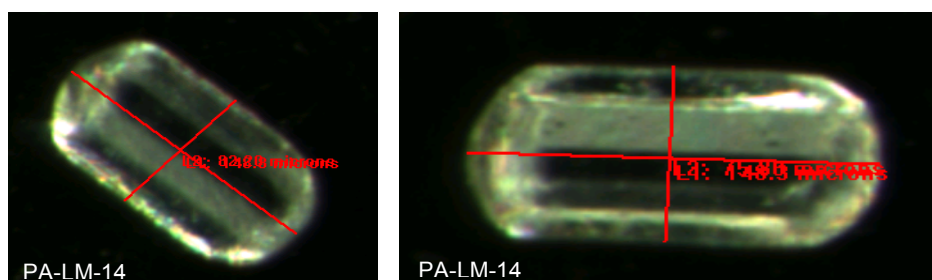
A seleção dos cristais para a execução dessa etapa secundária de preparação foi realizada no *ASU Noble Gas Geochemistry and Geochronology Laboratories* (NG³L) da *School of Earth and Space Exploration* da *Arizona State University*, utilizando-se o microscópio binocular Leica MZ16, com ampliação de 184x e câmera digital acoplada de alta resolução. A seleção de cada grão, como o cristal apresentado na Figura 14, foi realizada manual e criteriosamente, baseando-se na geometria do grão (eudral), claridade e ausência de inclusões visíveis, seja via luz plana ou luz polarizada, tendo em vista as implicações no processo de análise, especialmente para a correção da emissão de partículas alfa. O procedimento inicial foi realizar uma seleção preliminar de um número maior de cristais (>30 grãos para cada amostra) com base nas características morfométricas e, por fim, executar a análise detalhada sobre a forma e ausência de inclusões ou qualquer ocorrência que pudesse comprometer os resultados.

Figura 14 - Imagem ampliada de um cristal de apatita selecionado para as análises (amostra RE-LM-25 a006a, que representa o cristal com a idade mais jovem obtida na pesquisa, 43,5 Ma), com destaque para a geometria do cristal, com terminações bem definidas.



Os cristais foram documentados e medidos com auxílio de um programa de computador integrado ao microscópio e planilha do programa Excel do pacote Microsoft Office, para que os dados fossem posteriormente utilizados na correção da emissão de partículas alfa, segundo os critérios de Farley et al. (1996). Os grãos foram medidos em dois lados de forma a permitir o cálculo das médias do comprimento e largura e o raio do grão identificado (Figura 15). As fotomicrografias de todos os cristais analisados estão disponíveis no Anexo A, com informações sobre as medições realizadas. Como o dado sobre as medidas das "linhas" 1 e 2 aparecem de forma truncada em algumas fotomicrografias, como a da Figura 15, por exemplo, optou-se por incluir a informação abaixo de cada imagem (Anexo A).

Figura 15 - Cristal de apatita analisado, com destaque para as medições comprimento e largura em ambos os lados para os cálculos de raio e comprimento.



Após a seleção de cada mineral, baseada nos critérios anteriormente descritos, a unidade foi inserida em micropacotes (*microcrucibles*) de nióbio (Nb), com um dos lados fechados previamente de forma a bloquear a saída do cristal. Após o fechamento do cadinho a amostra

foi inserida em pequeno frasco de polipropileno de 2 ml devidamente identificado de forma a ficar protegida até o momento de ser submetida à etapa seguinte.

3.2.3 Extração e determinação da concentração de ^4He

As concentrações atuais de He, U e Th são determinadas com o propósito de se obter a idade da amostra. Inicialmente, o He é extraído no espectrômetro de massa quadrupolo denominado Australian Scientific Instruments (ASI) Alphachron. O equipamento do *ASU Noble Gas Geochemistry and Geochronology Laboratories (NG³L)* da *School of Earth and Space Exploration* da *Arizona State University* foi utilizado nas análises.

As amostras são inseridas em micropacotes de nióbio (Nb), com ambos os lados fechados e colocados na câmara do laser Australian Scientific Instruments (ASI) Alphachron, que permite a análise de 25 amostras a cada operação. Como rotina do laboratório, alguns micropacotes de nióbio (Nb) foram utilizados vazios, como *blanks*, e outros com alíquotas da fluorapatita Durango como *padrões (standards)*.

A extração do He é feita por aquecimento sob vácuo na célula do laser, a temperatura de aproximadamente 1400 °C. A temperatura de fusão da apatita é de cerca de 1620 °C (Zeitler et al., 1987).

Após a execução das análises para a mensuração da concentração do ^4He , os cristais inseridos nos micropacotes de Nb são retirados da câmara do laser do *Alphachron* e colocados nos seus respectivos frascos de polipropileno para serem submetidos, em seguida, ao processo de dissolução para as análises de urânio (U) e tório (Th).

3.2.4 Determinação das concentrações de urânio e tório

As análises de concentração de urânio (U) e tório (Th) foram realizadas no espectrômetro de massa *Thermo Electron X-series (inductively coupled plasma source)* do *W. M. Keck Foundation Laboratory for Environmental Geochemistry* da *Arizona State University* a partir de parceria estabelecida com o *ASU Noble Gas Geochemistry and Geochronology Laboratories (NG³L)*.

Os cristais de apatita, inseridos nos micropacotes de Nb e nos frascos de polipropileno foram dissolvidos segundo a metodologia de descrita por Evans et al. (2005), que utiliza 25 μl de ácido nítrico (HNO_3) numa concentração *spike* dissolvida em 50% de água destilada com HNO_3 ultra-puro, com conteúdo de 5 ng de ^{230}Th e 15 ng de ^{235}U . As amostras são colocadas no aparelho de ultrassom por 15 minutos para posterior dissolução por mais 4 horas. Após o processo de dissolução inicial, o conteúdo é diluído em água MilliQ 18.2 MegaOhm e 10 μl HNO_3 ultra-puro para posterior análise no espectrômetro de massa.

A vantagem de se utilizar micropacotes de Nióbio (Nb) ao invés de platina (Pt), como se observa comumente, é que o Nb dissolve-se completamente durante o processo de dissolução do mineral, não havendo a necessidade de posterior abertura para retirada e o risco de perda do cristal, como ocorre com os micropacotes de Pt, que representa um complicador adicional para as análises, especialmente de alguns minerais como zircão. A escolha do metal selecionado é importante na medida em que pode causar interferências isobáricas nos isótopos e, portanto, alterar a concentração de U e Th.

A cada operação realizada no equipamento, vinte amostras da área estudada foram analisadas, além de duas amostras *blanks* e três amostras *standards*. Adicionalmente, uma solução *spike* padrão (SPST) foi utilizada com uma mistura da mesma solução utilizada para a apatita, com concentração conhecida de 25 μl adicionada a 25 μl de solução *standard*, com concentração de 25 ng/ml de U e Th em HNO_3 , diluído então em 350 μl de água purificada MilliQ 18.2 MegaOhm. Uma estratégia importante durante o processo de determinação das concentrações de U e Th foi a análise de dois *blanks* com micropacotes e de três amostras de apatita Durango (*standard*) a cada 12 amostras.

3.2.5 Cálculo e correção de idades

As concentrações de He, U e Th são utilizadas para calcular as idades, com base na equação de idade (U-Th)/He (Equação 1). Os procedimentos para conversão dos dados isotópicos obtidos em idades são apresentados por Evans et al. (2005).

O fator de correção (F_T) proposto por Farley et al. (1996) com base na morfologia do cristal, corresponde a uma solução analítica para avaliar a retentividade e a perda de isótopos de ^4He por ejeção, a qual é proporcional à razão superfície/volume. O fator de correção F_T é calculado levando-se em consideração o tamanho (comprimento e raio), forma e aspectos de

zoneamento (FARLEY et al., 1996). São utilizadas as dimensões do cristal e volume (concentração de U e Th), e os erros associados são atribuídos à premissa assumida, ou seja, à distribuição uniforme dos isótopos pais, que pode resultar em idades AHe erradas (FARLEY et al., 2011).

A partir da definição do fator de correção morfométrico (F_T) (FARLEY et al., 1996) é determinado o cálculo da idade corrigida, relacionando a idade bruta medida ao fator F_T , conforme apresentado na equação abaixo:

$$\text{Idade Corrigida} = \frac{\text{Idade Medida}}{F_T} \quad (\text{Eq. 4})$$

A idade "verdadeira" ("*the true helium age*"), a idade corrigida pelos efeitos da ejeção de partículas, é definida como $F_T = 1$. A seleção dos cristais utilizados, com tamanho e morfologia apropriados é considerada uma etapa crítica para a obtenção das idades (U-Th)/He já que em minerais muito pequenos os efeitos da ejeção de partículas α poderá ser bem maior, especialmente em frações menores que 60 μ (FARLEY et al., 1996).

3.3 Modelagem das histórias térmicas a partir de dados de termocronologia de baixa temperatura

3.3.1. Fundamentos teóricos

Os resultados obtidos a partir das análises (U-Th)/He permitem a modelagem da história térmica das amostras. Considerando-se que os sistemas termocronométricos permitem a medição de determinadas características em laboratório e que o seu comportamento seja extrapolado para a escala geológica, torna-se possível modelar um sistema que indica como uma determinada situação evolui, assumindo uma condição particular inicial e uma história tempo-temperatura subsequente (KETCHAM, 2005). As características utilizadas na modelagem são a concentração de isótopos pais e de seus produtos (isótopos filhos) e os processos sensíveis à temperatura que resultam na perda ou alteração dos produtos.

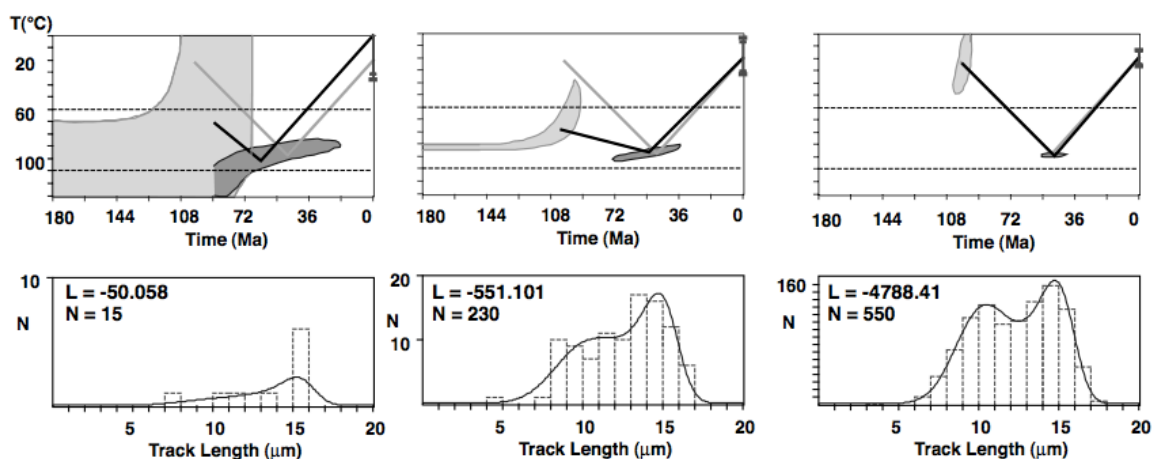
No processo de modelagem da história térmica executa-se, inicialmente, a modelagem direta (*Forward Modelling*) e, posteriormente, a modelagem inversa (*Inverse modelling*).

Nesta última, dada uma condição final medida e assumindo-se uma condição inicial, a modelagem buscar encontrar a condição de tempo-temperatura associada à história da amostra. Dessa forma, a solução encontrada pela modelagem inversa consiste numa variedade de histórias térmicas que são consistentes com os dados medidos e julgados pelos critérios estatísticos utilizados (KETCHAM, 2005). O objetivo do processo é identificar os melhores modelos (*best fit model*) que se aplicam para a área de estudo.

Os principais parâmetros utilizados na modelagem da história térmica no sistema (U-Th)/He são: a difusão do ^4He através da estrutura do cristal, as distâncias de ejeção de partículas alfa e a correção da idade (FARLEY et al., 1996). O parâmetro de difusão do ^4He baseia-se na denominada "*Finite Difference Solution*" (FD), que considera o perfil de difusão como uma função do raio, numa situação que utiliza uma solução esférica.

A quantidade de amostras é um outro aspecto importante na modelagem da história térmica. A incorporação de um maior número de dados geralmente causa uma menor variabilidade nas soluções aceitáveis, como apontado por Gallagher et al. (2005) que, a partir de método descrito por Gallagher (1995) para análise de história térmica de dados de traços de fissão em apatita, apresentaram resultados que indicam uma melhor resolução quando agrupados e modelados em conjunto (Figura 16).

Figura 16 - História térmica baseada em diferentes dados de traços de fissão em apatita.



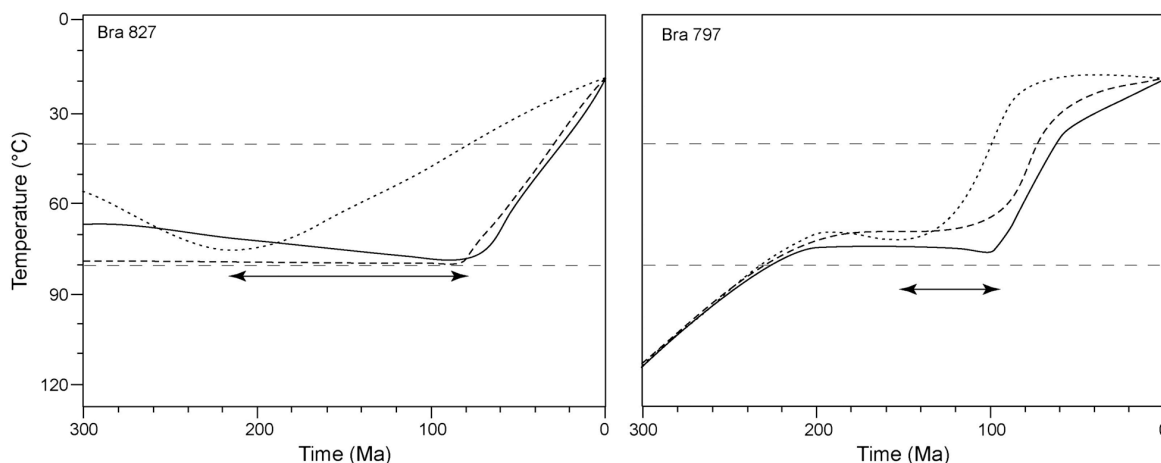
Legenda: Os gráficos apresentam os seguintes dados: 10 comprimentos e 5 idades (gráfico da esquerda); 200 comprimentos e 30 idades (gráfico central); 500 comprimentos e 50 idades (gráfico da direita).

Fonte: GALLAGHER et al., 2005.

As histórias térmicas podem ser simples em áreas submetidas a resfriamento rápido. No entanto, resultados anômalos podem ser observados especialmente em áreas com histórias térmicas complexas, recorrência de soterramento (*reburial*), com taxas de resfriamento e exumação lentas e/ou rochas que residiram na Zona de Retenção Parcial por um longo período.

Cogné et al. (2011), em estudo realizado na margem continental do sudeste do Brasil, analisaram a consistência de modelos que levam em consideração os efeitos dos danos da radiação. Os autores compararam os modelos propostos por Gautheron et al. (2009) e Flowers et al. (2009) com um modelo de difusão que desconsidera tais efeitos e apontaram a similaridade entre os resultados gerados pelos dois primeiros (Figura 17). Os modelos que incorporam os efeitos dos danos da radiação apresentam histórias térmicas diferentes quando comparados com modelos que não consideram tais efeitos, sendo inclusive mais consistentes com as informações geológicas independentes. Uma outra observação feita pelos autores é que as diferenças são maiores para amostras que estiveram na Zona de Retenção Parcial ou abaixo dela por mais de 30 Ma.

Figura 17 - Histórias térmicas de duas amostras (Bra827 e Bra797) baseadas em diferentes modelos de difusão.



Legenda: Modelo de difusão sem danos de radiação (linha pontilhada), modelo de Flowers et al. (2009) (linha tracejada), modelo de Gautheron et al. (2009) (linha sólida). A seta indica a duração do resfriamento para todos os modelos.
Fonte: COGNÉ et al., 2011.

É fundamental considerar que algumas amostras não são adequadas para serem submetidas à avaliação da história térmica já que podem influenciar os resultados significativamente. Flowers e Kelley (2011) demonstraram a influência dos danos de radiação, tamanho do cristal e zonamento na concentração de urânio (eU) e na retenção de hélio na apatita e a importância desses fatores na dispersão de dados.

3.3.2 O programa HeFTy para modelagem das histórias térmicas

Existem alguns programas computacionais disponíveis para a modelagem da história térmica (Corrigan, 1991; Crowley, 1993; Gallagher et al., 1995; Ketcham et al., 2000 apud KETCHAM, 2005; Hadler Neto et al., 2001). Ehlers et al. (2005), por exemplo, apresentaram diversos programas computacionais utilizados para a simulação e interpretação de dados termocronológicos, com o intuito de oferecer informações sobre as bases conceituais de tais programas e sobre os processos físicos que cada um pode simular. O desenvolvimento de programas computacionais de fácil manipulação pelos usuários e a distribuição de tais programas pelos grupos de pesquisa e/ou laboratórios que os desenvolveram representa uma importante contribuição para a simulação e interpretação de dados termocronológicos e de campos termais da crosta (EHLERS et al., 2005).

Segundo Ketcham (2005), os programas apresentam características básicas, tais como: a) modelo de apagamento (*annealing*) teórico que indica como os sistemas evoluem como função do tempo e temperatura; b) recurso algorítmico que calcula a evolução do modelo continuamente, durante a trajetória de tempo-temperatura; c) recurso estatístico para as comparações entre os cálculos do modelo e as medições; d) estratégia para situar o candidato à história térmica para ser testado contra o dado medido e, assim, pesquisar as melhores soluções entre o modelo e o dado; e e) recursos para apresentar a variedade de histórias térmicas possíveis e consistentes com o dado medido.

O programa computacional HeFTy, desenvolvido por Ketcham (2005), foi selecionado para a análise das histórias térmicas dos dados da pesquisa aqui apresentada. O programa computacional utilizado, HeFTy - versão 1.7.4, está disponível para a comunidade acadêmica no endereço eletrônico: <ftp://ctlab.geo.utexas.edu/Ketcham/ft/HeFTy/>

O programa foi desenvolvido para modelagens do tipo direta (*Forward Modeling*) e inversa (*Inverse Modeling*) para termocronologia de baixa temperatura como traços de fissão

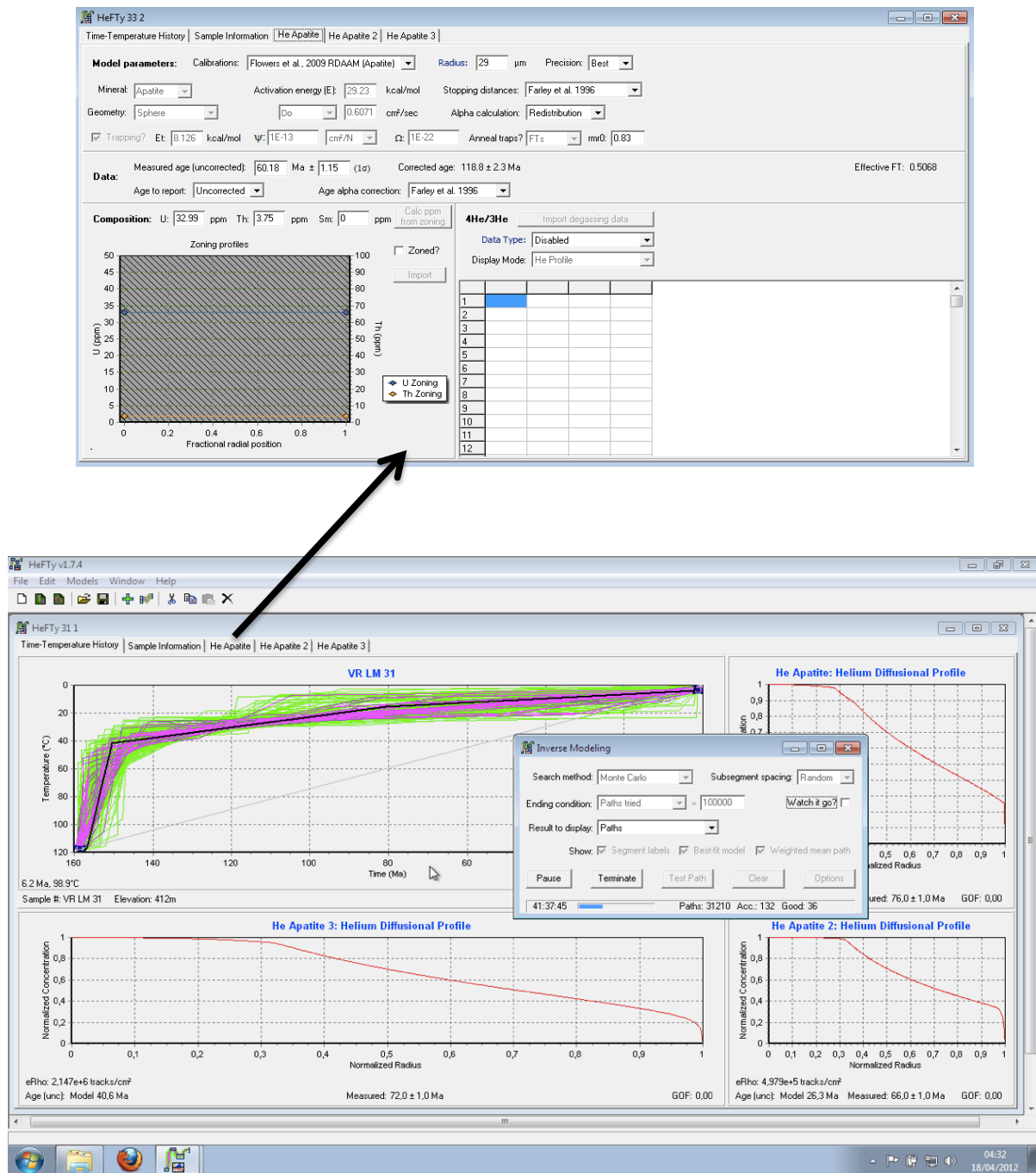
em apatita e (U-Th)/He, permitindo comparações e cálculos simultâneos de soluções e parâmetros entre, no máximo, sete termocronômetros (EHLERS et al., 2005). Os seus objetivos são: a) encontrar a melhor história térmica para o dado modelado (*best-fit*); e b) encontrar uma variedade de histórias térmicas consideradas "boas" ("*good*") e/ou "aceitáveis" ("*acceptable*").

No processo de "modelagem inversa", são gerados vários modelos baseados na "modelagem direta" inicial e os resultados são comparados a valores medidos para cada modelo gerado a partir da "modelagem direta". Os resultados são apresentados baseados na denominada "*goodness of fit*" ou GOF, que é uma comparação estatística entre a idade medida e incluída no modelo e o dado modelado. Os resultados considerados "*good*" indicam que as trajetórias tempo-temperatura (t-T) são suportadas pelos dados, com valores maiores ou iguais a 0,50. Já os resultados definidos como "*acceptable*" não são regulados pelos dados, com valores maiores ou iguais a 0,05. Esses resultados são utilizados para fornecer os contrastes quantitativos nas histórias tempo-temperatura (t-T) permitidas pelos dados medidos. O modelo é considerado "bom" se duas condições são encontradas: o valor de GOF deve ser pelo menos 0.5 e o valor mínimo de GOF deve ser maior que $1/(N+1)$, onde N é o número de testes de GOF que foram realizados.

Green et al. (2006) sugerem que os estudos de (U-Th)/He em apatita incorporem os dados de traços de fissão de forma a monitorar as respostas obtidas pelo sistema (U-Th)/He e se protegerem contra comportamentos anômalos. A utilização de dados de termocronologia de traços de fissão em apatita poderá ser considerada de forma integrada com vistas a melhor identificar possíveis resultados anômalos baseados no termocronômetro (U-Th)/He.

Na figura 18 são apresentadas as telas de interface do usuário do programa HeFTy. A tela superior é uma janela onde os dados são inseridos e a tela inferior corresponde à da configuração e exibição da modelagem direta e da modelagem inversa.

Figura 18 - Interface do usuário no programa HeFTy.



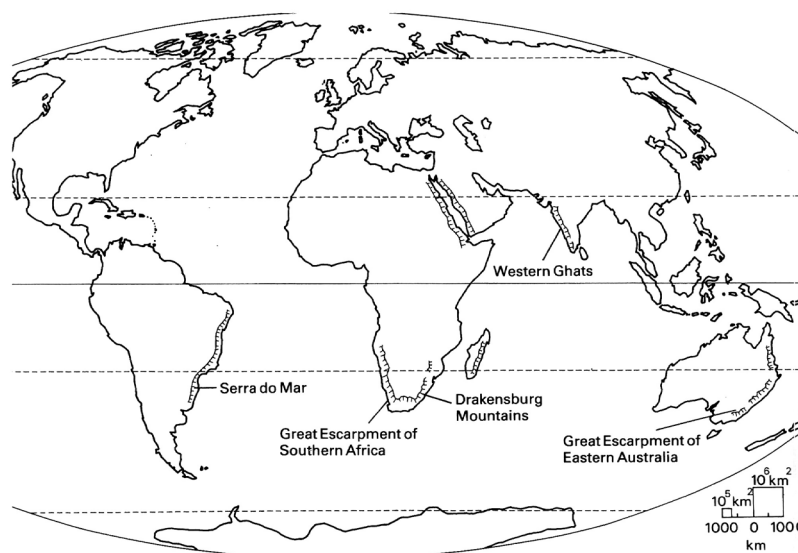
Fonte: KETCHAM, 2005.

3.4 Termocronologia e a evolução de margens continentais passivas

3.4.1 Fundamentos teóricos

A evolução de margens continentais passivas é tema que desperta significativo interesse da comunidade científica. Embora muitos avanços sejam notáveis no campo da interpretação sobre a evolução daquelas áreas, ainda há muitas questões em aberto, principalmente sobre as que exibem feições topográficas que indicam uma evolução complexa (Figura 19).

Figura 19 - Grandes escarpamentos em margens passivas.



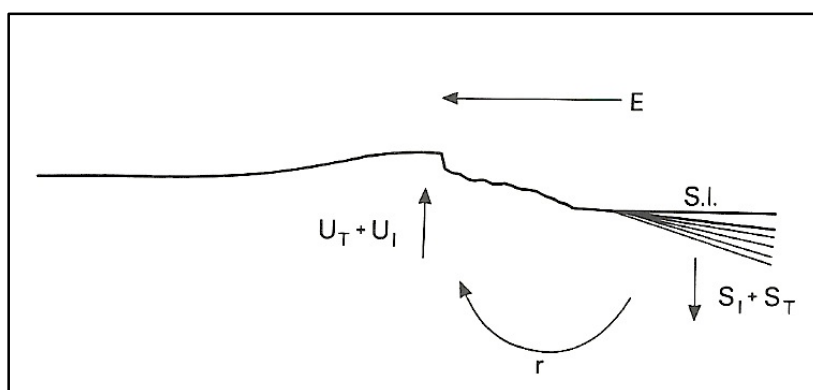
Fonte: SUMMERFIELD, 1991.

Brown et al. (2000) observaram que o interesse maior no estudo dos processos de denudação de áreas continentais adjacentes às margens rifteadas ocorre pela importância de tais processos na evolução tectônica dessas áreas, devendo-se à descoberta de recursos energéticos nas bacias marginais *offshore*. Obviamente, os processos de denudação e, portanto, as alterações na paisagem ao longo do tempo geológico são elementos fundamentais para que se possa interpretar a acumulação do volume de sedimentos depositado em bacias sedimentares na margem continental.

Desse modo, investigações têm sido realizadas em diferentes regiões e contextos geológicos e geomorfológicos com o objetivo de estudar as taxas e magnitudes de processos endógenos e exógenos. O uso de métodos de termocronologia têm possibilitado a determinação de padrões de denudação ao longo do tempo, tornando-se muito úteis na reconstrução da história evolutiva de diversas áreas. A utilização da termocronologia visando a quantificação de taxas de soerguimento e/ou denudação representa uma importante aplicação para se analisar a relação entre tectônica e erosão resultante da interação dinâmica entre soerguimento, subsidência, desnudação e sedimentação (THOMAS e SUMMERFIELD, 1987).

Summerfield (1991) destacou os principais fatores tectônicos controladores da evolução do relevo em margens passivas rifteadas, os quais estão associados à interação entre processos como: 1) soerguimento térmico e soerguimento isostático, vinculado à perda de material por denudação; 2) subsidência térmica e subsidência isostática, vinculada ao acúmulo de sedimentos; 3) rotação da margem, como resultado dos processos de soerguimento e subsidência; e 4) erosão por recuo do escarpamento (Figura 20).

Figura 20 - Fatores tectônicos controladores da evolução do relevo em margens passivas rifteadas.



Legenda: U_T = soerguimento térmico; U_I = soerguimento isostático associado à perda de material por denudação; S_T = subsidência térmica; S_I = subsidência isostática associada ao acúmulo de sedimentos; r = rotação da margem como resultado de U_I e S_I ; E = erosão por recuo do escarpamento; e S.l. = nível do mar.

Fonte: SUMMERFIELD, 1991.

O método de termocronologia de baixa temperatura (*low-temperature thermochronology*) (U-Th)/He é, atualmente, um dos principais métodos de datação utilizados para este tipo de estudo, além de traços de fissão (TF) e K-Ar ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) (REINERS e BRANDON, 2006). Entre suas aplicações destacam-se estudos sobre a interação entre tectônica e geomorfologia (REINERS e SHUSTER, 2009; DENSMORE, 2008); a reconstrução de histórias de resfriamento das rochas e sua relação com a exumação de áreas a partir da relação entre topografia e exumação (HOUSE et al., 1998; SPOTILA, 2005); assim como processos de falhamento e erosão, inclusive os associados à movimentações de menores magnitudes e neotectônicas na crosta superior (STOCKLI et al., 2003; TAGAMI, 2012).

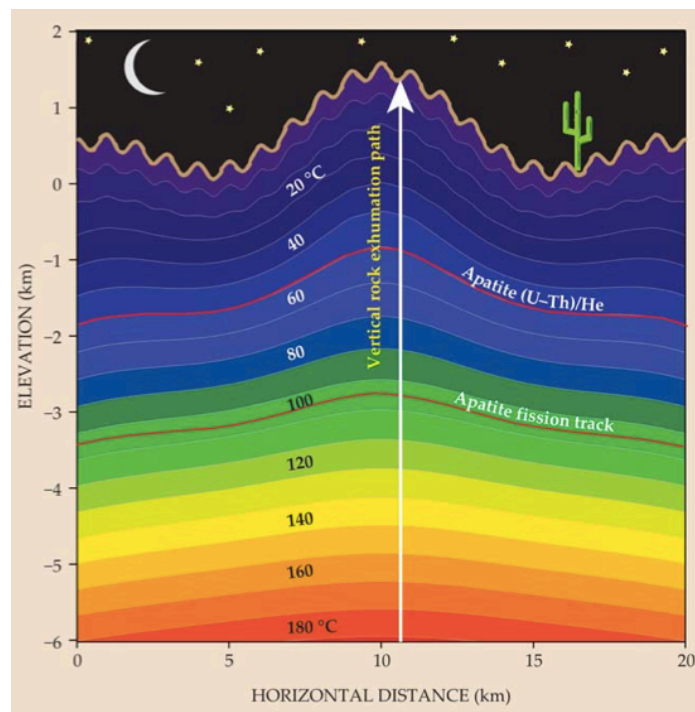
Através da aplicação desse método é possível obter taxas de erosão e variações espaço-temporais em escala de $\sim 10^5$ - 10^7 anos, compatíveis com a evolução orogênica e ciclos de decaimento, assim como com a resposta ao longo do tempo da relação clima-tectônica (REINERS e BRANDON, 2006). Além disso, a combinação de termocronômetros com diferentes abrangências térmicas pode oferecer informações ainda mais completas sobre a história de exumação das áreas continentais.

Diversos estudos mostram que as mudanças recentes no relevo afetam a distribuição das idades relacionadas à elevação topográfica (BRAUN, 2002b). Reiners e Shuster (2009) apresentam um modelo de isotermas sob uma simples condição de topografia, representada pela linha superior (marrom) na figura 21. Considerando-se o gradiente geotérmico, as temperaturas aumentam em profundidade numa taxa de, aproximadamente, 20-30°C/km. Dessa maneira, as rochas sofrem resfriamento com a aproximação da superfície, à medida em que são trazidas de maiores profundidades para a superfície por eventos de soerguimento tectônico ou expostas por processos erosivos. A integração entre as informações sobre o tempo (idade), a temperatura e gradientes geotérmicos oferece a possibilidade de se estimar a duração e taxas de exumação, assim como a paleotopografia de uma determinada área (REINERS e SHUSTER, 2009).

Em margens continentais passivas, especialmente as margens elevadas, é reconhecido o padrão de aumento progressivo das idades com o aumento da altitude e da distância da costa, como apresentado em diversos estudos baseados na análise de traços de fissão em apatita (GALLAGHER et al., 1994, 1995, 1998; GALLAGHER e BROWN, 1997; BROWN et al., 2000; GUNNEL, 2000). Gunnell (2000) apresentou uma seleção de dados de traços de fissão de áreas de margens passivas elevadas, a partir de dados apresentados inicialmente por Gallagher e Brown (1997) (Figura 22), com esse padrão de idades em margens passivas elevadas. Segundo Gallagher e Brown (1997), tal característica não teria relação alguma com

taxas de soerguimento, mas resulta de padrões de denudação diferencial à medida em que a "estratigrafia" termocronológica (Figura 21) preexistente foi exposta na superfície com o aumento da distância em relação à margem. Como resultado da denudação diferencial nessas margens, ocorre a geração de escarpamentos elevados associados ao soerguimento isostático, com importantes implicações geomorfológicas e sedimentológicas (GILCHRIST e SUMMERFIELD, 1990).

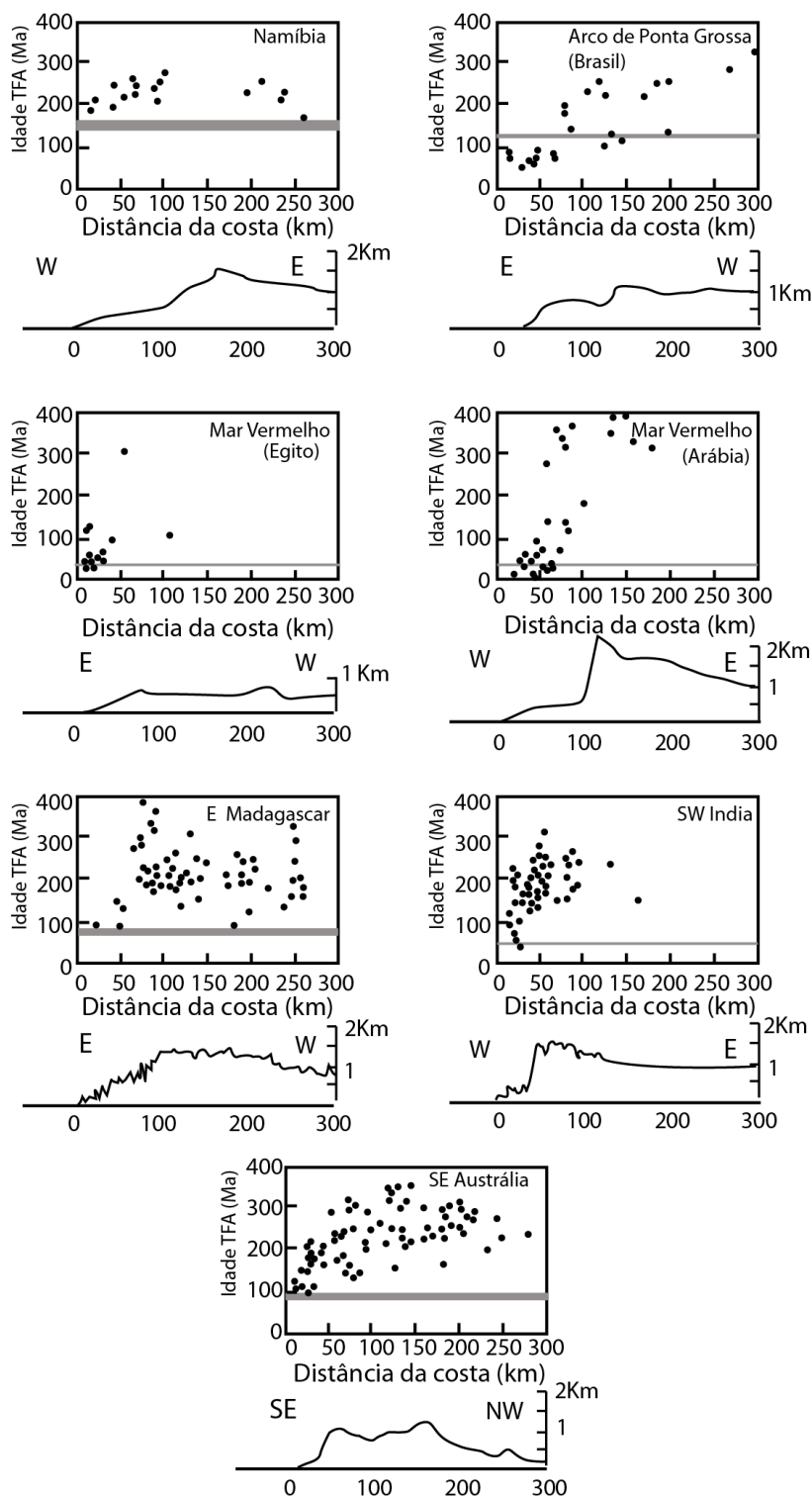
Figura 21 - O perfil temperatura x profundidade como auxiliar na determinação da história das rochas.



Fonte: REINERS e SHUSTER, 2009.

Nesse sentido, uma importante aplicação da termocronologia de baixa temperatura se refere à sua relação com exumação, na medida em que as idades tendem a aumentar sistematicamente de acordo com o aumento da altitude (WOLF et al., 1997).

Figura 22 - Distribuição de idades em traços de fissão em apatita e relação com a distância da costa em margens passivas.



Legenda: A linha cinza horizontal no gráfico destaca o evento de rifteamento continental.

Fonte: VAN DER BEEK, 1995; GALLAGHER e BROWN, 1997 e SEWARD et al., 1998, modificado por GUNNEL (2000).

3.4.2 Aplicação da termocronologia de baixa temperatura na análise do relevo

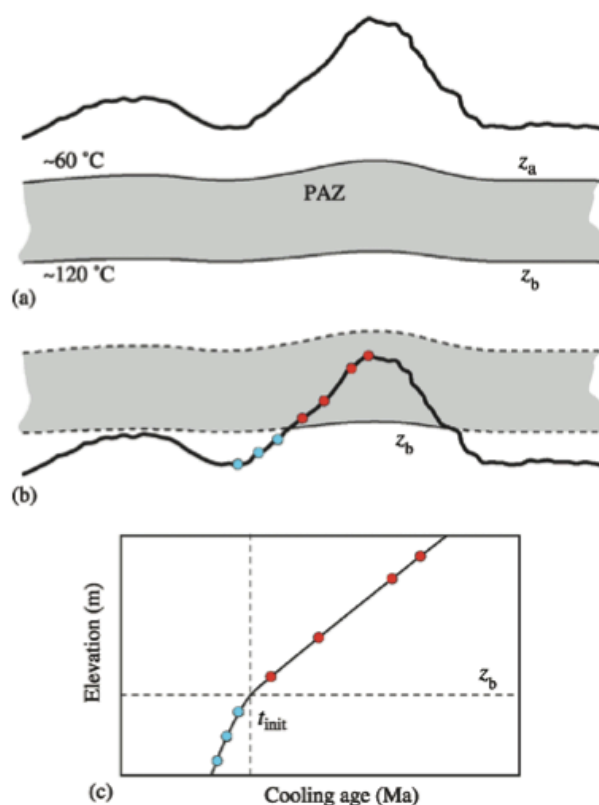
Uma importante consideração a ser feita refere-se à diferenciação existente entre os conceitos de DENUDAÇÃO, EXUMAÇÃO e EROSÃO. Ring et al. (1999) definem "denudação" como a remoção da rocha por processos tectônicos e/ou superficiais considerando-se um ponto específico na superfície terrestre. Já a "exumação" se refere à exposição do material que é trazido para a superfície como resultado da denudação. A erosão, por sua vez, é a remoção superficial dos produtos intemperizados por processos químicos e mecânicos. Gallagher et al. (1998), adicionalmente, diferenciaram "denudação tectônica" (*tectonic denudation*) e "denudação erosional" (*erosional denudation*): a denudação tectônica refere-se à erosão relacionada a falhamentos e reativações de zonas de cisalhamento, enquanto a denudação erosional é associada à ocorrência de períodos de erosão rápida.

A análise da relação entre idade e altitude ao longo de um perfil vertical, também denominada AER (*age elevation relationship*) é uma estratégia comum utilizada nos estudos termocronológicos (WAGNER e REIMER, 1972; PARRISH, 1983) uma vez que pode contribuir para o reconhecimento da diferença entre as idades das amostras e as condições de resfriamento distintas, assim como o tipo de exumação a que foram submetidas.

Hodges (2003) observou que embora a termocronologia ofereça significativo detalhamento na reconstrução da história de resfriamento das rochas, há uma perspectiva de utilização ainda mais útil no contexto da tectônica continental que se refere às mudanças nas posições com relação à superfície da Terra ao longo do tempo. Se ocorre um aumento da temperatura em profundidade (z), numa crosta continental estável, a trajetória tempo-temperatura (t - T) de uma amostra deverá refletir a história do seu transporte através da superfície terrestre (Figura 23). Ainda segundo o autor, quando a exumação pode ser atribuída à denudação tectônica, a termocronologia pode ajudar a analisar a evolução cinemática de sistemas de falhas normais e, quando atribuído à erosão, pode melhorar a compreensão sobre processos sedimentares ocorridos durante uma orogênese. A abordagem utilizada para estimar tais processos é relacionada com a taxa de resfriamento que é determinada para uma amostra única de acordo com a sua taxa de exumação através do gradiente geotérmico assumido e pode ser aplicada em situações onde existam dados de dois ou mais termocronômetros, dados de cristais individuais zonados pela determinação de variações no núcleo e margem ou mesmo para um único termocronômetro com amostras coletadas ao longo de um perfil vertical.

Hodges (2003) acrescentou que dados de idade-elevação (Figura 23c) podem ser muito úteis para a determinação do momento inicial de denudação, considerando-se um episódio rápido em área de topografias elevada, iniciado num determinado momento (t_{init}), e que continue nos dias de hoje numa taxa uniforme. A exposição da superfície moderna poderá incluir amostras da Zona de Apagamento Parcial ou até mesmo de zonas mais profundas. Como resultado, o perfil de idade-elevação será caracterizado por um ponto de inflexão que determina uma paleoprofundidade (z_b) em que as rochas abaixo desse ponto indicarão um perfil de idade-elevação e o gradiente acima se refere à estrutura termal pré-exumação.

Figura 23 - Zonas de Apagamento Parcial (ZAP) exumadas de traços de fissão em apatita e sua relação com taxas de exumação.



Legenda: (a) Seção esquemática indicando a Zona de Apagamento Parcial (cinza) numa situação de topografia em equilíbrio. O topo e a base da ZAP (z_a e z_b) representam as suas posições com relação às isotermas; (b) Posição da ZAP depois da exumação por erosão. O modelo apresenta amostras coletadas ao longo de um perfil vertical de idade-elevação. Pontos em vermelho seriam os coletados acima do nível estrutural que foi um z_b e os pontos em azul teriam sido coletados abaixo; (c) Relação entre elevação e idades de resfriamento. O ponto de inflexão representa a idade inicial do evento de exumação (t_{init}) e a posição da base da ZAP exumada.

Fonte: HODGES, 2003.

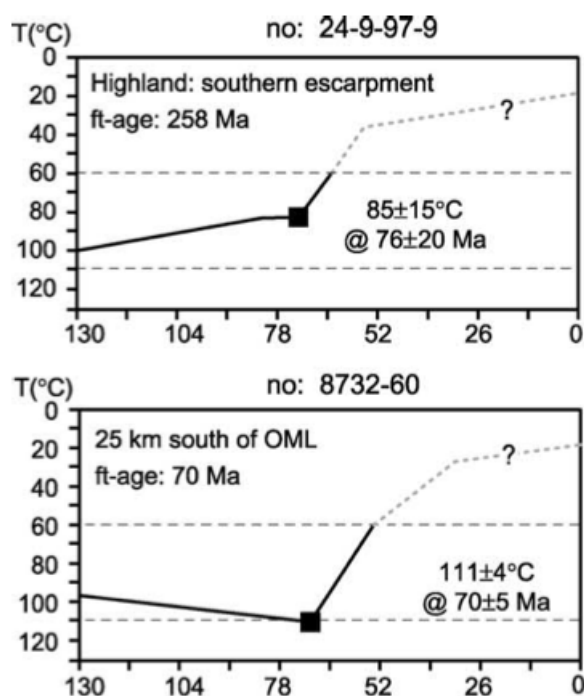
Para analisar o total da superfície denudada, Raab et al. (2002) propuseram um método no qual a denudação é calculada a partir da divisão da taxa de resfriamento pelo gradiente geotérmico, de acordo com a equação:

$$D = \left(\frac{T - T_0}{G} \right) \quad (\text{Eq. 5})$$

onde: D é o total da seção denudada (km), T é a paleotemperatura modelada (°C), T₀ é a temperatura da superfície (°C) e G é o gradiente geotérmico.

Devido à inexistência de informação sobre o paleogradiente térmico comumente é utilizada a informação disponível sobre o gradiente térmico atual, assim como simulações com outros valores de gradientes com o intuito de realizar estimativas para o caso da ocorrência de variações nos fluxos de calor ao longo do tempo. A superfície denudada é estimada a partir de informações obtidas pela modelagem da história térmica, que fornece o registro da paleotemperatura, muitas vezes determinando o ponto de inflexão da trajetória tempo-temperatura que marca o início da denudação (Figura 24).

Figura 24 - Exemplo de histórias térmicas modeladas e utilizadas para análises de taxas de denudação.



Legenda: A linha sólida representa o traçado do "best fit" para a modelagem direta e a continuidade dela com o traçado pontilhado marca a estimativa de denudação. O quadrado preto mostra o ponto de mudança na análise tempo-temperatura que marca o início da denudação. As linhas tracejadas horizontais marcam a zona de apagamento parcial.

Fonte: RAAB et al., 2002.

Neste trabalho, a taxa de erosão média foi calculada segundo método proposto por Burbank e Anderson (2001). Inicialmente, obtendo-se a profundidade (z) na qual a rocha estava situada até ser trazida para a superfície, a partir da equação:

$$z = c / (dT/dz) \quad (\text{Eq. 6})$$

onde: c é a temperatura de fechamento do sistema isotópico utilizado e dT/dz é o gradiente geotérmico. A partir desse cálculo a taxa de erosão média (E) pode ser estimada, de acordo com a equação:

$$E = z/a \quad (\text{Eq. 7})$$

onde: z é profundidade na qual a rocha estava situada até ser trazida para a superfície (z) (Equação 6) e a é a idade do resfriamento (Ma).