

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**EVOLUÇÃO TERMOTECTÔNICA DA MARGEM
CONTINENTAL BRASILEIRA**

CHRISTIE HELOUISE ENGELMANN DE OLIVEIRA

ORIENTADORA – Profa. Dra. Andréa Ritter Jelinek

Volume Único

Porto Alegre – 2016

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**EVOLUÇÃO TERMOTECTÔNICA DA MARGEM
CONTINENTAL BRASILEIRA**

CHRISTIE HELOUISE ENGELMANN DE OLIVEIRA

ORIENTADORA – Profa. Dra. Andréa Ritter Jelinek

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Felipe Guadagnin – Universidade Federal do Pampa

Prof. Dr. Léo Afraneo Hartmann – Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Dr. Wilson Wildner – CPRM

Tese de Doutorado apresentada como
requisito parcial para obtenção do Título de
Doutora em Ciências.

Porto Alegre – 2016

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Rui Vicente Oppermann

Vice-Reitora: Jane Fraga Tutikian

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Oliveira, Christie Helouise Engelmann de
Evolução Termotectônica da Margem Continental Brasileira . /
Christie Helouise Engelmann de Oliveira. - Porto Alegre:
IGEO/UFRGS, 2016.
[77 f.] il.

Tese (Doutorado).- Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
Doutorado em Geociências. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS -
BR, 2016.

Orientador(es):Andréa Ritter Jelinek

1. Margem continental brasileira 2. Traços de fissão 3. Rife 4. Bacia
de Campos I. Título.

CDU 55

Catálogo na Publicação
Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS
Sônia Teresinha Duarte de Oliveira CRB 10/2310

AGRADECIMENTOS

Agradeço a todos que de uma forma ou de outra contribuíram para a realização desta Tese de Doutorado.

Agradeço à UFRGS, ao Instituto de Geociências e ao Programa de Pós Graduação (PPGGEO).

Agradeço à minha orientadora, por todos os ensinamentos e oportunidades, pela amizade, e por confiar e acreditar em mim.

Obrigada ao Farid Chemale, por sempre ter me dado oportunidades e orientações.

Ao meu amigo e colega de doutorado, Marcos Bicca, pelas discussões geológicas e amizade. Ao André Santos, por me ajudar com as amostras e pela oportunidade de poder co-orientá-lo no Temático.

Obrigada à minha mãe, irmãos, sobrinhos, cunhados e cunhada, pelo apoio e momentos de companhia e carinho.

Ao Jeferson Schmidt, meu muito obrigada pelo amor, carinho, compreensão e apoio.

RESUMO

A margem continental brasileira denota estruturas geomorfológicas moldadas durante vários episódios de atividade tectônica iniciados no Neoproterozoico, durante o Ciclo Brasileiro/Pan-Africano, e originada por processos de rifteamento e subsequente separação entre América do Sul e África no Cretáceo Inferior. Com o objetivo de estabelecer um modelo de história termotectônica para a margem continental brasileira, foram realizadas as seguintes análises: (i) traços de fissão em apatita e/ou zircão na margem sul, no Escudo Sul-Rio-Grandense e na Bacia do Camaquã; (ii) traços de fissão em apatita no embasamento *onshore* e poços *offshore* da Bacia de Santos (margem sudeste); e, (iii) integração e reinterpretação dos dados traços de fissão em apatita disponíveis ao longo de toda a margem continental brasileira. As idades traços de fissão em apatita ao longo da margem variam de ~385-10 Ma. As idades centrais traços de fissão em zircão obtidas na Bacia do Camaquã variam de ~386 a 210 Ma e são mais jovens do que a idade de deposição, apresentando sinais de reset parcial e/ou total após a deposição. Alguns cristais de zircão com idades Meso-Neoproterozoicas definem uma proveniência inicial, e os mais jovens de 147-104 Ma (Cretáceo Inferior) representam cristais que foram completamente resetados e registram o início da separação entre a América do Sul e a África. A modelagem térmica dos poços *offshore* da Bacia de Santos indicou que a geração de óleo na bacia começou em 55-25 Ma. Os dados revelam que a margem continental foi caracterizada por pelo menos três eventos de resfriamento acelerado pós Ciclo Brasileiro: Cretáceo Inferior, Cretáceo Superior e Paleógeno-Neógeno. Estes eventos são relacionados aos processos de abertura do Oceano Atlântico Sul e às fases rifte e pós-rifte, com reativações tectônicas ao longo da margem e cuja denudação estimada pode ser relacionada ao influxo sedimentar nas bacias *offshore*. A margem continental sul e o cráton São Francisco registram os eventos de resfriamento mais antigos, desde o Ordoviciano e o Permiano respectivamente, como reflexo das orogênias Famatiniana e Gondwanide.

ABSTRACT

The Brazilian continental margin denotes geomorphological structures formed during several episodes of tectonic activity initiated in the Neoproterozoic during the Brasiliano/Pan African Cycle and originated by rifting and subsequent breakup of South America and Africa in the Early Cretaceous. In order to establish a thermotectonic history model for the Brazilian continental margin these analyzes were performed: (i) apatite and/or zircon fission tracks in the southern margin, Sul-Rio-Grandese Shield and Camaquã Basin; (ii) apatite fission tracks in onshore basement and offshore boreholes of the Santos Basin (southeast margin); and, (iii) integration and reinterpretation of the available apatite fission tracks along the Brazilian continental margin. The apatite fission track ages along the margin range from ca. 385-10 Ma. The zircon fission track central ages along the Camaquã Basin vary from ca. 386 to 210 Ma and are younger than the depositional age and show signs partial of partially and/or totally reset after deposition. A few zircon grains with Meso-Neoproterozoic ages define an initial provenance age, and the youngest ages of 147-104 Ma (Early Cretaceous) represent zircon grains that have been completely reset and record the time of the initial breakup between South America and Africa. The borehole thermal modeling of the Santos Basin indicates that the oil generation started at 55-25 Ma. The data show that the continental margin was characterized by at least three accelerated cooling events after the Brasiliano cycle: Early Cretaceous, Late Cretaceous and Paleogene-Neogene. These events are related to the opening processes of the South Atlantic Ocean and to the rift and post-rift phases, with tectonic reactivations along the margin and whose estimated denudation can be related to the sedimentary influx in the offshore basins. The south continental margin and the San Francisco craton record the older cooling events, from the Ordovician to the Permian respectively, as reflection of the Famatinian and Gondwanide orogenies.

SUMÁRIO

Sobre a estrutura da Tese	4
1 INTRODUÇÃO	5
1.1 SÍNTESE DO MÉTODO TRAÇOS DE FISSÃO	7
1.1.1 Traços de fissão em apatita	8
1.1.2 Traços de fissão em zircão	11
1.2 SÍNTESE INTEGRADORA	12
1.3 CONSIDERAÇÕES FINAIS	17
REFERÊNCIAS	18
ARTIGO 1 - Evidence of post-Gondwana breakup in Southern Brazilian Shield: Insights from apatite and zircon fission track thermochronology	26
ARTIGO 2 - Thermotectonic history of the southeastern Brazilian margin: Evidence from apatite fission track data of the offshore Santos Basin and continental basement	41
ARTIGO 3 - História termotectônica da margem continental brasileira a partir de dados de traços de fissão em apatita	55

Sobre a Estrutura desta Tese:

Esta tese de Doutorado está estruturada em torno de artigos publicados e submetidos a revisão em períodos científicos, cuja organização compreende as seguintes partes principais:

a) Introdução sobre o tema e descrição do objeto de pesquisa de Doutorado, em que estão sumarizados os objetivos e a filosofia de pesquisa desenvolvidos, o estado da arte sobre o tema de pesquisa e uma síntese integradora contendo os principais resultados e interpretações obtidos.

b) Artigos publicados e submetidos em periódicos com corpo editorial permanente e revisores independentes, escritos pela autora durante o desenvolvimento de seu Doutorado.

1 INTRODUÇÃO

As margens continentais representam áreas de transição entre crosta oceânica e continental, onde há predomínio de uma tectônica relativamente simples nas bacias *offshore* e uma mais complexa nas regiões continentais. Elas preservam a história de erosão continental, subducção oceânica, variação climática, mudanças no nível do mar, produtividade biológica e inúmeros outros processos, sendo que o conhecimento de sua formação fornece ferramentas para entender uma boa porção da história do nosso planeta (Falvey & Middleton, 1981).

Margens continentais tipo rifte, passiva ou Atlântica, são formadas pela separação continental, com o desenvolvimento de falhas extensionais e bacias do tipo rifte, e subsequente expansão do fundo oceânico, acompanhado ou não de soerguimento regional e vulcanismo (Beaumont, 1989). A estruturação e estratigrafia deste tipo de margem é dominada por soerguimento e subsidência tectônica, que ocorre antes, durante e após a separação continental, dado que sua evolução geológica e estrutural é um processo prolongado e complexo (p.ex., Burk & Drake, 1974; Falvey, 1974).

A margem continental brasileira denota estruturas geomorfológicas moldadas durante vários episódios de atividade tectônica iniciados no Neoproterozoico, sendo sua topografia e relevo atuais semelhantes em muitos aspectos àqueles de outras margens continentais tipo rifte ao redor do globo terrestre (p.ex., Austrália, oeste da África, Noruega, Índia Ocidental). Ela faz parte do sistema de riftes do Atlântico Sul, originado pela separação do Gondwana Ocidental no Cretáceo Inferior, cuja abertura iniciou-se no sul e propagou-se ao norte ao longo de reativações tectônicas de antigos lineamentos (Nürnberg & Müller, 1991; Meisling et al., 2001; Torsvik et al., 2009). A natureza da margem influenciou o desenvolvimento das bacias sedimentares *offshore* e das bacias intracontinentais, sendo que os sistemas de rifte Mesozoico-Cenozoico paralelos à costa estão presentes também *offshore*.

A margem continental norte está assentada sobre as rochas Pré-Cambrianas do Escudo Brasileiro e não exhibe elevação tão alta perto do litoral, mas é caracterizada por alguns platôs costeiros. No sudeste, a margem apresenta uma morfologia característica de margem continental tipo rifte, com bacias sedimentares *offshore* (Santos, Campos e Espírito Santo) e um lineamento estrutural dominante paralelo à margem e topografia elevada (Serra do Mar e Serra da Mantiqueira),

separados por uma planície costeira relativamente estreita (Gallagher et al., 1994). Ao sul, a topografia fica progressivamente mais baixa e não há embasamento Pré-Cambriano exposto no sul do cráton Rio de la Plata.

Métodos termocronológicos de baixa temperatura como traços de fissão em apatita e zircão, têm sido amplamente utilizados para entender o desenvolvimento de margens tipo rifte, quantificar taxas de exumação e denudação, fornecer idades e taxas de movimentação ao longo de falhas e zonas de cisalhamento, e identificar as características de proveniência e evolução termotectônica de terrenos fonte (Garver & Brandon, 1994; Carter & Moss, 1999; Gallagher & Brown, 1999; Bernet et al., 2001; Raab et al., 2005; Jelinek et al., 2014). Na margem continental brasileira, a maioria dos estudos termocronológicos têm se concentrado na margem sudeste com amostras provenientes do embasamento e de bacias Terciárias *onshore* (Gallagher et al., 1994, 1995; Jelinek et al., 2003; Tello Saenz et al., 2003; Hackspacher et al., 2007; Hiruma et al., 2010; Cogné et al., 2011; Karl et al., 2013; Franco-Magalhaes et al., 2014), onde se concentram as maiores bacias petrolíferas *offshore*.

Apesar do grande número de trabalhos termocronológicos realizados na margem continental brasileira, a parte sul e as bacias *offshore* carecem de tais dados, assim como uma integração dos dados disponíveis na literatura para toda a margem. Com isto, a presente tese teve como objetivo principal a análise da evolução termotectônica da margem continental brasileira com o uso da termocronologia (traços de fissão em apatita e/ou zircão). Para isso, os objetivos específicos foram: (i) datação por traços de fissão em apatita e/ou zircão de amostras da margem sul (Escudo Sul-Rio-Grandense e Bacia do Camaquã); (ii) datação por traços de fissão em apatita de amostras da margem sudeste (Bacia de Santos) (iii) modelamento das histórias térmicas; (iv) determinação dos principais eventos termotectônicos, das paleotemperaturas máximas e das taxas de denudação e/ou soterramento; (v) correlação das taxas de denudação com a sedimentação nas bacias *offshore*; (vi) integração com dados disponíveis na literatura; e, (vii) geração de um modelo de distribuição das idades por traços de fissão em apatita e dos eventos termotectônicos para a margem continental brasileira.

1.1 SÍNTESE DO MÉTODO TRAÇOS DE FISSÃO

A técnica de datação por traços de fissão foi proposta ainda na década de 60 por Price & Walker (1963) e desenvolvida por Naeser (1967) e Wagner (1968). Os princípios analíticos da técnica se baseiam no fenômeno de que a fissão espontânea dos átomos de ^{238}U contido no retículo cristalino dos minerais causa danos a este retículo (traços de fissão), sendo utilizados minerais (termocronômetros) naturalmente enriquecidos neste elemento como o zircão, a titanita e a apatita. Esses traços são continuamente produzidos no mineral ao longo do tempo, e podem ser observados ao microscópio após um ataque químico conveniente. Outros minerais, como epidoto, granada e micas são também utilizados, mas são muito menos importantes em aplicações de rotina devido às concentrações geralmente baixas de urânio.

Em princípio, vários parâmetros geológicos (tempo, temperatura, taxa de resfriamento, danos por radiação, pressão, etc.) são capazes de influenciar a estabilidade dos traços de fissão nos minerais de modo que haja a reconstituição das zonas desarranjadas e ocorra o apagamento do traço. A temperatura é o parâmetro que mais produz efeitos consideráveis durante um período de tempo geológico. Quando os traços são submetidos a temperaturas superiores àquelas de bloqueio para um dado termocronômetro, os traços sofrem encurtamento e redução na densidade, processo este chamado de *annealing* (Jelinek et al., 2010).

Outros fatores também podem afetar a estabilidade térmica dos traços de fissão nos minerais, como a composição química, no caso da apatita, e a acumulação de danos na rede cristalina, no caso do zircão. Em temperaturas suficientemente baixas, o *annealing* torna-se tão lento que, para efeitos práticos, traços novos e antigos são totalmente preservados. Com o aumento da temperatura, a taxa de *annealing* aumenta até atingir o ponto em que os traços não persistem durante um tempo geológico significativo. O intervalo entre estas temperaturas ou profundidades, em que os traços de fissão são parcialmente encurtados ou apagados, é conhecido como zona de *annealing* parcial (Reiners & Brandon, 2006), sendo que não há uma única zona de *annealing* parcial, pois o grau de *annealing* depende da história tempo-temperatura.

Outro conceito utilizado é temperatura de fechamento (T_c) (Fig. 1), baseado no trabalho de Dodson (1973). De maneira geral, o fechamento ocorre quando um

sistema isotópico se torna fechado para a perda de isótopos pai e filho. No sistema traços de fissão, a Tc representa a temperatura da rocha na idade termocronológica de resfriamento, em que há retenção quase que total dos traços (retenção de 90% na maioria dos casos ou T90%), ou seja, o fechamento do sistema traços de fissão.

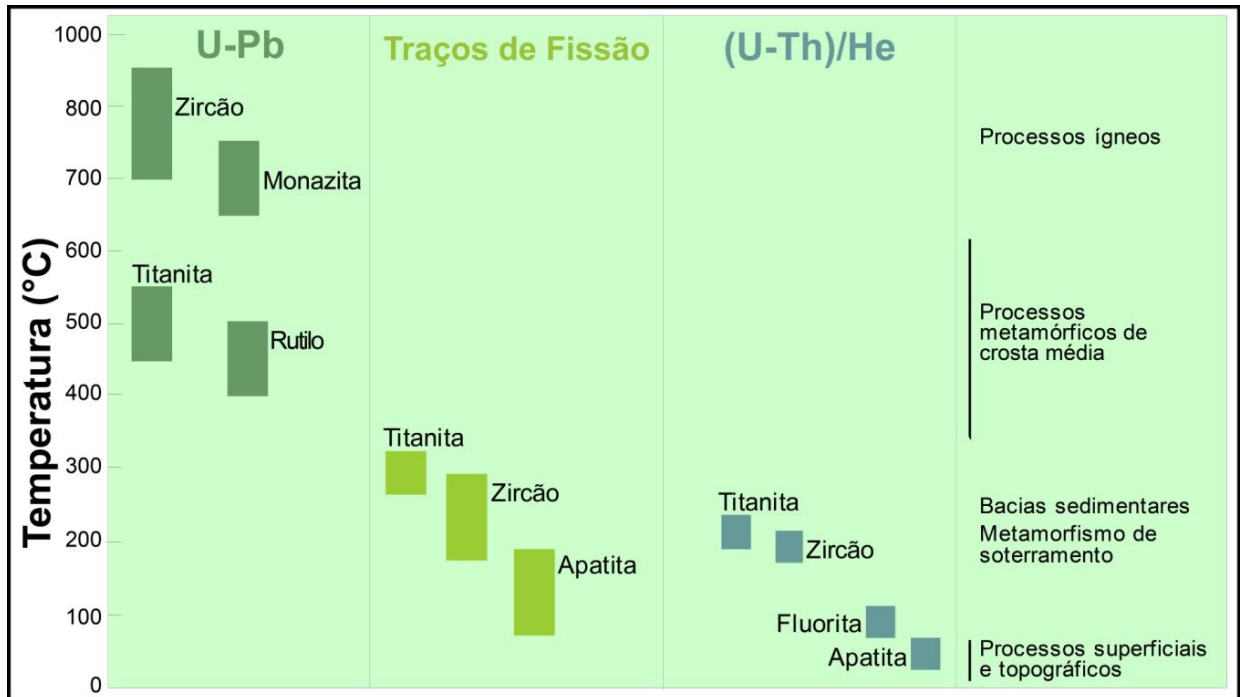


Figura 1. Intervalo aproximado da temperatura de fechamento para vários minerais, suas respectivas técnicas de datação e o possível processo geológico associado.

Dentre as possíveis aplicações da técnica podemos destacar estudos sobre evolução de eventos tectônicos, no qual é possível estimar as taxas de erosão/soerguimento/denudação envolvidos no processo, estudos de eventos hidrotermais, estudos de proveniência (Jelinek et al., 2010), e estudos aplicados diretamente à evolução de bacias sedimentares (Armstrong, 2005).

1.1.1 Traços de fissão em apatita

A apatita é o termocronômetro mais utilizado devido a sua vasta presença nas rochas e por ter suas condições físico-químicas facilmente reproduzidas em laboratório (Jelinek et al., 2010). Em contraste com o comportamento estável e elevada resistência físico-química do zircão, a apatita é instável em água ácida e tem baixa resistência, representando o primeiro ciclo detrítico. A análise traço de

fissão em apatita é amplamente utilizada na reconstrução de histórias térmicas de baixa temperatura de rochas ao longo do tempo, como de bacias sedimentares. Outra aplicação bastante importante é na geologia do petróleo, uma vez que a temperatura de fechamento da apatita coincide com a janela de maturação dos hidrocarbonetos, tornando o método uma importante ferramenta na exploração de óleo e gás.

A zona de *annealing* da apatita varia entre 60 e 120 °C. Wagner (1972) propôs três zonas de estabilidade da apatita associadas à temperatura: a) Zona de Estabilidade Total (ZET), para temperaturas inferiores a 60 °C; b) Zona de *Annealing* Parcial (ZAP), para temperaturas entre 60 e 120 °C; e c) Zona de *Annealing* Total (ZAT), para temperaturas superiores a 120 °C (Fig. 2). As amostras que ocupam o campo da ZET têm idades traços de fissão muito próximas à idade estratigráfica ou de cristalização da rocha, e têm os comprimentos dos traços de fissão preservados e próximos ao comprimento original de 16 µm. Para as amostras que ocupam a ZAP, os traços de fissão já apresentam indícios de encurtamento e somente metade dos traços de fissão são preservados, apresentando uma idade inferior àquela registrada para as amostras da ZET. Na ZAT, os traços de fissão são totalmente apagados, o que impossibilita a determinação de suas histórias térmicas. A medida do comprimento dos traços na apatita permite reconstruir a história térmica da amostra. Uma vez que a baixa temperatura de annealing da apatita resulta em idades traços de fissão geralmente mais jovens que a idade estratigráfica das amostras, é possível estimar taxas de denudação e soerguimento de bacias, e obter a idade de eventos térmicos relacionados.

Outro parâmetro que influencia a temperatura de *annealing* dos traços de fissão em apatita é a sua composição química. A apatita é um mineral fosfático cuja fórmula química é geralmente escrita como $\text{Ca}^5(\text{PO}_4)^3[\text{F},\text{Cl},\text{OH}]$ (Deer et al., 1969). Os três ânions de F^{-1} , Cl^{-1} , e OH^{-1} podem substituir uns aos outros, no mesmo sítio cristalográfico, formando flúor-apatitas, cloro-apatitas e hidroxí-apatitas, respectivamente. Green et al. (1986) verificou que uma cloro-apatita é mais resistente ao annealing do que uma flúor-apatita, ou seja, a estabilidade térmica da apatita diminui com a diminuição do teor de cloro. Os outros sítios, preferencialmente em flúor-apatitas, também podem sofrer substituições como o C por Mn, Sr, Fe, Na e elementos terras raras (particularmente o Ce), e o sítio do P por Si, S e C (Deer et al., 1969; Young et al., 1969; Roeder et al., 1987).

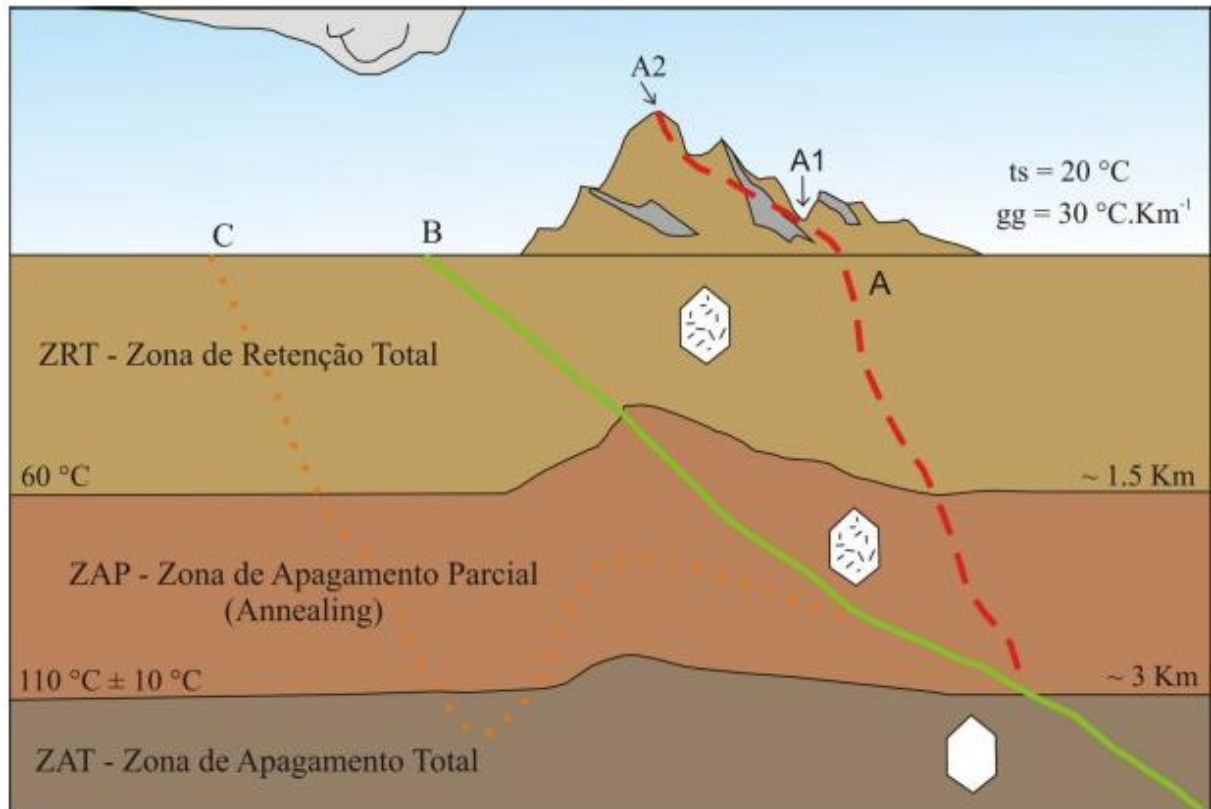


Figura 2. Modelo esquemático das zonas de estabilidade dos traços de fissão em apatita. Três opções de soerguimento e denudação são mostradas para a mesma origem na ZAP: (A) resfriamento rápido; (B) resfriamento lento; (C) resfriamento complexo. Na opção A, a amostra A2 apresenta idade mais antiga que A1 (t_s : temperatura da superfície; g_g : gradiente geotérmico) (Fonte: Naeser et al., 1989).

Na determinação da composição da apatita da amostra analisada, utilizam-se parâmetros cinéticos que permitem agrupar grãos com comportamentos semelhantes durante o modelamento térmico. Os parâmetros mais utilizados são: determinação do conteúdo de Cl com o uso de microsonda eletrônica, e determinação do Dpar. O Dpar é a média aritmética do diâmetro paralelo ao eixo cristalográfico “c” do cristal formada pela intersecção de um *etch pit* (i.e., traço de fissão ou outra imperfeição cristalográfica) com a superfície de polimento do cristal (Donelick, 1993). O *etch pit* de uma apatita é alongado paralelamente ao eixo cristalográfico “c” e tende a exibir uma forma hexagonal. O Dpar tem uma correlação positiva com os teores de Cl e OH e uma correlação negativa com o teor de F da apatita (Burtner et al., 1994; Donelick et al., 2005), ou seja, fornece indícios quanto à

composição da apatita analisada, devendo ser feita no mínimo 4 medições para cada grão datado ou em que se mediu o comprimento de traços.

1.1.2 Traços de fissão em zircão

O zircão ($ZrSiO_4$) é um mineral acessório comum em vários tipos de rocha e possui elevada resistência físico-química, resistindo aos sucessivos ciclos de deposição, erosão e metamorfismo, e possui elevada concentração de urânio e tório. A datação traços de fissão em zircão detrítico tem sido utilizada com sucesso para identificar as características de proveniência e evolução termo-tectônica de terrenos fonte (p. ex., Garver & Brandon, 1994; Carter & Moss, 1999; Bernet et al., 2001; Fellin et al., 2006; Cao et al., 2013), assim como fornecer a idade de deposição em sequências sedimentares.

A densidade dos traços de fissão observáveis no zircão depende de sua história térmica, e eles só são retidos dentro da estrutura do cristal em temperaturas inferiores a aproximadamente 180-320 °C e por períodos de 106-108 anos, valores equivalentes ao metamorfismo de baixo grau (Tagami et al., 1998; Garver et al., 1999). De maneira geral, utiliza-se para os traços de fissão em zircão uma T_c de 240 ± 30 °C (Yamada et al., 1995; Brandon et al., 1998; Bernet & Garver, 2005), sendo que essa temperatura é influenciada pela taxa de resfriamento e danos por radiação no zircão. Brandon & Vance (1992) sugerem que o T_c 90% (ca. 240 °C) corresponde a uma profundidade de 7,5-8 km, assumindo um gradiente geotérmico continental típico de 30°C/km e uma temperatura superficial média de ~10 °C.

Faixas de temperatura mais reduzidas podem ocorrer para o *annealing* parcial dependendo da acumulação de danos por radiação na rede cristalina (metamictização) do zircão (Kasuya & Naeser, 1988; Carter & Bristow, 2000). A metamictização altera a estrutura cristalina do zircão (transição de um estado cristalino para amorfo) afetando suas propriedades de *annealing*: grãos com baixo dano por radiação têm uma estrutura mais cristalina, são mais resistentes ao *annealing* (~280-300 °C) e requerem mais tempo de ataque químico; grãos com significativo dano por radiação possuem uma estrutura amorfa, são menos resistentes ao *annealing* (~180-200 °C) e requerem menos tempo de ataque químico (Garver et al., 2005). O zircão metamítico também é mais propenso ao intemperismo, podendo ser destruído seletivamente durante a diagênese,

metamorfismo, transporte fluvial, ou mesmo durante a moagem da amostra (Malusà et al., 2013).

O fato da temperatura de *annealing* do zircão ser superior à de outros termocronômetros o torna mais resistente ao *annealing* térmico em bacias sedimentares após a deposição, e, com isso, as idades traços de fissão obtidas podem indicar idades de resfriamento de áreas fontes (proveniência) e serem associadas a idades deposicionais de sequências sedimentares. Mudanças nas idades traços de fissão em zircão ao longo das sequências estratigráficas de uma bacia podem ser utilizadas para reconstruir mudanças nos padrões de sedimentação e para reconstruir a história de soerguimento e erosão das rochas fontes. Em temperaturas mais elevadas (>320 °C), desde que a rocha permaneça a estas temperaturas por um período de tempo geológico significativo (>106 anos), todos os grãos são resetados e as idades fornecem informações sobre a história térmica pós-deposicional da bacia sedimentar.

As rochas exumadas que foram soterradas e aquecidas a 180-280 °C têm normalmente uma população de grãos totalmente resetados e uma grande variedade de idades de grãos parcialmente resetados ou que representam as idades de proveniência. Consequentemente, em estudos onde uma população jovem foi identificada, não está claro se as idades dos grãos mais velhos retém a informação de proveniência original, se foram parcialmente resetados, ou ambos. Porém, é evidente que rochas aquecidas a temperaturas entre 180 e 220 °C têm potencial para gravar tanto reset térmico, quanto informações de proveniência originais e eventos térmicos na própria área fonte (Bernet & Garver, 2005).

No zircão, diferentemente da apatita, a medida do comprimento dos traços para a modelagem da história térmica não é aplicada, pois há uma grande diferença nos tempos de ataque químico e resposta ao ataque nos cristais de uma mesma amostra, principalmente em cristais de zircão detrítico (Bernet & Garver, 2005).

1.2 SÍNTESE INTEGRADORA

Há mais de duas décadas a evolução da história termotectônica da margem continental brasileira vem sendo estudada através da termocronologia. A partir dos resultados obtidos nas análises termocronológicas realizadas ao longo desta tese, e

da integração e reinterpretação dos dados de traços de fissão em apatita disponíveis para toda a margem continental brasileira, foi possível estabelecer um modelo de evolução termotectônica para a margem. As idades traços de fissão em apatita ao longo da margem variam de ~385-10 Ma e todas são consideravelmente mais jovens do que a idade de cristalização ou metamorfismo de suas rochas hospedeiras, sendo relacionadas a eventos de resfriamento, soerguimento e denudação.

A margem continental sul brasileira, mais precisamente no estado do Rio Grande do Sul, é composta principalmente pelas rochas do Escudo Sul-Rio-Grandense de idade Arqueana à Eopaleozoica (Fernandes et al., 1992; Chemale Jr., 2000; Hartmann et al., 2007), e pelas rochas da Bacia de Camaquã, gerada nos ciclos sedimentares tardi- a pós-orogênicos do Ciclo Brasileiro (Chemale et al., 1995; Paim et al., 2000). O Escudo Sul-Rio-Grandense é composto por quatro unidades limitadas por zonas de cisalhamento regionais de direção NE-SW e NW-SE: Terreno Taquarembó, Terreno Tijucas, Terreno São Gabriel e Batólito de Pelotas.

Com o objetivo de melhorar a compreensão sobre a evolução termotectônica da margem sul, foram realizadas análises por traços de fissão em apatita e/ou zircão em amostras do embasamento (Terreno Taquarembó e Batólito de Pelotas) e da Bacia do Camaquã, sendo que as análises por traços de fissão em zircão só foram realizadas nas amostras da bacia. Os dados obtidos foram integrados com os dados publicados por Borba et al. (2002 e 2003) e Bicca et al. (2013). As idades traços de fissão em apatita obtidas variam de 340 ± 33 a 77 ± 6 Ma e foram interpretadas como idades de resfriamento, representando eventos de denudação regional, uma vez que são mais jovens do que o Ciclo Brasileiro/Pan-Africano que afetou as rochas do Escudo Sul-Rio-Grandense antes de 500 Ma. As idades não apresentaram nenhuma correlação com a altitude, como era esperado para uma região de relevo moderado.

As idades centrais traços de fissão em zircão ao longo da Bacia do Camaquã variam de ca. 386 a 210 Ma e são mais jovens do que a idade de deposição, apresentando sinais de reset parcial e/ou total após a deposição. Alguns cristais de zircão com idades Meso-Neoproterozoicas definiram uma proveniência inicial, correlacionáveis às idades obtidas por Oliveira et al. (2014) nas mesmas amostras pelo método U-Pb em zircão. As idades traços de fissão em zircão mais jovens, de 147-104 Ma (Cretaceo Inferior), possivelmente representam cristais que foram

completamente resetados e registram o início da separação entre a América do Sul e a África (p. ex., Nürnberg & Müller, 1991).

Com base na modelagem da história térmica foi possível identificar os eventos de resfriamento na região e quantificar as taxas de denudação, que têm um efeito significativo na evolução da topografia regional. O primeiro evento de resfriamento na margem sul começou no Ordoviciano e continuou durante o Carbonífero. Este episódio afetou principalmente as unidades mais ocidentais do escudo e reflete o possível soerguimento da área em resposta à colisão entre o terreno Precordillera (Famatina e Cuyania) e o cráton Rio de la Plata, na margem Pacífica do Gondwana ocidental durante a Orogenia Famatiniana, e continuou durante a Orogenia Gondwanide.

O evento de resfriamento Permo-Triássico afetou as rochas do Terreno São Gabriel e parte do Batólito de Pelotas, e foi relacionado ao processo orogênico tardio do Gondwanides ao longo da borda sul do Gondwana ocidental, e a consequente reativação das estruturas N-S e NE-SW do embasamento. O início da abertura do Oceano Atlântico Sul é registrado principalmente no Batólito de Pelotas, região mais próxima à margem, com a reativação das estruturas Pré-Cambrianas como consequência desta extensão. As idades traços de fissão em zircão da Bacia do Camaquã mostraram que durante este período a temperatura foi alta o suficiente para resetar total ou parcialmente os cristais de zircão, devido ao alto stress termotectônico. O último evento de resfriamento registrado na margem sul é relacionado com a separação final entre a América do Sul e a África, no início do Cretaceo Superior, e um aumento das taxas de resfriamento no Cenozoico, provavelmente como resultado do ajuste das placas após a separação e reativações neotectônicas associadas à evolução do rifte Atlântico Sul.

Na margem continental sudeste e leste, diversos estudos utilizando traços de fissão em apatita foram realizados desde a década de 90, utilizando amostras do embasamento e das bacias terciárias terrestres, e os dados foram interpretados em termos de denudação e movimentação ao longo das falhas (p.ex., Gallagher et al., 1994; Tello Saenz et al., 2003; Hackspacher et al., 2004; Hiruma et al., 2010; Cogné et al., 2012; Franco-Magalhães et al., 2010, 2014; Karl et al., 2013). Os dados traços de fissão em apatita publicados para esta parte da margem mostram uma tendência geral semelhante à observada em outras margens do tipo rifte, com idades mais jovens em direção à costa.

O Arco de Ponta Grossa, na região de Curitiba, é um alto topográfico caracterizado por um grande número de diques associados ao magmatismo Paraná-Etendeka (Zalán et al., 1990), e apresenta as idades traços de fissão em apatita mais jovens de toda a margem continental (Franco-Magalhaes et al., 2010). Franco-Magalhaes et al. (2010) atribuem estas idades mais jovens (<20 Ma) à reativação das zonas de cisalhamento do Pré-Cambriano e ao soerguimento/exumação da área, levando à formação de bacias terciárias, como a Bacia de Curitiba (Salamuni, 1988). A reativação tectônica Cenozoica do embasamento continental e consequente formação das bacias terciárias também é sugerida por outros autores ao longo da margem sudeste e leste (p. ex., Hiruma et al., 2010; Cogné et al., 2012; Karl et al., 2013).

Entre as bacias sedimentares *offshore* da margem sudeste, a Bacia de Santos é a maior, originada pela separação do Gondwana ocidental no Cretáceo Inferior. As análises termocronológicas traços de fissão em apatita em amostras *onshore* do embasamento e de furos *offshore* da Bacia de Santos resultaram em idades centrais de $157,0 \pm 35,0$ a $21,0 \pm 1,8$ Ma para o embasamento, e de $208,0 \pm 11,0$ a $6,5 \pm 1,1$ Ma para os furos. A partir da modelagem térmica, foi possível verificar que as amostras do embasamento atingiram as máximas paleotemperaturas durante a separação final da América do Sul e África (ca. 95 Ma). O primeiro evento termotectônico registrado nas amostras do embasamento e da bacia ocorreu durante o Cretáceo Superior, relacionado ao soerguimento e denudação da Serra do Mar e da Serra da Mantiqueira, como é observado em outras regiões da margem sudeste e leste.

As amostras do embasamento experimentaram um evento de resfriamento final durante o Cenozoico, cuja denudação estimada pode ser relacionada às espessuras de sedimento na bacia *offshore*. Outros autores (p. ex., Gallagher et al., 1994, 1995; Hiruma et al., 2010; Jelinek et al., 2014) também discutem que as altas taxas de denudação pós-rifte indicadas para a margem sudeste e leste refletem a geometria e o momento da reativação tectônica pós-rifte de estruturas intracontinentais maiores, e as taxas de denudação são correlacionáveis às espessuras do registro sedimentar *offshore* nas bacias de Santos e Espírito Santo. Há evidência de um resfriamento rápido durante o período Neógeno, relacionado à reativação das zonas de cisalhamento do Pré-Cambriano e à mudança do sistema de drenagem Paraíba do Sul. A modelagem térmica, com base nos traços de fissão

em apatita, indicou que a geração de óleo na Bacia de Santos começou em 55-25 Ma e continuou até o Plioceno-Pleistoceno.

Na margem nordeste, na região do cráton São Francisco, as idades traços de fissão variam de ca. 386-95 Ma, com uma maior concentração de idades >145 Ma (Harman et al., 1998; Cupertino, 2000; Turner et al., 2008; Japsen et al., 2012; Jelinek et al., 2014), e um antigo episódio de resfriamento durante o Permiano e Jurássico Inferior, reflexo da Orogenia Gondwanide (Jelinek et al., 2014). Os modelos de história térmica apresentados por Jelinek et al. (2014) não mostram evidência de resfriamento significativo durante a formação das bacias de margem tipo rifte nesta região, o que implica que a área não foi significativamente afetada pelos processos tectônicos e térmicos relacionados ao rifteamento. Os modelos são apoiados pela evolução das bacias do nordeste, que apresentam fases essencialmente não-magmáticas pré-rifte e rifte (Chang et al., 1992).

Na Província Borborema, região norte da margem continental, as idades traços de fissão em apatita variam de 357-52 Ma (Harman et al., 1998; Morais Neto et al., 2008, 2009; Turner et al., 2008; Japsen et al., 2012; Jelinek et al., 2014), sendo que a maior parte é relacionada ao evento de resfriamento do Cretáceo (<145 Ma) correspondente à abertura do Oceano Atlântico Sul. O desequilíbrio térmico na crosta na Província Borborema durante a ruptura do Gondwana e abertura do Oceano Atlântico Sul sugerido por Lima et al. (2015), e o magmatismo sin- e pós-rifte (60-40 Ma) presentes ao longo da margem equatorial brasileira (Mizusaki et al., 2002), influenciaram a evolução dessa parte da margem e registraram esses eventos nas idades traços de fissão em apatita.

Esse padrão de idades traços de fissão e eventos de resfriamento ao longo da margem continental brasileira não está apenas relacionado ao processo de rifteamento, como pode ser visto no grande número de amostras com idades entre 135 e 66 Ma, mas envolve outros processos importantes como: (i) soergimento isostático em resposta à denudação da margem continental e sedimentação nas bacias *onshore* e *offshore*, sugeridos e detalhados por Gallagher et al. (1994) e Gilchrist & Summerfield (1994); (ii) magmatismo pós-rifte e reativação tectônica das principais estruturas intracontinentais, que ocasionaram uma denudação localmente acelerada sobreposta ao padrão regional secular (Gallagher & Brown, 1999; Cobbold et al., 2001); e, (iii) influência e registro de orogenias pré-rifte em regiões com características cratônicas.

1.3 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os dados e conclusões obtidos ao longo do desenvolvimento desta Tese de Doutorado, apresentados sob a forma de artigos científicos, permitem destacar as seguintes considerações finais:

(1) Através do uso da termocronologia de baixa temperatura, geotectônica e conceitos de evolução de margens tipo rifte, foi possível estabelecer um modelo de evolução termotectônica para a margem continental brasileira com base nas idades, nos eventos de resfriamento, soerguimento e denudação.

(2) O uso do método traços de fissão em zircão em rochas sedimentares da Bacia do Camaquã definiu algumas idades de proveniência e registrou a idade de início da separação entre a América do Sul e a África, recomendando-se o uso do método em outras bacias sedimentares e margens tipo rifte, a fim de determinar a proveniência e a idade do rifteamento.

(3) A aplicabilidade do método traços de fissão em apatita mostrou-se eficiente na determinação da idade de formação do óleo em poços *offshore* da Bacia de Santos, uma vez que a temperatura de fechamento deste termocronômetro é a mesma da janela de maturação dos hidrocarbonetos. Assim, como sugestão para trabalhos futuros, a integração dos traços de fissão em apatita com outros métodos geoquímicos (p. ex., reflectância em vitrinita) e geofísicos (p. ex., sísmica, perfil *log*), permitirá um modelamento mais preciso da história de soterramento da bacia, formação, migração e maturação do óleo, auxiliando na determinação das reservas petrolíferas da margem continental brasileira.

(4) A margem continental brasileira apresenta um grande número de dados traços de fissão em apatita, com apenas algumas áreas carecendo de tais dados, como a região do estado de Santa Catarina, sul da Bahia, Pernambuco e Rio Grande do Norte. Porém, a aplicação de outros métodos termocronológicos como traços de fissão em zircão ainda é bastante restrita, abrindo espaço para futuros estudos ao longo da margem brasileira.

REFERÊNCIAS

- Armstrong, P.A. 2005. Thermochronometers in Sedimentary Basins. In: Reiners, P.W., Ehlers, T.A. (Ed.) *Low-Temperature Thermochronology: Techniques, Interpretations, and Applications*. Washington: Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 58, p.499-525.
- Beaumont, C. 1989. A physical explanation of the relation between flank uplifts and the breakup unconformity at rifted continental margins. *Geology*, 17(8): 760-764.
- Bernet, M. & Garver, J.I. 2005. Fission-track analysis of detrital zircon. In: Reiners, P.W., Ehlers, T.A. (Ed.) *Low-Temperature Thermochronology: Techniques, Interpretations, and Applications*. Washington: Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 58, p.205-238.
- Bernet, M., Zattin, M., Garver, J.I., Brandon, M.T., Vance, J.A. 2001. Steady-state exhumation of the European Alps. *Geology*, 29, 35-38.
- Bicca, M.M., Chemale Jr., F., Jelinek, A.R., Oliveira, C.H.E., Guadagnin, F., Armstrong, R. 2013. Tectonic evolution and provenance of the Santa Bárbara Group, Camaquã Mines region, Rio Grande do Sul, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 48, 173-192.
- Borba, A.W., Lima, E.F., Vignol-Lelargel, M.L.M., Mizusaki, A.M.P., Sparrenberg, I., Barros, C.E. 2003. Significance of Late Paleozoic Fission-track Ages in Volcanic Rocks from the Lavras Do Sul Region, Southernmost Brazil. *Gondwana Research*, 6, 79-88.
- Borba, A.W., Vignol-Lelargel, M.L.M., Mizusaki, A.M.P. 2002. Uplift and denudation of the Caçapava do Sul granitoids (southern Brazil) during Late Paleozoic and Mesozoic: constraints from apatite fission-track data. *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 683-692.
- Brandon, M.T., Roden-Tice, M.K., Garver, J.I. 1998. Late Cenozoic exhumation of the Cascadia accretionary wedge in the Olympic Mountains, northwest Washington State. *Geological Society of America Bulletin*, 110, 985-1009.
- Brandon, M.T. & Vance, J.A. 1992. New statistical methods for analysis of fission track grain-age distributions with applications to detrital zircon ages from the

- Olympic subduction complex, western Washington State. *American Journal of Sciences*, 292, 565-636.
- Burk, C.A. & Drake C.L. (Ed.). 1974. *The geology of continental margins*. Springer.
- Burtner, R.L., Nigrini, A., Donelick, R.A. 1994. Thermochronology of Lower Cretaceous source rocks in the Idaho-Wyoming thrust belt. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 78, 1613-1636.
- Cao, K., Wang, G., van der Beek, P., Bernet, M., Zhang, K. 2013. Cenozoic tectonic evolution of the northeastern Pamir revealed by zircon and apatite fission-track thermochronology. *Tectonophysics*, 589, 17-32.
- Carter, A. & Bristow, C.S. 2000. Detrital zircon geochronology: enhancing the quality of sedimentary source information through improved methodology and combined U-Pb and fission-track techniques. *Basin Research*, 12, 47-57.
- Carter, A. & Bristow, C.S. 2003. Linking hinterland evolution and continental basin sedimentation by using detrital zircon thermochronology: a study of the Khorat Plateau Basin, eastern Thailand. *Basin Research*, 15, 271-285.
- Carter, A. & Moss, S.J. 1999. Combined detrital-zircon fission-track and U-Pb dating: a new approach to understanding hinterland evolution. *Geology*, 27, 235-238.
- Chang, H.K., Kowsmann, R.O., Figueiredo, A.M.F., Bender, A. 1992. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview. *Tectonophysics*, 213(1): 97-138.
- Chemale Jr., F. 2000. Evolução geológica do Escudo Sul-rio-grandense. In: Holz, M., De Ros, L.F. (Ed.) *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre: CIGO/UFRGS, p.13-52.
- Chemale Jr., F., Hartmann, L.A., Silva, L.C. 1995. Stratigraphy and Tectonism of Precambrian to Early Paleozoic Units. XVIII *Acta Geologica Leopoldensia*, 42, 5-117.
- Cobbold, P.R., Meisling, K.E., Mount, V.S. 2001. Reactivation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil. *AAPG Bulletin*, 85(11): 1925-1944.
- Cogné, N., Gallagher, K., Cobbold, P.R. 2011. Post-rift reactivation of the onshore margin of southeast Brazil: evidence from apatite (U-Th)/He and fission-track data. *Earth and Planetary Science Letters*, 309(1), 118-130.
- Cogné, N., Gallagher, K., Cobbold, P.R., Riccomini, C., Gautheron, C. 2012. Post-breakup tectonics in southeast Brazil from thermochronological data and

- combined inverse-forward thermal history modeling. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B11).
- Cupertino, J.A. 2000. Evolução tectono-climática na fase Rife das bacias de Camamu, parte norte, e sul do Recôncavo, com ênfase na utilização de isótopos estáveis e traços de fissão. Porto Alegre. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Deer, W.A., Howie R.A., Zussman J. 1969. *An Introduction to the Rock-forming Minerals*. John Wiley and Sons, New York.
- Dodson, M.H. 1973. Closure Temperature in Cooling Geochronological and Petrological systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 40, 259-274.
- Donelick, R.A. 1993. A method of fission track analysis utilizing bulk chemical etching of apatite. U.S. Patent Number 5267274.
- Donelick, R.A., O'Sullivan, P.B., Ketcham, R.A. 2005. Apatite Fission-Track Analysis. In: Reiners, P.W., Ehlers, T.A. (Ed.) *Low-Temperature Thermochronology: Techniques, Interpretations, and Applications*. Washington: Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 58, p.49-94.
- Engelmann de Oliveira, C.H.E., Jelinek, A.R., Chemale, F., Cupertino, J.A. 2016. Thermotectonic history of the southeastern Brazilian margin: Evidence from apatite fission track data of the offshore Santos Basin and continental basement. *Tectonophysics*, 685, 21-34.
- Falvey, D.A. 1974. The development of continental margins in plate tectonic theory. *The APEA Journal*, 14: 95-107.
- Falvey, D.A. & Middleton, M.F. 1981. Passive continental margins: evidence for a prebreakup deep crustal metamorphic subsidence mechanism. *Oceanologica Acta*, Special issue.
- Fellin, M.G., Vance, J.A., Garver, J.I., Zattin, M. 2006. The thermal evolution of Corsica as recorded by zircon fission-tracks. *Tectonophysics*, 421(3), 299-317.
- Fernandes, L.A.D., Tommasi, A., Porcher, C.C. 1992. Deformation patterns in the southern Brazilian branch of the Dom Feliciano Belt: a reappraisal. *Journal of South America Earth Sciences*, 5(1), 77-96.
- Franco-Magalhaes, A.O., Hackspacher, P.C., Glasmacher, U.A., Saad, A.R. 2010. Rift to post-rift evolution of a "passive" continental margin: the Ponta Grossa Arch, SE Brazil. *International Journal of Earth Sciences*, 99(7), 1599-1613.

- Franco-Magalhaes, A.O.B., Cuglieri, M.A.A., Hackspacher, P.C., Saad, A.R. 2014. Long-term landscape evolution and post-rift reactivation in the southeastern Brazilian passive continental margin: Taubaté basin. *International Journal of Earth Sciences*, 103(2), 441-453.
- Gallagher, K. & Brown, R. 1999. The Mesozoic denudation history of the Atlantic margins of southern Africa and southeast Brazil and the relationship to offshore sedimentation. In: Cameron, N.R., Bate, R.H., Clure, V.S. (Eds.), *The Oil and Gas Habitats of the South Atlantic*. Geological Society, London, pp. 41-53.
- Gallagher, K., Hawkesworth, C.J., Mantovani, M.S.M. 1994. The denudation history of the onshore continental margin of SE Brazil inferred from apatite fission track data. *Journal of Geophysical Research*, 99(B9), 18117-18145.
- Gallagher, K., Hawkesworth, C.J., Mantovani, M.S.M. 1995. Denudation, fission track analysis and the long-term evolution of passive margin topography: application to the southeast Brazilian margin. *Journal of South American Earth Sciences*, 8(1), 65-77.
- Garver, J.I. & Brandon, M.T. 1994. Fission-track ages of detrital zircon from Cretaceous strata, southern British Columbia: Implications for the Baja BC hypothesis. *Tectonics*, 13, 401-420.
- Garver, J.I., Brandon, M.T., Roden-Tice, M.K., Kamp, P.J.J. 1999. Exhumation history of orogenic highlands determined by detrital fission track thermochronology. In: Ring, U., Brandon, M.T., Willett, S.D., Lister, G.S. (Ed.) *Exhumation Processes: Normal faulting, Ductile Flow, and Erosion*. Geological Society Special Publications, v. 154, p. 283-304.
- Garver, J.I., Reiners, P.W., Walker, L.J., Ramage, J.M., Perry, S.E. 2005. Implications for Timing of Andean Uplift from Thermal Resetting of Radiation-Damaged Zircon in the Cordillera Huayhuash, Northern Peru. *The Journal of Geology* 113, 117-138.
- Gilchrist, A.R. & Summerfield, M.A. 1994. Tectonic models of passive margin evolution and their implications for theories of long-term landscape development. In: Kirkby, M.J. (Ed.). *Process Models and Theoretical Geomorphology*. John Wiley and Sons, Chichester, p.55-84.
- Hackspacher, P.C., Ribeiro, L.F.B., Ribeiro, M.C.S., Fetter, A.H., Neto, J.H., Tello, C.E.S., Dantas, E.L. 2004. Consolidation and break-up of the South American

- platform in southeastern Brazil: tectonothermal and denudation histories. *Gondwana Research*, 7(1), 91-101.
- Hackspacher, P.C., Godoy, D.F., Ribeiro, L.F.B., Neto, J.C.H., Franco, A.O.B. 2007. Modelagem térmica e geomorfologia da borda sul do Cráton do São Francisco: termocronologia por traços de fissão em apatita. *Brazilian Journal of Geology*, 37(4), 76-86.
- Harman, R., Gallagher, K., Brown, R., Raza, A. Bizzi, L. 1998. Accelerated denudation and tectonic/geomorphic reactivation of the cratons of northeastern Brazil during the Late Cretaceous. *Journal of Geophysical Research*, 103(B11): 27091-27105.
- Hartmann, L.A., Chemale Jr., F., Philipp, R.P. 2007. Evolução geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano. In: Ianuzzi, R., Frantz, J.C. (Ed.) 50 anos de Geologia. Porto Alegre: Editora Comunicação e Identidade, p.97-123.
- Hiruma, S.T., Riccomini, C., Modenesi-Gauttieri, M.C., Hackspacher, P.C., Hadler Neto, J.C., Franco-Magalhães, A.O.B. 2010. Denudation history of the Bocaina Plateau, Serra do Mar, southeastern Brazil: relationships to Gondwana breakup and passive margin development. *Gondwana Research*, 18, 674-687.
- Japsen, P., Bonow, J.M., Green, P.F., Cobbold, P.R., Chiossi, D., Lilletveit, R., Magnavita, L.P., Pedreira, A. 2012. Episodic burial and exhumation in NE Brazil after opening of the South Atlantic. *GSA Bulletin*, 124: 800816.
- Jelinek, A.R., Chemale, F., van der Beek, P.A., Guadagnin, F., Cupertino, J.A., Viana, A. 2014. Denudation history and landscape evolution of the northern East-Brazilian continental margin from apatite fission-track thermochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, 54, 158-181.
- Jelinek, A.R., Gomes, C.H., Dias, A.N.C., Guadagnin, F., Chemale, F.Jr., Souza, I.A. 2010. Termocronologia aplicada às Geociências: análise por traços de fissão. *Pesquisas em Geociências*, 37 (3), 191-203.
- Jelinek, A.R., Neto, A.C.B., Poupeau, G. 2003. Análise por traços de fissão em apatitas do Distrito Fluorítico de Santa Catarina: relações entre hidrotermalismo e evolução da margem continental. *Brazilian Journal of Geology*, 33(3), 289-298.
- Karl, M., Glasmacher, U.A., Kollenz, S., Franco-Magalhaes, A.O., Stockli, D.F., Hackspacher, P.C. 2013. Evolution of the South Atlantic passive continental

- margin in southern Brazil derived from zircon and apatite (U–Th–Sm)/He and fission-track data. *Tectonophysics*, 604, 224-244.
- Lima, M.V.A., Berrocal, J., Soares, J.E., Fuck, R.A. 2015. Deep seismic refraction experiment in northeast Brazil: New constraints for Borborema province evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, 58: 335-349.
- Malusà, M.G., Carter, A., Limoncelli, M., Villa, I.M., Garzanti, E. 2013. Bias in detrital zircon geochronology and thermochronometry. *Chemical Geology*, 359, 90-107.
- Meisling, K.E., Cobbold, P.R., Mount, V.S. 2001. Segmentation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil. *AAPG bulletin*, 85(11), 1903-1924.
- Mizusaki, A.M.P., Thomaz-Filho, A., Milani, E.J., Cesero, P. 2002. Mesozoic and Cenozoic igneous activity and its tectonic control in northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 15 (2): 183-198.
- Morais Neto, J.M., Green, P.F., Karner, G.D., Alkmim, F.F. 2008. Age of the Serra do Martins Formation, Borborema Plateau, northeastern Brazil: constraints from apatite and zircon fission track analysis. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 16(1): 23-52.
- Morais Neto, J.M., Hegarty, K.A., Karner, G.D., Alkmim, F.F. 2009. Timing and mechanisms for the generation and modification of the anomalous topography of the Borborema Province, northeastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 26: 1070-1086.
- Naeser, C.W. 1967. The use of apatite and shpene for fission track age determinations. *Geological Society of America Bulletin* 78, 1523-1526.
- Nürnberg, D. & Müller, R.D. 1991. The tectonic evolution of the South Atlantic from Late Jurassic to present. *Tectonophysics*, 191: 27–53.
- Oliveira, C.H.E., Chemale, F., Jelinek, A.R., Bicca, M.M., Philipp, R.P. 2014. U–Pb and Lu–Hf isotopes applied to the evolution of the late to post-orogenic transtensional basins of the dom feliciano belt, Brazil. *Precambrian Research*, 246, 240-255.
- Oliveira, C.H.E., Jelinek, A.R., Chemale, F., Bernet, M. 2016. Evidence of post-Gondwana breakup in Southern Brazilian Shield: Insights from apatite and zircon fission track thermochronology. *Tectonophysics*, 666, 173-187.

- Paim, P.S.G., Chemale Jr., F., Lopes, R.C. 2000. A Bacia do Camaquã. In: Holz, M., DeRos, L.F. (Eds.), *Geologia do Rio Grande do Sul*. CIGO-UFRGS, Porto Alegre, p.231-274.
- Price, P.B. & Walker, R.M. 1963. Fossil tracks of charged particles in mica and the age of minerals. *Journal of Geophysical Research*, 68, 4847-4862.
- Raab, M.J., Brown, R.W., Gallagher, K., Weber, K., Gleadow, A.J.W. 2005. Denudational and thermal history of the Early Cretaceous Brandberg and Okenyenya igneous complexes on Namibia's Atlantic passive margin. *Tectonics*, 24, TC3006.
- Reiners, P.W. & Brandon, M.T. 2006. Using thermochronology to understand orogenic erosion. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 34, 419-466.
- Roeder, P.L., MacArthur, D., Ma, X.P., Palmer, G.R., Mariano, A.N., 1987. Cathodoluminescence and microprobe study of rare-earth elements in apatite. *American Mineralogist*, 72, 801-811.
- Salamuni, E. 1998. Tectônica da bacia sedimentar de Curitiba (PR). Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
- Tagami, T., Galbraith, R.F., Yamada, R., Laslett, G.M. 1998. Revised annealing kinetics of fission tracks in zircon and geological implications. In: Van den Haute, P., De Corte, F. (Ed.) *Advances in Fission-track geochronology*, p. 99-112.
- Tello Saenz, C., Hackspacher, P.C., Neto, J.H., Iunes, P.J., Guedes, S., Ribeiro, L.F.B., Paulo, S.R. 2003. Recognition of Cretaceous, Paleocene, and Neogene tectonic reactivation through apatite fission-track analysis in Precambrian areas of southeast Brazil: association with the opening of the South Atlantic Ocean. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(7), 765-774.
- Torsvik, T.H., Rouse, S., Labails, C., Smethurst, M.A. 2009. A new scheme for the opening of the South Atlantic Ocean and the dissection of an Aptian salt basin. *Geophysical Journal International*, 177(3), 1315-1333.
- Turner, J.P., Green, P.F., Holford, S.P., Lawrence, S.R. 2008. Thermal history of the Rio Muni (West Africa) e NE Brazil margins during continental breakup. *Earth and Planetary Science Letters*, 270: 354-367.
- Wagner, G.A. 1968. Fission track dating of apatites. *Earth and Planetary Science Letters*, 5, 463-468.

- Wagner, G.A. 1972. The geological interpretation of fission track age. *Transactions of American Nuclear Society*, 15, 117.
- Yamada, R., Tagami, T., Nishimura, S., Ito, H. 1995. Annealing kinetics of fission tracks in zircon: an experimental study. *Chemical Geology (Isotope Geoscience section)*, 122, 249-58.
- Young, E.J., Myers, A.T., Munson, E.L., Conklin, N.M. 1969. Mineralogy and geochemistry of fluorapatite from Cerro de Mercado, Durango, Mexico. U.S. Geological Survey Professional Paper, 650-D, D84-D93.
- Zalán, P.V., Wolff, S., Conceição, A., Marques, M.A.M., Astolfi, I.S., Vieira, V.T., Appi, O.A. 1990. Bacia do Paraná. In: Raja Gabaglia, G. P. e Milani, E.J. (Eds.). *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*. Ed. Gávea, Petrobras, p.135-168.



Evidence of post-Gondwana breakup in Southern Brazilian Shield: Insights from apatite and zircon fission track thermochronology



Christie Helouise Engelmann de Oliveira ^{a,*}, Andréa Ritter Jelinek ^a, Farid Chemale Jr. ^b, Matthias Bernet ^c

^a Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Brazil

^b Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brazil

^c Institut des Sciences de la Terre (ISTerre), Université Joseph Fourier, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 30 July 2015

Received in revised form 29 October 2015

Accepted 5 November 2015

Available online 14 November 2015

Keywords:

Gondwana

Apatite fission track

Zircon fission track

Sul-Rio-Grandense Shield

Camaquã Basin

ABSTRACT

Apatite and zircon fission track thermochronology studies are applied to basement and sedimentary rocks from the Sul-Rio-Grandense Shield to unravel the tectonic history of the onshore southernmost Brazilian margin. The Sul-Rio-Grandense Shield is a major geotectonic feature of southernmost Brazil that includes Paleoproterozoic basement areas and Neoproterozoic fold belts linked to the Brasiliano/Pan-African orogeny. Crustal reworking and juvenile accretion events related to this cycle were dated in the region between 900 and 500 Ma and were responsible for the assembly of southwestern Gondwana in southeastern South America. Apatite fission track (AFT) ages range from 340 ± 33 to 77 ± 6 Ma and zircon fission track (ZFT) ages range from ca. 386 to 210 Ma. Based on thermal history modeling, the most part of the samples record an early cooling event during the Carboniferous, which reflect the main tectonic activity of the final stages of the Gondwanides at the Pacific margin of West Gondwana. Subsequently, the Permo-Triassic cooling event is related to the last stages of the Gondwanides, with convergence along the southern border of Western Gondwana and consequent reactivation of N-S and NE-SW trending basement structures. The onset of initial breakup of southwestern Gondwana with opening of the South Atlantic Ocean is mostly recorded in the eastern terrain and ZFT ages show that the temperature during this period was high enough for total or at least partial resetting of fission tracks in zircon. The last cooling event of the Sul-Rio-Grandense Shield records the final breakup between South America and Africa, which began during the Late Cretaceous. However, the Cenozoic rapid cooling episode probably is a result of plate adjustment after breakup and neotectonic reactivation of faults associated with South Atlantic rift evolution.

© 2015 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

The South Atlantic Ocean Margin results from the breakup of Gondwana during Early Cretaceous times and exhibits much more variety of topography and geology than the conjugate margin of Africa. From the Chain Fracture Zone in the north to the Falkland Agulhas Fracture Zone in the south, the South American Margin is segmented in various ways (e.g., Cappelletti et al., 2013; Chaboureaud et al., 2013; Nürnberg and Müller, 1991). In the north, the margin is underlain by Precambrian rocks of the Brazilian Shield, has a dominant structural lineament parallel to the margin and high topography. To the south, the topography gets progressively lower and in the south of the Rio de la Plata craton there is no Precambrian basement exposed (Fig. 1). The nature of the margin has influenced the development of offshore sedimentary basins and onshore intracontinental basins.

On the South American Margin most thermochronology studies have focused on southeastern Brazil (e.g., Cogné et al., 2011, 2012; Franco-Magalhaes et al., 2014; Gallagher et al., 1994, 1995; Hackspacher et al., 2007; Hiruma et al., 2010; Jelinek et al., 2003; Karl et al., 2013; Tello Saenz et al., 2003), where the rifted-margin escarpment is most clearly expressed, such as Serra do Mar and Serra da Mantiqueira. In contrast, the uplift and denudation history of the margin further to the south have not been studied in much detail until now. Borba et al. (2002, 2003) and Bicca et al. (2013) used AFT data focused on relatively restricted areas to constrain denudation in the NW cratonic interior of the Sul-Rio-Grandense Shield. In order to improve the understanding of the thermotectonic evolution of this last sector of south Brazilian continental margin 57 new thermochronological data were obtained: 37 new AFT ages from basement and detrital samples and 20 new ZFT ages from detrital samples. AFT and ZFT cooling ages are related to the continental breakup between South America and Africa and the quantitative thermal histories derived from the data provide the denudation rates, which have a significant effect on the evolution of continental topography and allow us to reconstruct the low-temperature cooling history of the Sul-Rio-Grandense Shield.

* Corresponding author.

E-mail address: christie.oliveira10@gmail.com (C.H.E. Oliveira).

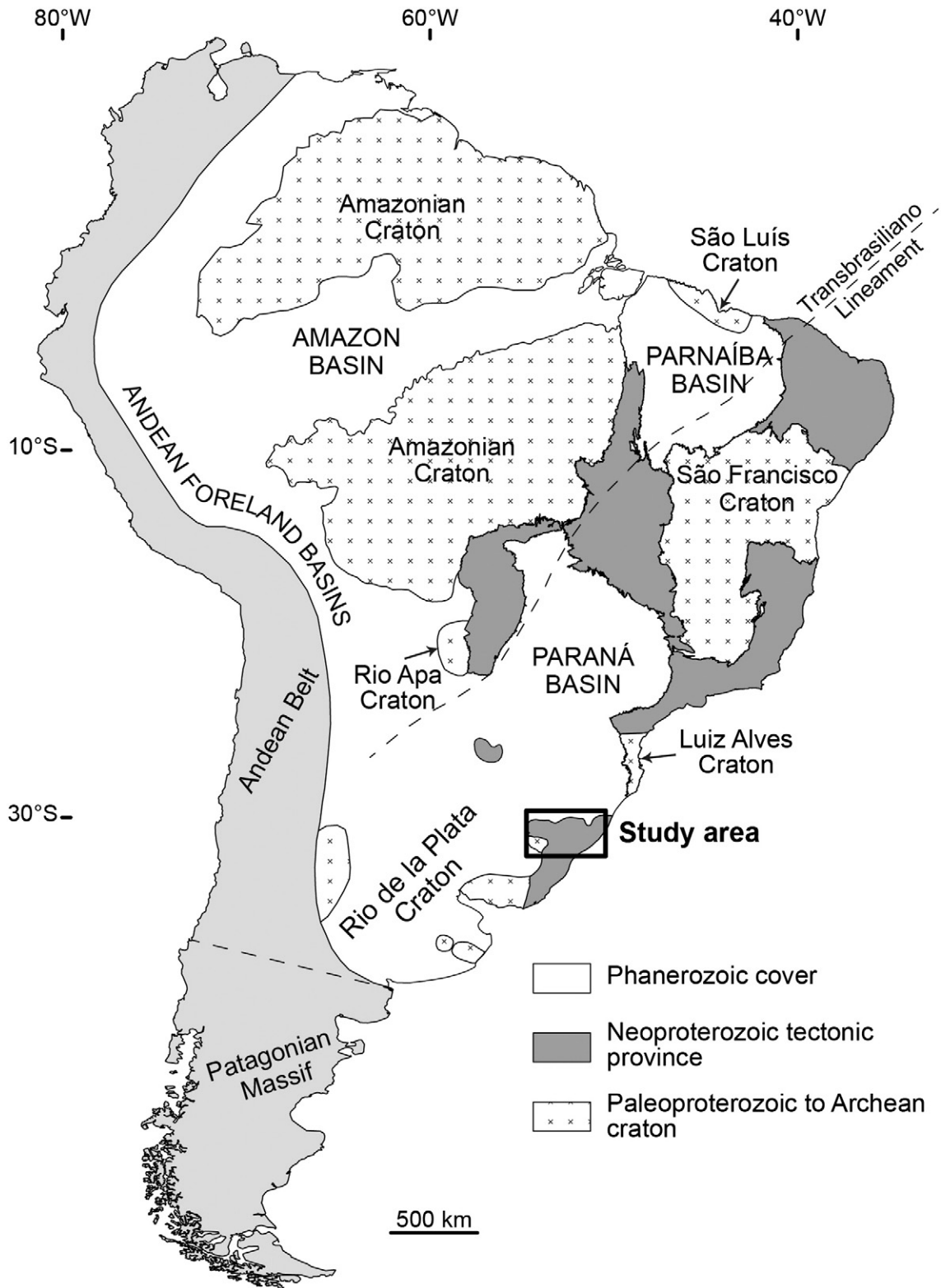


Fig. 1. Geotectonic map of South America with location of the study area (modified from Basei et al., 2010).

2. Geologic setting

The Sul-Rio-Grandense Shield, situated in the southwest Gondwana, comprises rock assemblages generated between Archean and Cambrian-Ordovician (Chemale Jr., 2000; Fernandes et al., 1992; Hartmann et al., 2007) including Dom Feliciano Belt. The Dom Feliciano Belt is an orogenic belt formed as result of the tectonic accretion of the

Rio de la Plata, Kalahari and Congo cratons during formation of West Gondwana (e.g., Chemale et al., 1995; Fernandes et al., 1992) in the Brasiliano/Pan-African orogeny.

The Sul-Rio-Grandense Shield is composed of the following four units (Fig. 2) bounded by NE-SW and NW-SE oriented regional Brasiliano shear zones: (1) the Taquarembó Terrane, bounded in the north by the NW-SE trending Ibaré shear zone and in the east by the

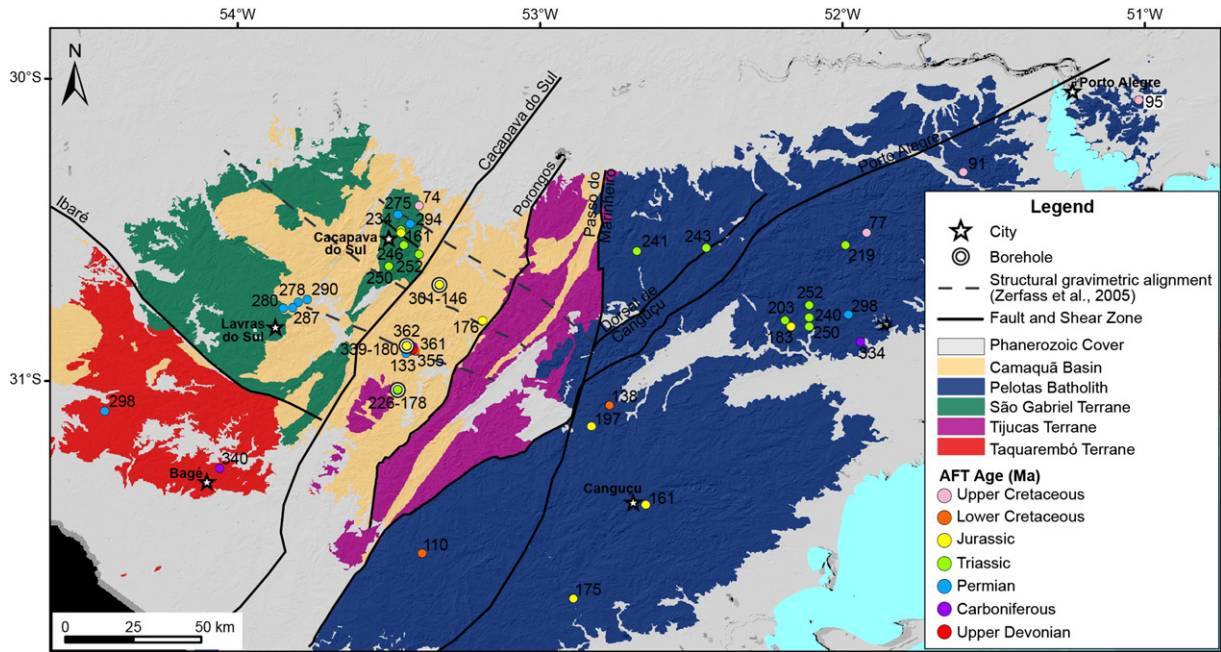


Fig. 2. Geotectonic map of southern Brazil (modified after Chemale Jr., 2000; Zerfass et al., 2005) with sample locations for this study, Bicca et al. (2013) and Borba et al. (2002, 2003). Samples are identified by AFT age.

NE-SW trending Caçapava do Sul shear zone, is composed primarily of Paleoproterozoic granulites with protolith ages of 2.45 Ga and metamorphic events dated at 2.1–2.0 Ga (Hartmann et al., 2008a), several granite intrusions dated at 0.65–0.55 Ga (Gastal et al., 2005) and Neoproterozoic to Eopaleozoic volcano-sedimentary rocks (Wildner et al., 2002); (2) the Tijucas Terrane, bounded in the west by the ductile–brittle Porongos fault and in the east by conjugate Passo do Marinheiro and Dorsal de Canguçu shear zones, is composed of metasedimentary rocks intercalated with metavolcanic rocks of the Porongos Complex, whose age is constrained at ca. 780 Ma, (Chemale Jr., 2000; Saalman et al., 2011), older basement portions of granitic–gneissic rocks of the Encantadas Complex dated at 2.2–2.3 Ga (Hartmann et al., 2003; Philipp et al., 2008; Saalman et al., 2011) and granitic intrusions and sedimentary rocks dating to 0.65–0.55 Ga; (3) the São Gabriel Terrane, bounded to the south by the Ibaré shear zone and to the east by the Caçapava do Sul shear zone, consists of a tectonic juxtaposition of ophiolite slabs, volcanic-arc-related rocks, plutonic granite–gneissic rocks with a Neoproterozoic juvenile signature, volcano-sedimentary rocks formed between 1.0 and 0.69 Ga (Babinski et al., 1996; Chemale Jr., 2000; Hartmann et al., 2007, 2011; Saalman et al., 2005), and 0.63–0.47 Ga old late- to post-orogenic granite intrusions and volcano-sedimentary cover rocks (in the Camaquã Basin); and (4) the Pelotas Batholith, bounded in the west by the Passo do Marinheiro and Dorsal de Canguçu shear zones, is represented predominantly by granite rocks with ages of 0.65–0.55 Ga (Babinski et al., 1997; Hartmann et al., 2000; Philipp and Machado, 2005; Philipp et al., 2003; Silva et al., 1999), reworking of Paleoproterozoic crust and, more rarely, Archean rocks (Leite et al., 2000; Philipp et al., 2003).

2.1. Camaquã Basin

The Camaquã Basin consists of a NE-SW-elongated basin (Fig. 2) generated in the late- to post-orogenic sedimentary cycles of the Brasiliano orogeny in the Dom Feliciano Belt (e.g., Chemale et al., 1995; Paim et al., 2000). Structurally, the Camaquã Basin may be defined as a depositional locus with superposition of various basinal cycles distinguished by age and tectonic setting (Borba, 2006; Chemale, 1993; Oliveira et al., 2014; Paim et al., 2000). The basin contains a record of three primary basinal cycles developed in various tectonic settings:

(1) Maricá Group is the basal cycle deposited in a retroarc foreland, and consists of a 4000-m-thick sedimentary package with a minor contribution from acidic volcanic activity unconformably overlying the São Gabriel Terrane. Deposition of this group occurred between 601 ± 13 and 593 ± 6 Ma (Almeida et al., 2012; Paim et al., 2000); (2) Bom Jardim Group represents the middle cycle deposited in a strike-slip setting from 593 ± 6 to 580 ± 3.6 Ma (Almeida et al., 2012; Janikian et al., 2012; Remus et al., 1999). The Bom Jardim Group consists of a 2000-m-thick volcano-sedimentary sequence overlying the Maricá Group along an angular unconformity; and, (3) the upper cycle was deposited in a transtensional environment and comprises the Santa Bárbara Group (including Acampamento Velho Formation) and Guaritas Group. The Santa Bárbara Group consists of a ca. 2500-m-thick volcano-sedimentary sequence and was deposited from 574 ± 7 to 549.3 ± 5 Ma (Bicca et al., 2013; Janikian et al., 2012; Oliveira et al., 2014; Sommer et al., 2005). The Guaritas Group represents the last depositional episode preserved in the Camaquã Basin with ca. 800-m-thick. This group was deposited in a N40E-trending transtensional rift basin (e.g., Borba, 2006; Chemale, 1993) and consists of sandstones and conglomerates. The deposition of the Guaritas Group occurred between 547 ± 6.3 Ma and 473.7 ± 9.4 Ma (Almeida et al., 2012; Hartmann et al., 2008b; Maraschin et al., 2010; Oliveira et al., 2014).

3. Samples and analytical methods

Twenty-seven outcrop samples and 17 samples of three boreholes (CQP-01, CQP-02 and CQP-03, drilled by the Geological Survey of Brazil—CPRM) were collected along the Taquarembó Terrane, São Gabriel Terrane, including the Camaquã Basin, and Pelotas Batholith (Fig. 2; Table 1). Details of the lithology of each sample are provided in Table 1. Outcrop samples were collected along NW-SE transects crosscutting the Taquarembó Terrane, São Gabriel Terrane and Camaquã Basin, and NW-SE and NE-SW trending transects in the Pelotas Batholith. The boreholes CQP-01 and CQP-02 have a depth of 1200 m (Fig. 3). The CQP-01 is located southeast of Caçapava do Sul and CQP-02 is located in the Minas do Camaquã. The borehole CQP-03 is located north of the CQP-02 and has a depth of 1250 m (Fig. 3). Borehole samples were collected at different depths intervals, as

Table 1
Details of fission track samples.

Sample	Lithology	Stratig. age	Latitude	Longitude	Elevation	Depth	Dating
		(Ma)	S	E	(m)	(m)	method
<i>Taquarembó Terrane</i>							
TFRS-05	Granulite	2450	31.10	54.44	188	*	AFT
TFRS-06	Granite	650–550	31.29	54.06	253	*	AFT
<i>São Gabriel Terrane</i>							
TFRS-12	Granite	561–541	30.50	53.46	353	*	AFT
PRD-02	Granite	561–541	30.51	53.46	350	*	AFT
<i>Pelotas Batholith</i>							
PJV-07	Granite	550	30.51	51.92	312	*	AFT
PJV-11	Granite	650–550	30.07	51.02	74	*	AFT
PJV-14	Granite	550	30.31	51.60	268	*	AFT
TFRS-07	Granite	650–550	31.57	53.39	422	*	AFT
PRD-04	Granite	550	31.15	52.83	330	*	AFT
PRD-05	Granite	550	31.08	52.77	220	*	AFT
PJV-17	Granite	595	31.41	52.65	333	*	AFT
PRD-10	Granite	610–550	30.57	52.68	440	*	AFT
PRD-12	Gneiss	600	30.56	52.45	440	*	AFT
TFRS-08	Granite gneiss	650–550	31.72	52.89	18	*	AFT
PJV-02	Granite	650–550	30.82	52.17	89	*	AFT
PJV-03b	Granite	650–550	30.80	53.19	189	*	AFT
PJV-03c	Granite	650–550	30.82	52.11	189	*	AFT
PJV-04	Granite	650–550	30.79	52.11	208	*	AFT
PJV-05	Granite	650–550	30.75	52.11	198	*	AFT
PJV-06	Granite	650–550	30.55	51.99	270	*	AFT
PRD-18	Granite gneiss	650–550	30.78	51.98	240	*	AFT
PRD-19	Granite	550	30.87	51.94	140	*	AFT
<i>Camaquã Basin</i>							
GU-01	Sandstone	553–465	30.74	53.20	*	*	ZFT
GU-02	Sandstone	553–465	30.76	53.19	*	*	ZFT
PS-01	Conglomerate	580–545	30.54	53.55	176	*	ZFT
PS-03	Conglomerate	580–545	30.62	53.54	397	*	ZFT
TFRS-11	Sandstone	553–465	30.80	53.19	123	*	AFT
<i>Borehole CQP-01</i>							
T01-11	Sandstone	553–465	30.68	53.33	*	41	AFT & ZFT
T01-35	Sandstone	553–465	30.68	53.33	*	134	ZFT
T01-56	Sandstone	553–465	30.68	53.33	*	218	AFT & ZFT
T01-82	Conglomerate	553–465	30.68	53.33	*	318	ZFT
T01-103	Sandstone	553–465	30.68	53.33	*	400	AFT & ZFT
T01-130	Conglomerate	553–465	30.68	53.33	*	507	AFT & ZFT
T01-144	Sandstone	580–545	30.68	53.33	*	569	AFT & ZFT
T01-176	Sandstone	580–545	30.68	53.33	*	729	AFT & ZFT
<i>Borehole CQP-02</i>							
T02-07	Conglomerate	580–545	30.90	53.43	*	27	AFT & ZFT
T02-64	Sandstone	580–545	30.90	53.43	*	271	AFT & ZFT
T02-104	Sandstone	580–545	30.90	53.43	*	469	AFT & ZFT
T02-149	Sandstone	580–545	30.90	53.43	*	694	AFT & ZFT
T02-202	Siltstone	580–545	30.90	53.43	*	926	ZFT
<i>Borehole CQP-03</i>							
T03-03	Sandstone	580–545	31.03	53.47	*	12	AFT & ZFT
T03-156	Sandstone	580–545	31.03	53.47	*	657	AFT & ZFT
T03-203	Sandstone	580–545	31.03	53.47	*	884	AFT
T03-249	Sandstone	580–545	31.03	53.47	*	1096	AFT & ZFT

shown in Table 1. Apatite and zircon grains were separated from samples using standard crushing, magnetic and heavy liquid separation methods.

3.1. Apatite and zircon fission-track analysis

Apatite aliquots were mounted in epoxy, polished and etched for 20 s in a 5.5 M HNO₃ solution at 21 °C to reveal the spontaneous fission tracks. Zircon aliquots were mounted in Teflon®, polished and etched in a eutectic NaOH-KOH melt at 228 °C. We adopted the multi-mount technique and prepared two zircon mounts per sample (Bernet and Garver, 2005; Naeser et al., 1987) and etched for different lengths of time, with etching times ranging between 8 and 40 h.

All apatite and zircon samples were dated by the external detector method (Hurford, 1990) using low-U mica sheets as external detectors.

Zircon samples were irradiated with Fish Canyon Tuff age standard and CN2 dosimeter glasses at the well-thermalized FRM II Research Reactor of the Technical University Munich, Germany. Apatite samples were irradiated at the same reactor and at the well-thermalized IPEN-CNEN Reactor, São Paulo, Brazil, with Durango age standard and CN1 and CN5 dosimeter glasses. After irradiation, mica detectors were etched in 48% HF for 18 min at 20 °C to reveal the induced fission tracks.

ZFT analyses on all samples were performed at the fission-track laboratory of the Institut des Sciences de la Terre (ISTerre) in Grenoble, France, utilizing an Olympus BX51 microscope (1250×, dry) and the FTStage 4.04 system (Dumitru, 1993), while AFT analyses were performed at the Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Brazil, utilizing a Leica DM 6000 M Microscope (1000×, dry). We aimed at dating at least 20 grains per sample. Eleven AFT samples and 14 ZFT samples do

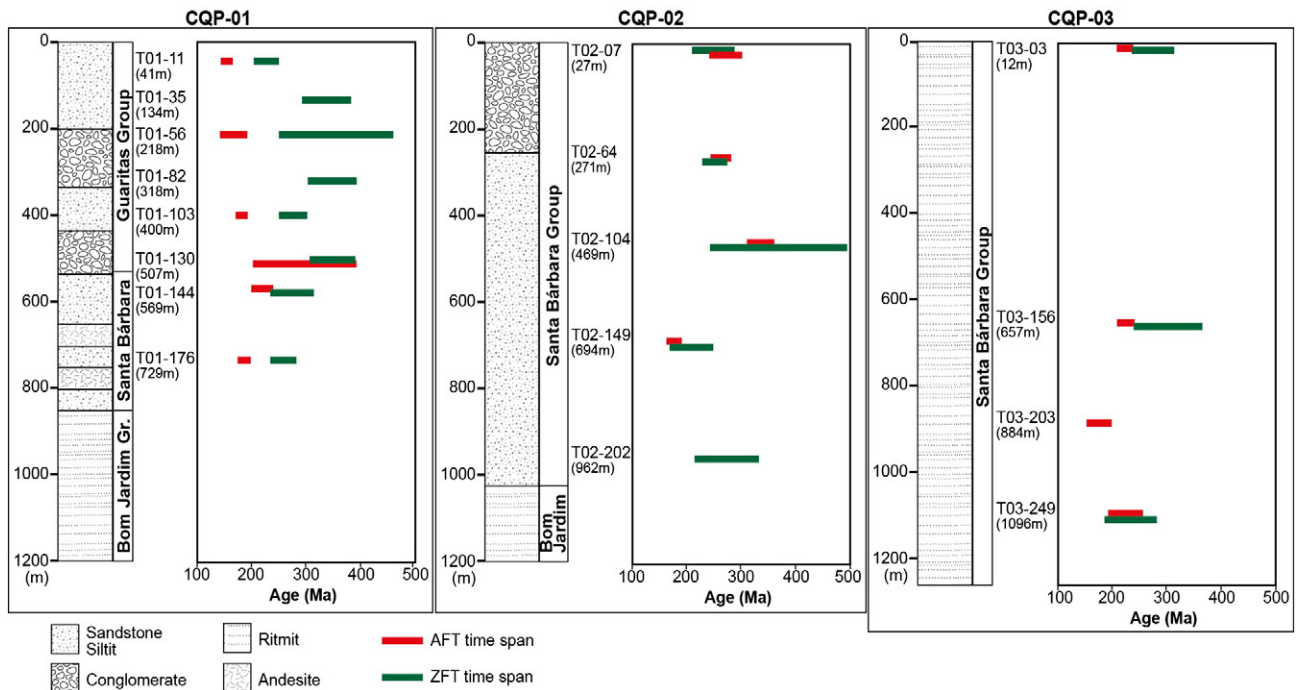


Fig. 3. Fission-track ages plotted against samples depth from the boreholes of the Camaquã Basin. AFT and ZFT data are shown as age ranges with errors.

not meet these criteria (Table 2); we decided to retain them nonetheless, because their ages broadly agree with the nearby samples that do have good-quality measurements. AFT and ZFT central ages were calculated according to the ξ -calibration method (Hurford, 1990). Throughout this study, fission-track age errors are quoted at the 1σ confidence level and were derived by the conventional method (Green, 1981). The χ^2 -squared test was used to quantify age homogeneity; when $P(\chi^2) > 5\%$, fission-track samples contain a single age population (Galbraith and Green, 1990, 1993). For samples from sedimentary rocks which failed the χ^2 -test and have an age-dispersion over 15% may reflect a mixture of different age components. The software “RadialPlotter” (Vermeesch, 2009) was used in order to statistically separate different age populations. In a first step, the auto mixture model was applied. Samples which revealed only one age component were further tested applying a two component mixture model.

AFT lengths were measured on horizontal confined fission tracks. Where possible, 100 natural confined tracks were measured to construct an AFT length–frequency distribution, a number that was not always attained. Etch pit diameter (Dpar; Donelick et al., 2005) values and the chemical compositions (in particular the Cl concentration) were used as kinetic parameter. Microprobe analysis for chemical compositions was carried out in the Department of Geology, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Brazil using a JEOL JXA-8230 Electron Microprobe.

3.2. Thermal history modeling

Apatite thermal history modeling was performed with HeFTy 1.8.3 (Ketchum, 2005). In this study, AFT data are modeled using the multi-kinetic annealing model of Ketchum et al. (2007), with Cl content or Dpar values as a kinetic parameter. The Kolmogorov-Smirnov test was employed to assess the fit between modeled and measured track-length distributions. The inversions modeling were run with 10,000 randomly chosen time–temperature (t–T) histories for each sample; such that sufficient model paths were available to clearly differentiate between “good fit” and “acceptable fit” solutions (cf. Ketchum, 2005 for details and definitions of “good” and “acceptable” fits). Depending on the fission-track parameters (i.e., ages and lengths) and the geological

background and cooling history of different areas, we restricted the conditions for inversion modeling as follows: (a) an initial constraint was set at 200 ± 20 °C at a time span older than the corresponding ZFT central age. For samples that do not have ZFT age we used as initial constraint the end of the Brasiliano orogeny (ca. 550–450 Ma), the last tectono-thermal event that affected the Sul-Rio-Grandense Shield rocks; (b) a large t–T box was imposed with T closed limits in the base of the apatite partial annealing zone temperature (120 °C) and at the paleo-surface temperature (20 ± 10 °C). The t closed limits are the oldest AFT grain age and the central sample age; (c) a constraint was set in 40–120 °C at a time corresponding the youngest pooled age (<200 Ma); and (d) a present mean surface temperature of ca. 20 ± 5 °C provided the final modeling constraint.

The quantification of denudation was estimated based on geothermal gradients measured from the data of the Paraná Basin in southern Brazil (Hurter and Pollack, 1996). Since insufficient measurements are available to assess the spatial variation in geothermal gradient of the Sul-Rio-Grandense Shield, we assumed a constant and linear geothermal gradient over geological times (25 °C/km) for the reconstruction of the rocks denudation histories.

4. Results

AFT and ZFT ages and confined track length measurement from the different tectonic blocks are presented in Table 2. Sample locations and AFT ages obtained together with existing AFT ages from the literature (Bicca et al., 2013; Borba et al., 2002, 2003) are presented in Figure 2. Cooling histories for all samples are presented in Figures 4–8.

4.1. Apatite fission-track data

AFT central ages measured range from 340 ± 33 (sample TFRS-06) to 77 ± 6 Ma (sample PJV-07). Three AFT sedimentary samples from the Camaquã Basin (T03-03, T03-203 and T03-249; Table 2) failed the χ^2 -squared test and have an age-dispersion over 15%, indicating that more than one age component is present in the obtained single grain age population. All AFT central ages are much younger than the Brasiliano/Pan-African orogeny that last affected the Sul-Rio-Grandense

Table 2
Apatite and zircon fission track data from the Sul-Rio-Grandense Shield, southern Brazil.

Sample	Dating method	N	ps (Ns) ($\times 10^5$)	pi (Ni) ($\times 10^5$)	pd (Nd) ($\times 10^5$)	Central age (Ma)	$\pm 1\sigma$ (Ma)	χ^2 (%)	U content (ppm)	Cl (wt.%)	Dpar (μm)	n	MTL (μm)	Std. dev. (μm)
<i>Taquarembó Terrane</i>														
TFRS-05	AFT	22	24.03 (1144)	3.15 (150)	2.32 (16,493)	298.0	26.0	100	16.6	0.259	*	35	11.4	1.2
TFRS-06	AFT	25	18.21 (1029)	2.09 (118)	2.32 (16,493)	340.0	33.0	100	11.0	0.032	*	66	11.2	1.4
<i>São Gabriel Terrane</i>														
TFRS-12	AFT	30	25.44 (1908)	4.27 (320)	2.32 (16,493)	234.0	14.0	99	22.4	0.009	*	32	11.3	1.5
PRD-02	AFT	20	6.94 (294)	3.73 (158)	5.07 (7600)	161.0	16.0	98	9.0	0.004	*	84	12.4	1.8
<i>Pelotas Batholith</i>														
PJV-07	AFT	24	7.63 (458)	5.42 (325)	3.22 (15,546)	77.3	5.8	92	20.5	0.006	*	29	10.1	1.7
PJV-11	AFT	25	17.34 (1084)	12.13 (758)	12.07 (16,440)	95.4	4.5	100	40.0	0.008	*	93	11.3	1.8
PJV-14	AFT	11	2.76 (76)	2.04 (56)	12.07 (16,440)	91.0	16.0	77	6.7	0.005	*	3	12.9	0.5
TFRS-07	AFT	19	15.05 (715)	5.41 (257)	2.32 (16,493)	110.4	8.0	86	28.4	*	*	*	*	*
PRD-04	AFT	20	42.03 (688)	18.39 (301)	5.07 (7600)	197.0	14.0	99	44.2	0.024	*	162	11.8	1.6
PRD-05	AFT	15	9.84 (247)	6.17 (155)	5.07 (7600)	138.0	14.0	87	14.8	0.009	*	42	13.8	1.3
PJV-17	AFT	25	19.18 (1199)	7.92 (495)	12.07 (16,440)	160.8	8.6	94	26.1	0.005	*	83	10.7	1.6
PRD-10	AFT	25	24.99 (634)	8.91 (226)	5.07 (7600)	241.0	19.0	93	21.4	0.003	*	53	12.0	1.7
PRD-12	AFT	9	36.33 (289)	12.82 (102)	5.07 (7600)	243.0	28.0	56	30.8	0.035	*	32	13.0	1.7
TFRS-08	AFT	29	33.01 (2393)	7.43 (539)	2.32 (16,493)	175.2	8.4	100	39.1	*	2.10	69	12.0	1.4
PJV-02	AFT	23	9.44 (543)	3.43 (197)	12.07 (16,440)	183.0	15.0	100	11.3	0.005	*	59	10.4	1.5
PJV-03b	AFT	24	24.45 (1467)	7.98 (479)	12.07 (16,440)	203.0	11.0	100	26.3	0.011	*	82	10.3	1.4
PJV-03c	AFT	23	51.46 (777)	13.58 (205)	12.07 (16,440)	250.0	20.0	100	44.8	0.004	*	102	11.1	1.6
PJV-04	AFT	24	21.09 (1086)	4.80 (247)	3.22 (15,546)	240.0	17.0	99	18.2	*	1.45	89	10.2	1.6
PJV-05	AFT	10	29.08 (727)	6.28 (157)	3.22 (15,546)	252.0	22.0	91	23.8	*	*	*	*	*
PJV-06	AFT	28	30.06 (2104)	9.07 (635)	12.07 (16,440)	219.0	9.9	31	29.9	*	1.33	52	10.9	1.9
PRD-18	AFT	21	24.1 (641)	6.92 (184)	5.07 (7600)	298.0	25.0	80	16.6	0.004	*	57	11.2	1.4
PRD-19	AFT	11	26.3 (290)	6.71 (74)	5.07 (7600)	334.0	44.0	100	16.1	0.007	*	28	11.5	1.4
<i>Camaquã Basin</i>														
GU-01	ZFT	12	145.11 (1096)	6.36 (48)	2.63 (4367)	386.0	57.0	78	88.2	*	*	*	*	*
GU-02	ZFT	3	171.54 (299)	12.62 (22)	2.63 (4367)	227.0	56.0	15	175.1	*	*	*	*	*
PS-01	ZFT	22	141.58 (1986)	7.2 (101)	2.63 (4367)	334.0	34.0	58	99.9	*	*	*	*	*
PS-03	ZFT	7	119.54 (506)	6.14 (26)	2.63 (4367)	332.0	67.0	97	85.2	*	*	*	*	*
TFRS-11	AFT	45	23.47 (2640)	5.22 (587)	2.32 (16,493)	176.4	9.4	7	27.4	0.029	*	53	11.9	1.4
T01-11	AFT	30	8.53 (318)	10.13 (378)	11.35 (6808)	146.0	11.0	48	10.9	*	1.90	38	11.0	1.1
	ZFT	23	115.53 (1611)	8.61 (120)	2.63 (4367)	230.0	23.0	33	119.4	*	*	*	*	*
T01-35	ZFT	11	156.91 (1094)	8.03 (56)	2.63 (4367)	332.0	45.0	88	111.4	*	*	*	*	*
T01-56	AFT	5	10.97 (102)	11.29 (105)	11.35 (6808)	166.0	25.0	33	12.1	*	*	*	*	*
	ZFT	3	95.55 (230)	4.57 (11)	2.63 (4367)	355.0	109.0	71	63.4	*	*	*	*	*
T01-82	ZFT	28	140.83 (2782)	6.88 (136)	2.63 (4367)	356.0	44.0	0	95.5	*	*	*	*	*
T01-103	AFT	24	14.99 (715)	14.05 (670)	11.35 (6808)	185.0	11.0	12	15.1	*	1.88	44	11.0	1.4
	ZFT	14	149.38 (1401)	8.96 (84)	2.63 (4367)	287.0	36.0	20	124.2	*	*	*	*	*
T01-130	AFT	4	11.22 (46)	6.10 (25)	11.35 (6808)	301.0	95.0	14	6.5	*	*	*	*	*
	ZFT	20	121.94 (1589)	5.76 (75)	2.63 (4367)	359.0	42.0	73	79.8	*	*	*	*	*
T01-144	AFT	16	13.99 (270)	10.93 (211)	11.35 (6808)	221.0	20.0	55	11.7	*	*	*	*	*
	ZFT	11	156.63 (819)	9.75 (51)	2.63 (4367)	274.0	40.0	66	135.3	*	*	*	*	*
T01-176	AFT	30	10.91 (566)	9.92 (515)	11.35 (6808)	190.0	12.0	45	10.6	*	2.14	31	11.2	1.2
	ZFT	24	124.96 (1701)	8.67 (118)	2.63 (4367)	253.0	24.0	63	120.3	*	*	*	*	*
T02-07	AFT	18	6.61 (211)	4.20 (134)	11.35 (6808)	270.0	30.0	91	4.5	*	*	*	*	*
	ZFT	11	99.24 (659)	6.93 (46)	2.63 (4367)	250.0	39.0	72	94	*	*	*	*	*
T02-64	AFT	26	14.79 (719)	9.63 (468)	11.35 (6808)	263.0	19.0	19	10.3	*	1.93	19	11.2	1.2
	ZFT	24	133.04 (2098)	9.13 (144)	2.63 (4367)	251.0	23.0	33	125.8	*	*	*	*	*
T02-104	AFT	21	18.70 (619)	9.55 (316)	11.35 (6808)	339.0	25.0	50	10.7	*	*	*	*	*
	ZFT	2	157.43 (196)	7.23 (9)	2.63 (4367)	369.0	126.0	17	100.3	*	*	*	*	*
T02-149	AFT	30	12.37 (490)	11.79 (467)	11.35 (6808)	180.0	14.0	20	12.6	*	*	*	*	*
	ZFT	4	158.35 (368)	11.62 (27)	2.63 (4367)	210.0	40.0	97	161.2	*	*	*	*	*
T02-202	ZFT	6	109.61 (373)	6.76 (23)	2.63 (4367)	277.0	59.0	38	93.8	*	*	*	*	*
T03-03	AFT	31	17.31 (850)	13.48 (662)	11.35 (6808)	226.0	15.0	2	14.5	*	1.78	25	11.0	1.2
	ZFT	11	122.59 (814)	7.68 (51)	2.63 (4367)	273.0	39.0	79	106.6	*	*	*	*	*
T03-156	AFT	24	17.90 (580)	13.58 (440)	11.35 (6808)	226.0	16.0	30	14.6	*	1.79	24	10.9	1.0
	ZFT	8	126.04 (544)	7.18 (31)	2.63 (4367)	298.0	63.0	13	99.6	*	*	*	*	*
T03-203	AFT	22	18.33 (660)	18.42 (663)	11.35 (6808)	178.0	23.0	0	19.8	*	*	*	*	*
T03-249	AFT	12	15.36 (258)	12.44 (209)	11.35 (6808)	224.0	32.0	1	13.3	*	1.57	6	10.9	0.9
	ZFT	6	152.88 (571)	11.51 (43)	2.63 (4367)	231.0	48.0	8	159.7	*	*	*	*	*

N: number of grains analyzed to determine track densities; ps: measured spontaneous track density; Ns number of spontaneous tracks counted; pi measured induced track density; Ni: number of induced tracks counted; pd: track density measured in glass dosimeter; Nd: number of tracks counted in determining pd; χ^2 : Chi-square probability; n: number of confined tracks lengths measured; MTL: mean track length; Dpar: mean etch pit diameter of all measured etch pits; std. dev.: standard deviation of track length distribution of individual track measurements; (*): not analyzed. Note: ZFT and AFT ages from the Camaquã Basin, except TFRS-11 sample, were calculated by C.H.E. Oliveira using $\zeta\text{-CN2} = 132.57$ and $\zeta\text{-CN5} = 308.99$ respectively. The rest AFT ages were determined by L. Oliveira as well using $\zeta\text{-CN1} = 111.36$ and $\zeta\text{-CN5} = 345.51$.

Shield rocks before 500 Ma; we therefore interpret the ages as representing cooling ages, which could represent regional denudation events. As expected for such a large area of relatively subdued relief, the collective AFT dataset does not show any systematic correlation

between AFT age and elevation. The large majority of the samples were collected from elevations <300 m; although a few samples from somewhat higher elevations (300–440 m) were collected from the summit surfaces of the Caçapava do Sul High and Dorsal de Canguçu shear zone.

Taquarembó Terrane

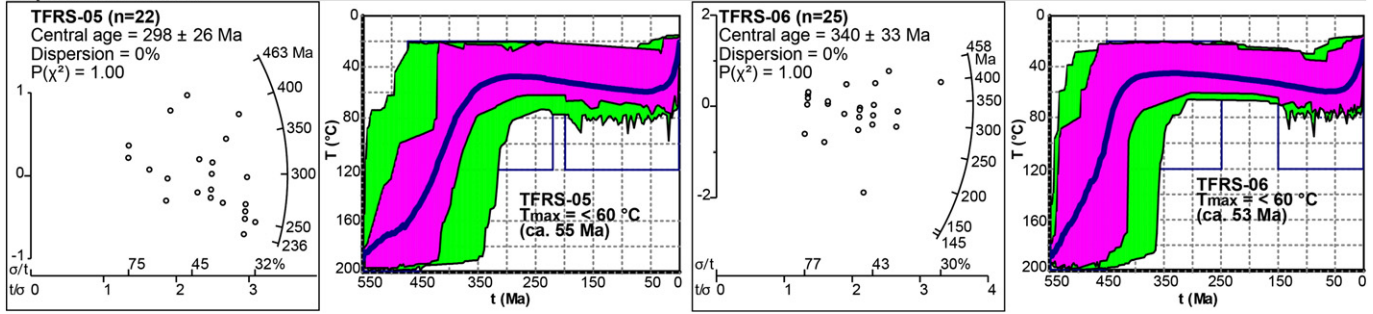


Fig. 4. AFT radial plots (from RadialPlotter by Vermeesch, 2009) and thermal history models derived using HeFTy software (Ketcham, 2005) from the Taquarembó Terrane. Green, purple and blue lines represent acceptable, good and weighted mean fitting t–T paths. The blue boxes are t–T constraints.

The confined track-length distributions are both unimodal and bimodal, with MTL ranging from 10.1 μm (sample PJV-07; n = 29) to 13.8 μm (sample PRD-05; n = 42). The large majority of MTL lie in the 11–12 μm range (Table 2). The CI contents of 18 samples (Table 2) range from 0.003 (sample PRD-10) to 0.259 wt.% (sample TFRS-05). In most of the analyzed apatite grains, Dpar values do not vary much, ranging between 1.33 and 2.14 μm (Table 2), indicating fairly similar chemical compositions and relatively fluorine rich apatite grains (Burner et al., 1994) with a low resistance to annealing (Ketcham et al., 1999).

4.2. Zircon fission-track data

ZFT central ages were obtained from the Camaquã Basin and range from ca. 386 to 210 Ma (Table 2 and Fig. 3). Within the uncertainties of the data, ZFT ages are generally older than AFT ages for the same samples, consistent with relative closure temperatures of these two systems. For T02-07 and T02-64 samples, ZFT age is slightly younger than corresponding AFT age, which is probably related to the very low uranium content of these samples (e.g., Berner and Garver, 2005; Rahn et al., 2004). Detrital zircon grains are characterized by uranium concentrations of 65–175 ppm (Table 2) obtained from measurable spontaneous track densities. Only few countable low-U zircon grains presents oldest ZFT ages and younger ZFT ages occur in grains with a higher U content. Only one ZFT sample analyzed (T01-82; Table 2) failed the χ²-squared test and have a ZFT age-dispersion over 15%, indicating that more than one age component is present in the obtained single grain age population.

ZFT dataset does not show any systematic correlation between ZFT age and depth or elevation, apparently only correlation between ZFT age and different group of the Camaquã Basin (Fig. 3). In order to improve the statistics, we decided to pool the ZFT ages of different detrital

samples that belong to the same Camaquã Basin group. ZFT ages obtained according to the different groups of the Camaquã Basin are presented in Figure 9. Santa Bárbara Group outcrop samples (PS-01 and PS-03) present an average age of 333 ± 34 Ma. However, the borehole samples are younger: samples of the CQP-01 (T01-144 and T01-176) present an average age of 255 ± 20 Ma; samples of the CQP-02 (T02-07, T02-64, T02-104, T02-149 and T02-202) present an average age of 258 ± 17 Ma; and samples of the CQP-03 (T03-03, T03-156 and T03-249) present an average age of 265 ± 27 Ma. Outcrop samples of the Guaritas Group (GU-01 and GU-02) present an average age of 399 ± 44 Ma; and borehole samples of the CQP-01 (T01-11, T01-35, T01-56, T01-82, T01-103 and T01-130) present two ZFT age populations with peak ages of 361 ± 33 (83.9%) Ma and 173 ± 29 (16.1%) Ma.

All ZFT central ages are much younger than depositional age of the Camaquã Basin and show that ZFTs were partially and/or totally reset after deposition. Furthermore, these data are not useful for a provenance analysis, nor do they reflect the source cooling signal.

4.3. Thermal history modeling

In order to further constrain the thermal and denudation history of the Sul-Rio-Grandense Shield, t–T histories have been modeled for 27 selected samples for which track-length measurements were available.

Good fitting t–T paths from the Taquarembó Terrane samples (TFRS-05, TFRS-06) (Fig. 4) show relatively fast cooling from the zircon partial annealing zone to the top of the apatite partial annealing zone (60 °C) at ca. 425–360 Ma. Thereafter, the samples were reheated to temperatures of ca. 60 °C at ca. 55 Ma before it cooled to present surface conditions.

Thermal history modeling from the São Gabriel Terrane (TFRS-12, PRD-02) show relatively fast cooling through the apatite partial annealing zone during the first cooling event. The rocks appear to have resided at that temperature for ca. 60 Myr (Fig. 5). Thereafter, the samples were

São Gabriel Terrane

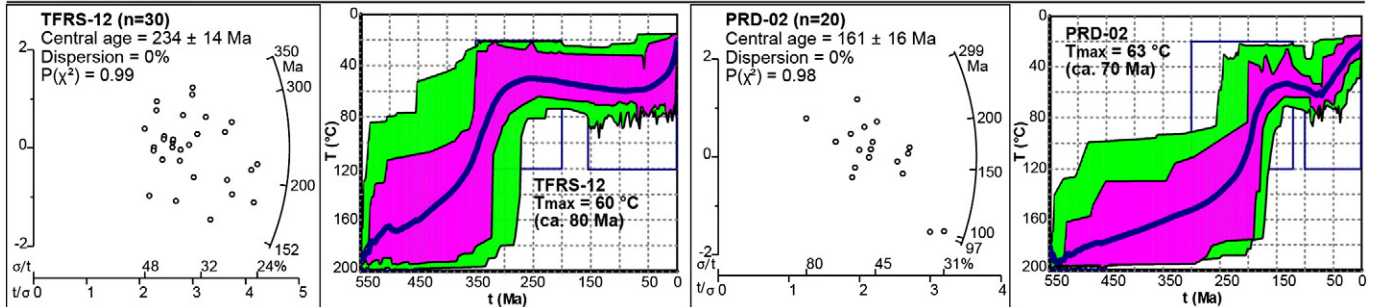


Fig. 5. AFT radial plots (from RadialPlotter by Vermeesch, 2009) and thermal history models derived using HeFTy software (Ketcham, 2005) from the São Gabriel Terrane. Green, purple and blue lines represent acceptable, good and weighted mean fitting t–T paths. The blue boxes are t–T constraints.

reheated to a T_{max} of 63 °C at ca. 75 Ma before cooling to present surface temperatures started.

Samples from the easternmost shield, Pelotas Batholith (Figs. 6 and 7), initially cooled at around 320–80 Ma. The majority of samples show

accelerated final cooling from temperatures of 75–60 °C to the surface temperature in Cenozoic time. The other samples PRD-04, PRD-05, PRD-10, PRD-12 and PRD-19 show slow cooling from temperatures of 60–45 °C to surface temperatures in the last 140–80 Ma (Cretaceous).

Pelotas Batholith

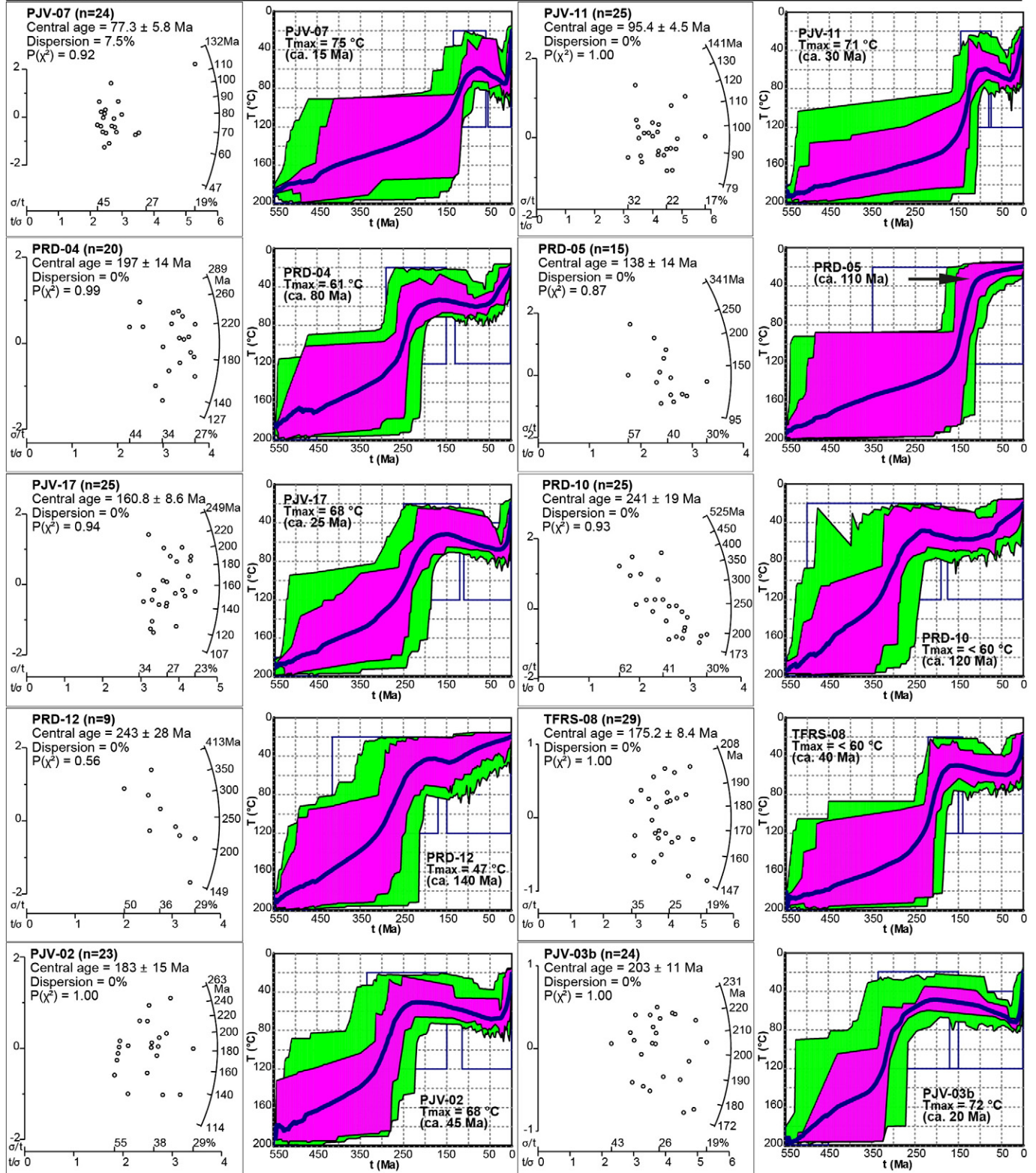


Fig. 6. AFT radial plots (from RadialPlotter by Vermeesch, 2009) and thermal history models derived using HeFTy software (Ketchum, 2005) from the Pelotas Batholith. Green, purple and blue lines represent acceptable, good and weighted mean fitting t–T paths. The blue boxes are t–T constraints.

Pelotas Batholith (cont.)

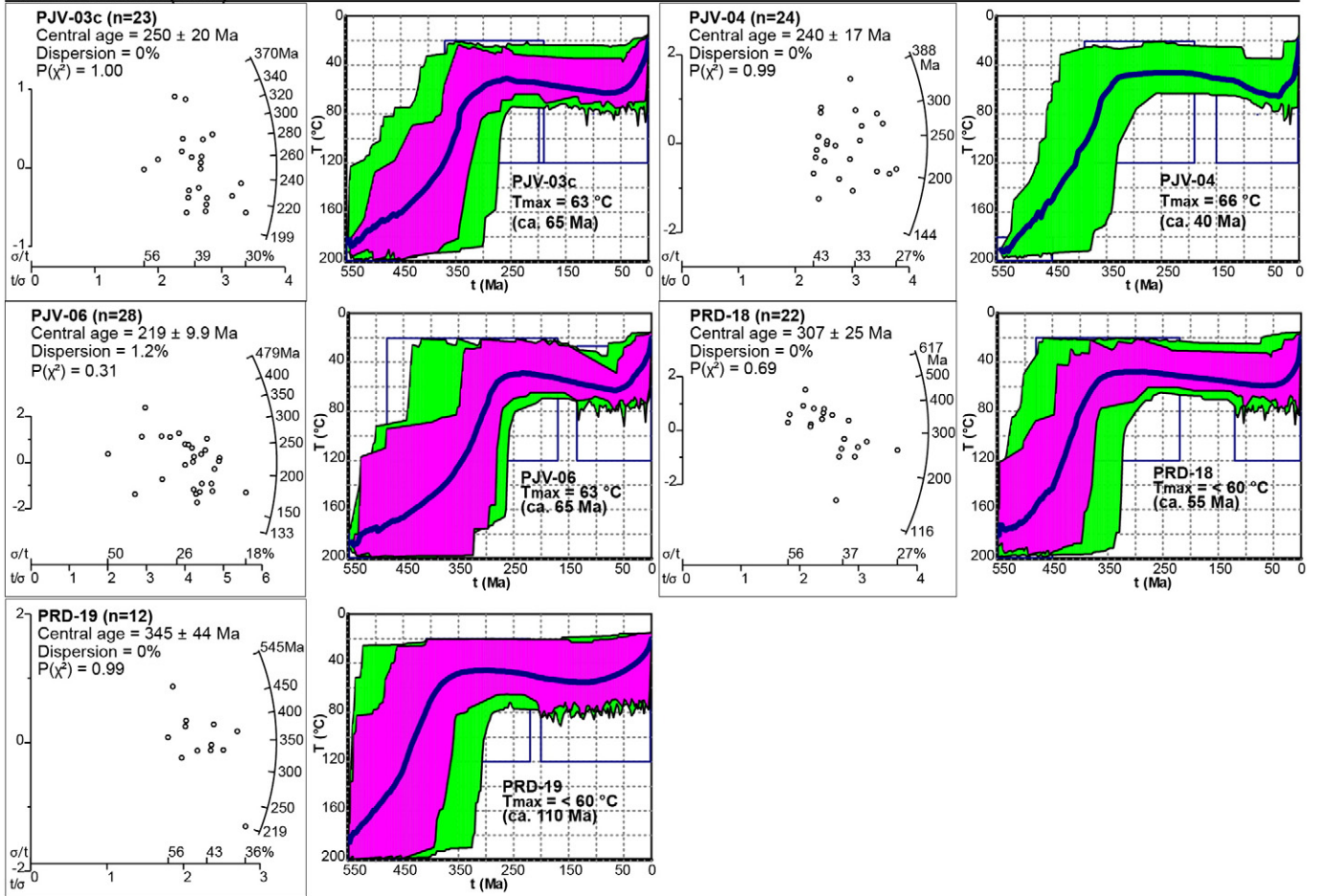


Fig. 7. AFT radial plots (from RadialPlotter by Vermeesch, 2009) and thermal history models derived using HeFTy software (Ketchum, 2005) from the Pelotas Batholith. Green, purple and blue lines represent acceptable, good and weighted mean fitting t–T paths. The blue boxes are t–T constraints.

Good fitting t–T paths from the borehole samples of the Camaquã Basin (Fig. 8) show relatively slow cooling from the zircon partial annealing zone to the top of the apatite partial annealing zone (60 °C) at ca. 540–355 Ma. Thereafter, the samples were reheated to temperatures of 70–95 °C at ca. 75–15 Ma before it cooled to present outcrop conditions. The inverse model of the TFRS-11 outcrop sample (Fig. 8) indicates a cooling step from the temperature regime of the zircon partial annealing zone to paleo-surface conditions at ca. 170 Ma. Thereafter, this sample reached Tmax of ca. 55 °C at ca. 40 Ma before it cooled back to the surface conditions.

5. Interpretations and discussion

The final tectonic evolution of the Sul-Rio-Grandense Shield involved the collision (595–540 Ma) between the Rio de la Plata (western) and the Kalahari (eastern) plates. In this crustal segment of South America, this period was characterized by escape tectonics (Almeida et al., 2000; Chemale et al., 2012; Fernandes et al., 1992), with developing of the late to post-orogenic basins and associated magmatism. The South America remained relatively stable during the transition Cambrian–Ordovician.

A multi-thermochronological approach combining fission-track systems sensitive to different temperatures ranging from ca. 240 to 60 °C was applied in this study. All AFT and ZFT central ages are much younger than Brasiliano/Pan-African orogeny that last affected the rocks of the Sul-Rio-Grandense Shield before 500 Ma (Fig. 10). We therefore interpret the AFT ages as representing cooling ages (after full annealing

during burial heating for the detrital samples), which could represent reactivation of the Precambrian structures with regional denudation events. The data obtained from ZFT analysis in the sedimentary rocks of the Camaquã Basin show evidence for post depositional partial and/or total annealing indicated by age components younger than depositional ages.

5.1. Tectonic-thermal evolution of the Sul-Rio-Grandense Shield basement rocks

The first cooling episode of the Sul-Rio-Grandense Shield basement rocks occurred in Carboniferous time (ca. 350 Ma) and affected units of the Taquarembó Terrane (TFRS-05 and TFRS-06; Fig. 4) and samples from the easternmost central part of the Pelotas Batholith, PRD-18 and PRD-19 (Fig. 7). This denudation process is herein correlated to those tectonic events situated in western and southern sectors of the South American platform, in Chile, central Argentina and Patagonia, where they contain records of pre, syn and post-orogenic magmatism due to subduction process associated with the San Rafael or Gondwanides Orogeny (Mpodozis and Kay, 1992; Pankhurst et al., 2006; Ramos, 2008; Ramos et al., 2014). The evolution of these areas is represented by Upper Devonian to Carboniferous subduction to collisional related magmatism and Permian–Triassic late to post orogenic magmatism (Pankhurst et al., 2006; Ramos and Alemand, 2000). The propagation of stresses related to this event could be responsible for promoting uplift and denudation along the Precambrian NW-SE trending Ibaré and NE-SW trending Caçapava do Sul shear zones (Chemale Jr., 2000;

Camaquã Basin

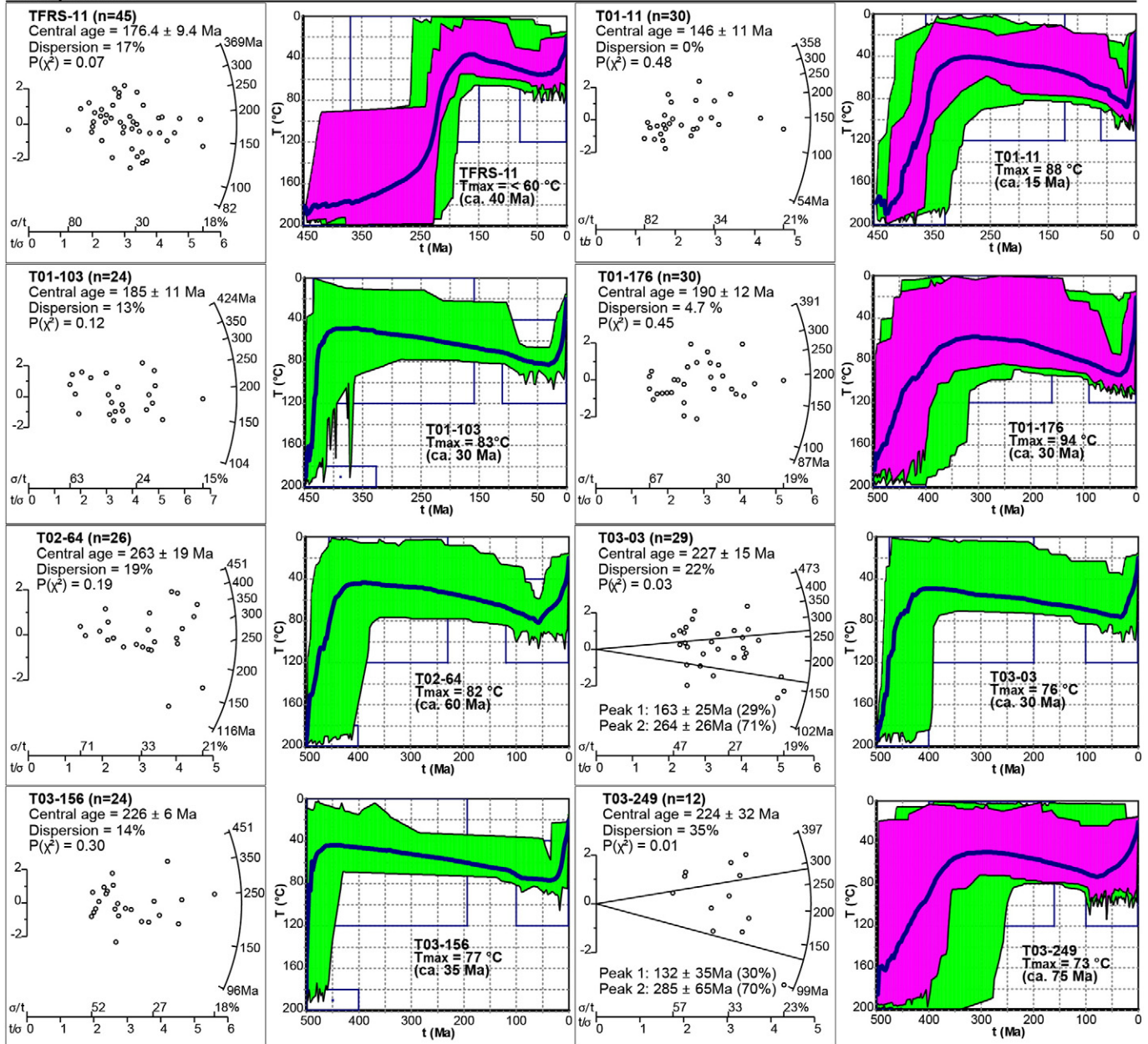


Fig. 8. AFT radial plots (from RadialPlotter by Vermeesch, 2009) and thermal history models derived using HeFTy software (Ketchum, 2005) from the Camaquã Basin. Green, purple and blue lines represent acceptable, good and weighted mean fitting t - T paths. The blue boxes are t - T constraints.

Fernandes et al., 1992), which delineate Taquarém Terrane. The estimated amount of denudation from 445 to 300 Ma range from 1560 to 3880 m, which yields an average long-term denudation rate of 11–27 m/My.

The last stages of the Gondwanides are recorded in the Permo-Triassic cooling episode, which affected São Gabriel Terrane samples (TFRS-12; and NR, GS-1, GS-3, GN-1 and GN-2 from Borba et al., 2002), and part of the Pelotas Batholith (PJV-02, PJV-03b, PJV-03c, PJV-04, PJV-06, PRD-10 and PRD-12), which records amounts of denudation of 2760 and 3120 m and an average long-term denudation rate of 24–32 m/My. This cooling episode can be connected to the widespread late Permian–Triassic magmatism of Choiyoi Group (Kay et al., 1989; Mpodozis and Kay, 1992), formed in a large-scale extensional tectonic environment after the main stages of the Gondwanide or San Rafael orogenies (Fig. 11). This magmatism is well documented at the Western South America Margin in the Andean Mountains and Patagonia

(e.g., Ramos, 2008; Ramos and Alemand, 2000) and consequent reactivation of basement structures N-S and NE-SW trending (Riccomini et al., 2005) in order parts of the Brazilian margin. The Permo-Triassic events also affected the southern margin of South Africa where basement rocks were uplifted to form the Cape Fold Belt and associated Karoo Foreland Basin (Cawood and Buchan, 2007).

AFT age of 161 ± 16 Ma on sample PRD-02 of the São Gabriel Terrane, near from NW-SE trending Arroio Mangueirão fault, precedes the onset of initial breakup of southwestern Gondwana and are clearly related to this fault as a consequence of the NNW-SSE extension (Fig. 11). Other Jurassic–Cretaceous cooling episodes are recorded in samples of the Pelotas Batholith, near to the NE-SW trending (e.g., Dorçal de Canguçu, Passo do Marinheiro and Porto Alegre shear zones): PRD-04, PRD-05, PJV-14, PJV-17 and TFRS-08. This period may reflect an important reactivation of these structures that delimits the Pelotas Batholith during the separation of the South American and African plates (Fig. 11).

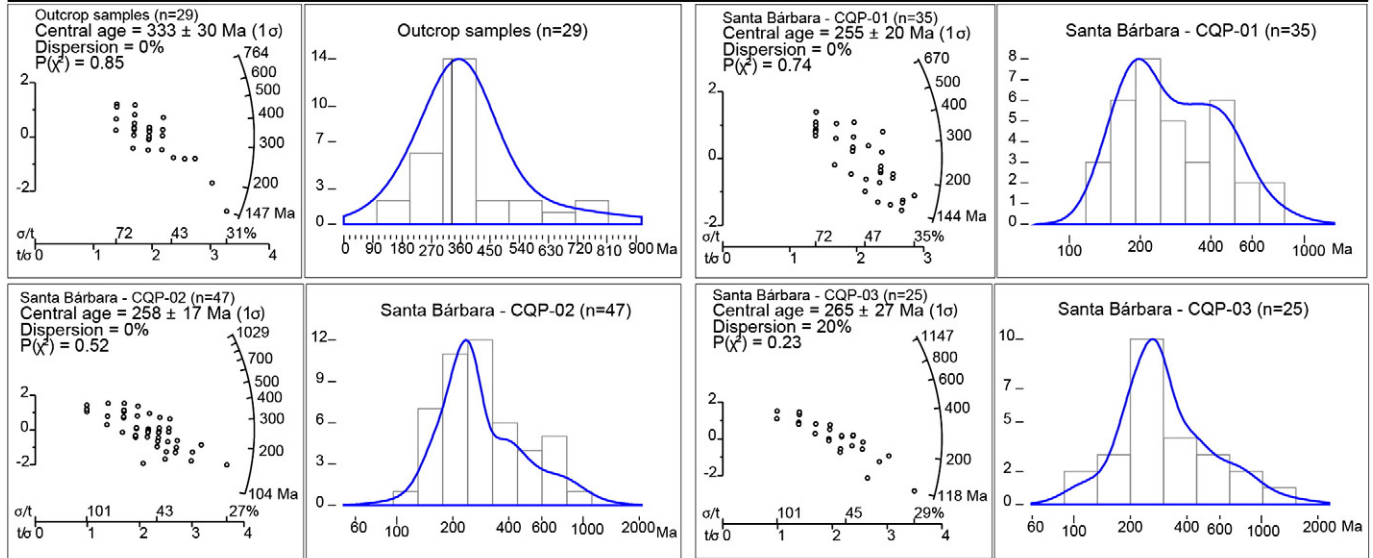
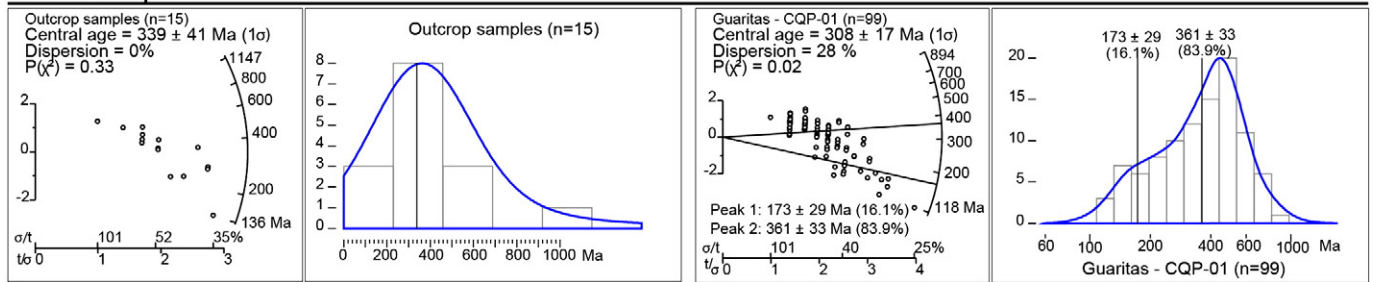
Santa Bárbara Group**Guaritas Group**

Fig. 9. Radial and density plots showing single grain ZFT age distributions and calculated age components (using RadialPlotter of Vermeesch, 2009).

The samples of the São Gabriel Terrane from this study and from Borba et al. (2002) and two samples of the Pelotas Barholith (PJV-07 and PJV-11) record a cooling episode during the Late Cretaceous. The South Atlantic margins are characterized by voluminous igneous activity at ca. 90 Ma (Mizusaki et al., 1998, 2002; Thomaz Filho et al., 2000) coincident with the final breakup between South America and Africa (Fig. 11). Other studies in southeastern Brazil (e.g., Cogné et al., 2011, 2012; Franco-Magalhaes et al., 2014; Gallagher et al., 1994, 1995; Karl et al., 2013) have emphasized that the Late Cretaceous cooling may be linked to the uplift and denudation of the southeastern Brazilian margin in Serra do Mar and Serra da Mantiqueira.

The last cooling episode of the Sul-Rio-Grandense Shield basement rocks occurred during the Cenozoic. The units of the Taquarembó Terrane record ca. 1560 m of Eocene (54–48 Ma) denudation, from temperatures of 59 °C to surface conditions. In contrast, the samples of the Pelotas Batholith record a cooling from temperatures of 75 °C to surface conditions. This rapid cooling during the Cenozoic is result from the plate adjustment of breakup with denudation and consequently deposition of the Pelotas Basin sediments (Fig. 11).

5.2. Tectonic-thermal evolution of the Camaquã Basin

All thermal models derived from AFT data of the sandstones and conglomerates from the Camaquã Basin (Fig. 8) indicate that after deposition the samples were reheated to temperatures of >200 °C. The modeled reheating affecting the rocks is supported by petrography observations of e.g. De Ros et al. (1994), Borba and Mizusaki (2002) and Maraschin et al. (2010). These authors identified in the sandstones of the Santa Bárbara and Guaritas groups quartz overgrowth, which generally starts at temperatures of ca. 70 °C (e.g. Haszeldine et al., 1984), dissolution of detrital K-feldspar grains (ca. 50–150 °C;

Wilkinson et al., 2001) and replacement by authigenic clay minerals (kaolinite) and illite–smectite mixed layer, which occurs at temperatures of ca. 50–150 °C (e.g., Verdel et al., 2012; Wilkinson et al., 2001). The calcitic matrix present in the sandstones shows evidence of partial dissolution with generation of intergranular secondary porosity due to increasing temperature (Worden and Burley, 2003).

The reheating of the rocks in Camaquã Basin is recorded in ZFT central ages of the samples. ZFT central ages are clearly younger than depositional age and show signs of partially and/or totally reset after deposition. The zircon grains show in general three fission-track central age peaks of 440–300 Ma (Silurian to Carboniferous), 290–235 Ma (Permo–Triassic) and 202–144 Ma (Jurassic–Cretaceous), as shown in Figures 3 and 10. A few zircon grains from the Santa Bárbara and Guaritas groups with ages of ca. 1150–760 Ma (Fig. 9), Mesoproterozoic ages, define an apparent older population and we also interpret these grains as having been only partially annealed, and perhaps starting with an initial provenance age. These provenance ages are concordant with the U–Pb geochronological data in detrital zircon obtained by Oliveira et al. (2014) in the same samples of this basin. The youngest ZFT ages (Fig. 9) of 147–104 Ma (Early Cretaceous) are not well resolved but possibly represent zircon grains that have been completely reset and record the time of the initial breakup between South America and Africa (e.g., Nürnberg and Müller, 1991).

AFT central ages from Camaquã Basin range between 339 and 146 Ma, corresponding to Early Carboniferous until Late Jurassic, with confined tracks lengths of 10.4 to 11.9 μm. Borba et al. (2003) dated volcanic rocks from the Camaquã Basin with AFT method and obtained ages between 289 ± 15 and 278 ± 15 Ma. Bicca et al. (2013) obtained AFT central ages between 362 ± 35 and 133 ± 8 in the same region of the borehole CQP-02. The new AFT data of this study and those from Borba et al. (2003) and Bicca et al. (2013) are very similar and have

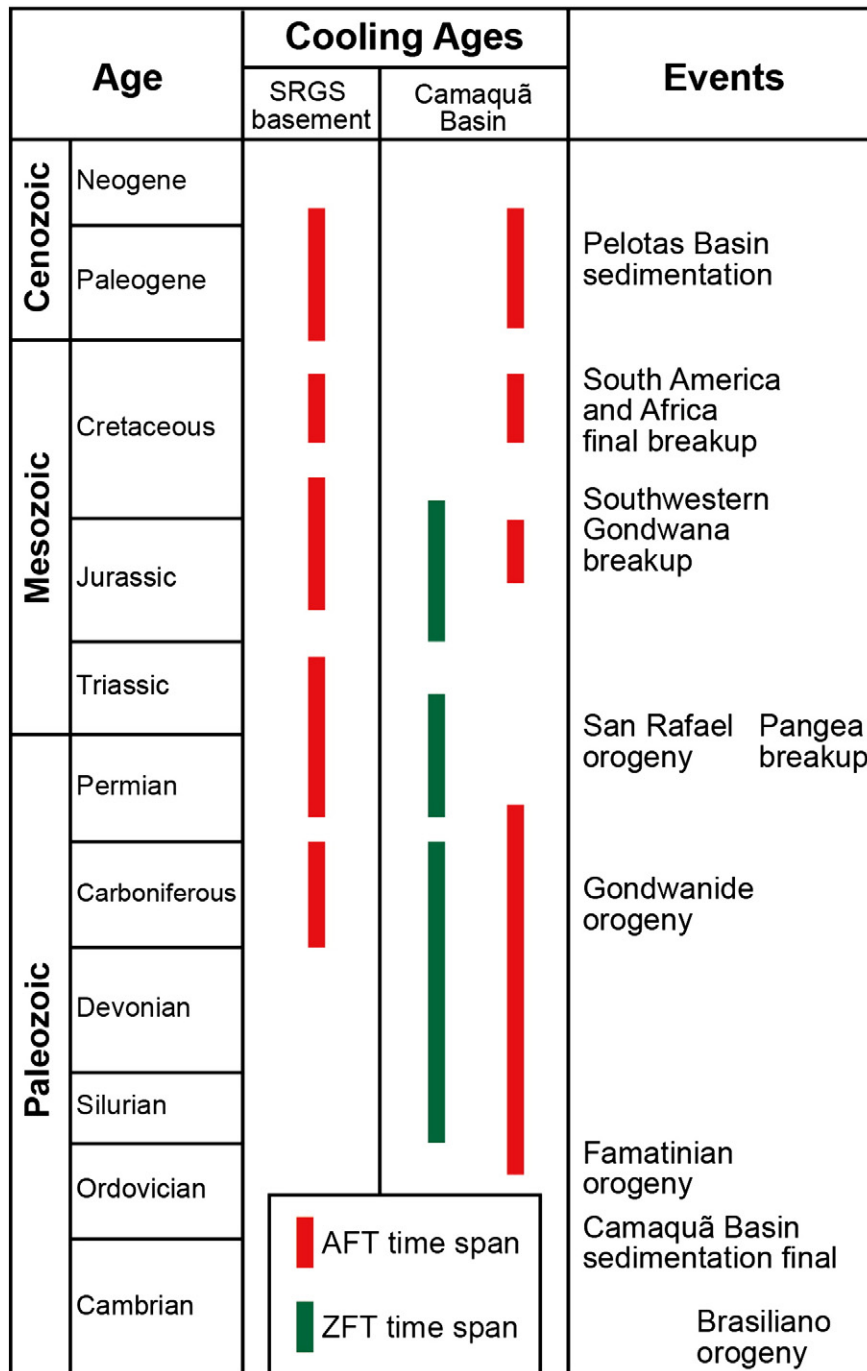


Fig. 10. Low temperature thermochronology cooling ages from the Sul-Rio-Grandense Shield together with events affecting the southernmost Brazil. The cooling age data are shown as age ranges with modeled periods of enhanced cooling.

significant Devonian to Permian age components. Thus, the Paleozoic cooling trend inferred from the thermal history curves (Fig. 8, except TFRS-11) began in the Ordovician and continued during the Carboniferous and part of the Permian, until ca. 285 Ma. This continuous and relatively slow cooling trend may reflect the possible uplift of the area in response to the collision between Precordillera terrane (Famatina and Cuyania) and Rio de la Plata craton, to the western Gondwana Pacific margin during the Famatinian orogeny, and continued during the Gondwanide orogeny (Fig. 11).

The samples from Borba et al. (2003) and only one sample from this study (T03-249) record a subsequent cooling event during the Late Cretaceous (90–70 Ma) (Fig. 8) which may be correlated to the final breakup between South America and Africa (Fig. 11), when South

Atlantic margins are characterized by voluminous igneous activity at ca. 90 Ma (Mizusaki et al., 1998, 2002; Thomaz Filho et al., 2000).

The Camaquã Basin started its final inversion history in Cenozoic time (Fig. 8), when samples (except TFRS-11) reached temperatures above 70 °C. These data indicate a constant exhumation from 58 to 16 Ma, but more active during the past 15 Ma. The amount of denudation in the last 15 Ma range from 1040 to 2640 m, which yields an average long-term denudation rate of 176–69 m/My.

6. Conclusion

New AFT and ZFT data combined with published thermochronology data, allow constraining the tectonic-thermal history of the onshore

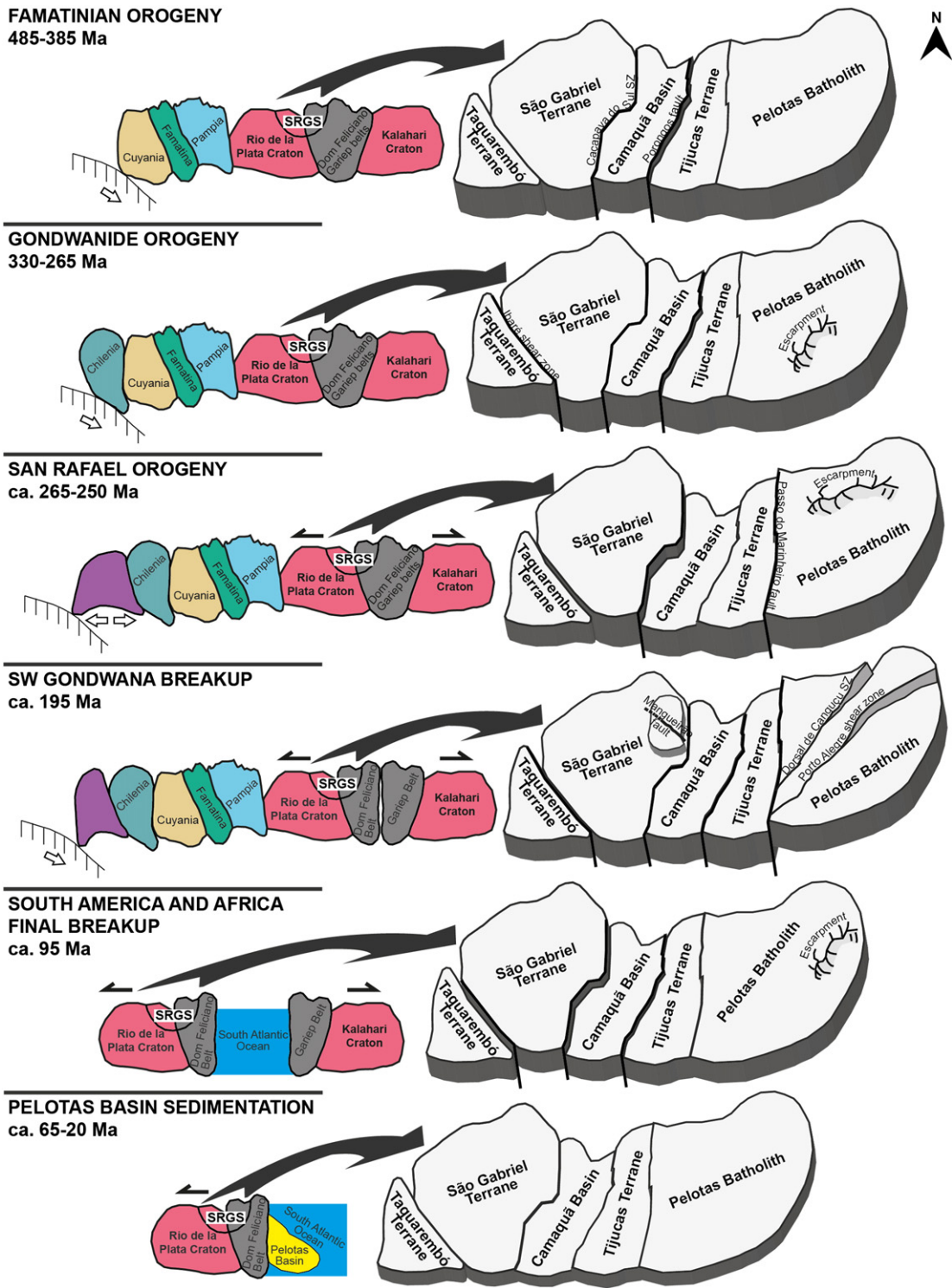


Fig. 11. Schematic thermotectonic evolution of the Sul-Rio-Grandense Shield through time.

southernmost Brazilian margin and the evolution of the Sul-Rio-Grandense Shield. The main results of this study are:

- (1) ZFT central ages along the Camaquã Basin are clearly younger than the depositional age and show signs of partially and/or totally reset after deposition. A few zircon grains, with Meso-Neoproterozoic ages, define an initial provenance age. The youngest ZFT ages of 147–104 Ma (Early Cretaceous) are not well resolved but possibly represent zircon grains that have been completely reset and record the time of the initial breakup between South America and Africa.
- (2) The first cooling event in Sul-Rio-Grandense Shield began at the Ordovician and continued during Carboniferous time. This episode mainly affected the westernmost units of the Sul-Rio-Grandense Shield and reflects tectonic activity of the main tectonic stages of the Famatinian and Gondwanide orogenies.
- (3) The Permo-Triassic cooling event is related the late orogenic process of the Gondwanides along the southern border of Western Gondwana and the consequent reactivation of basement structures N-S and NE-SW trending in South America.

- (4) The onset of initial breakup of southwestern Gondwana with opening of the South Atlantic Ocean is mostly recorded in the Pelotas Batholith, with reactivation of the Precambrian structures as a consequence of the extension. ZFT ages from the Camaquã Basin show that the temperature during this period was high enough to reset or partially reset the zircon.
- (5) A later cooling event related to the final breakup between South America and Africa in the Sul-Rio-Grandense Shield started in Late Cretaceous. However, the main rapid cooling episode starting in Cenozoic probably as resulting from the plate adjustment of breakup and the neotectonic reactivations associated with the South Atlantic rift evolution.

Acknowledgments

The authors acknowledge to CPRM and VOTORANTIN metal company for borehole samples, and Project FAURGS/FINER/CTPETRO 21.01.0310.00 for basement samples. The first author thanks CAPES (the research fund of Brazilian Ministry of Education) for the grant (Proex/2013-5). We are grateful for reviews of Victor Ramos and an anonymous reviewer that led to improvements in the manuscript.

References

- Almeida, F.F.M., Brito Neves, B.B., Carneiro, C.D.R., 2000. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth Sci. Rev.* 50, 77–111.
- Almeida, D.P.M., Chemale Jr., F., Machado, A., 2012. Late to Post-Orogenic Brasiliano-Pan-African Volcano-Sedimentary Basins in the Dom Feliciano Belt Southernmost Brazil. In: Al-Juboury, A.I. (Ed.), *Petrology—New Perspectives and Applications*. InTech—Open Access Publisher, Rijeka, pp. 73–135.
- Babinski, M., Chemale Jr., F., Hartmann, L.A., Van Schmus, W.R., Silva, L.C., 1996. Juvenile accretion at 750–700 Ma in southern Brazil. *Geology* 24, 439–442.
- Babinski, M., Chemale Jr., F., Van Schmus, W.R., Hartmann, L.A., Silva, L.C., 1997. U–Pb and Sm–Nd geochronology of the Neoproterozoic granitic–gneissic Dom Feliciano Belt, southernmost Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* 10, 263–274.
- Basei, M.A.S., Brito Neves, B.B., Sija Jr., O., Babinski, M., Pimentel, M.M., Tassinari, C.C.G., Hollanda, M.H.B., Nutman, A., Cordani, U.G., 2010. Contribution of SHRIMP U–Pb zircon geochronology to unravelling the evolution of Brazilian Neoproterozoic fold belts. *Precambrian Res.* 183, 112–144.
- Bernet, M., Garver, J.I., 2005. Fission-track analysis of detrital zircon. In: Reiners, P.W., Ehlers, T.A. (Eds.), *Low-Temperature Thermochronology: Techniques, Interpretations, and Applications* Reviews in Mineralogy and Geochemistry vol. 58. Mineralogical Society of America, Washington, pp. 205–238.
- Bicca, M.M., Chemale Jr., F., Jelinek, A.R., Oliveira, C.H.E., Guadagnin, F., Armstrong, R., 2013. Tectonic evolution and provenance of the Santa Bárbara Group, Camaquã Mines region, Rio Grande do Sul, Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* 48, 173–192.
- Borba, A.W., 2006. Evolução geológica da “Bacia do Camaquã” (Neo-proterozóico e Paleozóico inferior do Escudo Sul-riograndense, RS, Brasil): uma visão com base na integração de ferramentas de estratigrafia, petrografia e geologia isotópica (Ph. D. thesis) UFRGS, Porto Alegre (110 pp.).
- Borba, A.W., Mizusaki, A.M.P., 2002. Significado Tectônico dos Depósitos de Leques Aluviais da Formação Santa Bárbara (Eo-Paleozóico) na Região de Caçapava do Sul (RS, Brasil). *Pesqui. Geociênc.* 29 (1), 31–41.
- Borba, A.W., Vignol-Lelargel, M.L.M., Mizusaki, A.M.P., 2002. Uplift and denudation of the Caçapava do Sulgranitoids (southern Brazil) during Late Paleozoic and Mesozoic: constraints from apatite fission-track data. *J. S. Am. Earth Sci.* 15, 683–692.
- Borba, A.W., Lima, E.F., Vignol-Lelargel, M.L.M., Mizusaki, A.M.P., Sparrenberg, I., Barros, C.E., 2003. Significance of Late Paleozoic fission-track ages in volcanic rocks from the Lavras Do Sul Region, Southernmost Brazil. *Gondwana Res.* 6, 79–88.
- Burtner, R.L., Nigrini, A., Donelick, R.A., 1994. Thermochronology of Lower Cretaceous source rocks in the Idaho–Wyoming thrust belt. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 78, 1613–1636.
- Cappelletti, A., Tsikalas, F., Nestola, Y., Cavozzi, C., Argmani, A., Meda, M., Salvi, F., 2013. Impact of lithospheric heterogeneities on continental rifting evolution: constraints from analogue modelling on South Atlantic margins. *Tectonophysics* 608, 30–50.
- Cawood, P.A., Buchan, C., 2007. Linking accretionary orogenesis with supercontinent assembly. *Earth Sci. Rev.* 82, 217–256.
- Chabourey, A.C., Guillocheau, F., Robin, C., Rohais, S., Moulin, M., Aslanian, D., 2013. Paleogeographic evolution of the central segment of the South Atlantic during Early Cretaceous times: paleotopographic and geodynamic implications. *Tectonophysics* 604, 191–223.
- Chemale Jr., F., 1993. Bacias molássicas brasileiras. *Acta Geol. Leopold.* 37, 109–118.
- Chemale Jr., F., 2000. Evolução geológica do Escudo Sul-rio-grandense. In: Holz, M., De Ros, L.F. (Eds.), *Geologia do Rio Grande do Sul*. CIGO/UFRGS, Porto Alegre, pp. 13–52.
- Chemale Jr., F., Hartmann, L.A., Silva, L.C., 1995. Stratigraphy and Tectonism of Precambrian to Early Paleozoic Units. *XVIII Acta Geol. Leopold.* 42, 5–117.
- Chemale Jr., F., Mallmann, G., Bitencourt, M.F., Kawashita, K., 2012. Time constraints on magmatism along the Major Gercino Shear Zone, southern Brazil: implications for West Gondwana reconstruction. *Gondwana Res.* 22, 184–199.
- Cogné, N., Gallagher, K., Cobbold, P.R., 2011. Post-rift reactivation of the onshore margin of southeast Brazil: evidence from apatite (U–Th)/He and fission-track data. *Earth Planet. Sci. Lett.* 309, 118–130.
- Cogné, N., Gallagher, K., Cobbold, P.R., Riccomini, C., Gautheron, C., 2012. Post-breakup tectonics in southeast Brazil from thermochronological data and combined inverse-forward thermal history modeling. *J. Geophys. Res.* 117, B11413.
- De Ros, L.F., Morad, S., Paim, P.S.G., 1994. The role of detrital composition and climate on the diagenetic evolution of continental molasses: evidence from the Cambro-Ordovician Guaritas sequence, southern Brazil. *Sediment. Geol.* 92, 197–228.
- Donelick, R.A., O’Sullivan, P.B., Ketcham, R.A., 2005. Apatite Fission-Track Analysis. In: Reiners, P.W., Ehlers, T.A. (Eds.), *Low-Temperature Thermochronology: Techniques, Interpretations, and Applications* Reviews in Mineralogy and Geochemistry vol. 58. Mineralogical Society of America, Washington, pp. 49–94.
- Dumitru, T.A., 1993. A new computer-automated microscope stage system for fission-track analysis. *Nucl. Tracks Radiat. Meas.* 21, 575–580.
- Fernandes, L.A.D., Tommasi, A., Porcher, C.C., 1992. Deformation patterns in the southern Brazilian branch of the Dom Feliciano Belt: a reappraisal. *J. S. Am. Earth Sci.* 5 (1), 77–96.
- Franco-Magalhaes, A.O.B., Cuglieri, M.A.A., Hackspacher, P.C., Saad, A.R., 2014. Long-term landscape evolution and post-rift reactivation in the southeastern Brazilian passive continental margin: Taubaté basin. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)* 103, 441–453.
- Galbraith, R.F., Green, P.F., 1990. Estimating the component ages in a finite mixture. *Int. J. Radiat. Appl. Instrum. Part D* 17, 197–206.
- Galbraith, R.F., Green, P.F., 1993. Statistical models for mixed fission track ages. *Nucl. Tracks Radiat. Meas.* 21, 459–470.
- Gallagher, K., Hawkesworth, C.J., Mantovani, M.S.M., 1994. The denudation history of the onshore continental margin of SE Brazil inferred from apatite fission track data. *J. Geophys. Res.* 99 (B9), 18,117–18,145.
- Gallagher, K., Hawkesworth, C.J., Mantovani, M.S.M., 1995. Denudation, fission track analysis and the long-term evolution of passive margin topography: application to the southeast Brazilian margin. *J. S. Am. Earth Sci.* 8, 65–77.
- Gastal, M.C.P., Lafon, J.M., Hartmann, L.A., Koester, E., 2005. Sm–Nd isotopic compositions as a proxy for magmatic processes during the Neoproterozoic of the southern Brazilian shield. *J. S. Am. Earth Sci.* 18, 255–276.
- Green, P.F., 1981. “Track-in-track” length measurements in annealed apatites. *Nucl. Tracks* 5, 121–128.
- Hackspacher, P.C., Godoy, D.F., Ribeiro, L.F.B., Hadler Neto, J.C., Franco, A.O.B., 2007. Modelagem térmica e geomorfologia da borda sul do Cráton do São Francisco: termocronologia por traços de fissão em apatita. *Rev. Bras. Geosci.* 37 (4 - suplemento), 76–86.
- Hartmann, L.A., Leite, J.A.D., Silva, L.C., Remus, M.V.D., McNaughton, N.J., Groves, D.I., Fletcher, I.R., Santos, J.O.S., Vasconcelos, M.A.Z., 2000. Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil. *Aust. J. Earth Sci.* 47 (5), 829–844.
- Hartmann, L.A., Santos, J.O.S., Leite, J.A.D., Porcher, C.C., McNaughton, N.J., 2003. Metamorphic evolution and U–Pb zircon SHRIMP geochronology of the Belizário ultramafic amphibolite, Encantadas Complex, southernmost Brazil. *An. Acad. Bras. Ciênc.* 75 (3), 393–403.
- Hartmann, L.A., Chemale Jr., F., Philipp, R.P., 2007. Evolução geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano. In: Ianuzzi, R., Frantz, J.C. (Eds.), *50 Anos de Geologia*. Editora Comunicação e Identidade, Porto Alegre, pp. 97–123.
- Hartmann, L.A., Liu, D., Wang, Y., Massonne, H.J., Santos, J.O.S., 2008a. Protolith age of Santa Maria Chico granulites dated on zircons from an associated amphibolite-facies granulite in southernmost Brazil. *An. Acad. Bras. Ciênc.* 80 (3), 543–551.
- Hartmann, L.A., Santos, J.O.S., McNaughton, N.J., 2008b. Detrital zircon U–Pb age data, and Precambrian Provenance of the Paleozoic Guaritas Formation, Southern Brazilian Shield. *Int. Geol. Rev.* 50, 364–374.
- Hartmann, L.A., Philipp, R.P., Santos, J.O.S., McNaughton, N.J., 2011. Time frame of 753–680 Ma juvenile accretion during the São Gabriel orogeny southern Brazilian Shield. *Gondwana Res.* 19, 84–99.
- Haszeldine, R.S., Samson, I.M., Cornford, C., 1984. Quartz diagenesis and convective fluid movement: Beatrice oilfield, UK North Sea. *Clay Miner.* 19, 391–402.
- Hiruma, S.T., Riccomini, C., Modenesi-Gauttieri, M.C., Hackspacher, P.C., Hadler Neto, J.C., Franco-Magalhaes, A.O.B., 2010. Denudation history of the Bocaina Plateau, Serra do Mar, southeastern Brazil: relationships to Gondwana breakup and passive margin development. *Gondwana Res.* 18, 674–687.
- Hurford, A.J., 1990. International union of geological sciences subcommittee on geochronology recommendation for the standardization of fission track dating calibration and data reporting. *Nucl. Tracks Radiat. Meas.* 17 (3), 233–236.
- Hurter, S.J., Pollack, H.N., 1996. Terrestrial heat flow in the Paraná Basin, southern Brazil. *J. Geophys. Res.* 101 (B4), 8659–8671.
- Janikian, L., Almeida, R.P., Frago-Cesar, A.R.S., Martins, V.T.S., Dantas, E.L., Tohver, E., McReath, I., D’Agrella-Filho, M.S., 2012. Ages (U–Pb SHRIMP and LA ICPMS) and stratigraphic evolution of the Neoproterozoic volcano-sedimentary successions from the extensional Camaquã Basin, Southern Brazil. *Gondwana Res.* 21, 466–482.
- Jelinek, A.R., Bastos Neto, A.C., Poupeau, G., 2003. Análise por Traço de Fissão do Distrito Fluorítico de Santa Catarina: Relações entre hidrotermalismo e Evolução da Margem Continental. *Rev. Bras. Geosci.* 33, 289–298.
- Karl, M., Glasmacher, U.A., Kollenz, S., Franco-Magalhaes, A.O.B., Stockli, D.F., Hackspacher, P.C., 2013. Evolution of the South Atlantic passive continental margin in southern Brazil derived from zircon and apatite (U–Th–Sm)/He and fission-track data. *Tectonophysics* 604, 224–244.
- Kay, S.M., Ramos, V.A., Mpodozis, C., Sruoga, P., 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: analogy to the Middle Proterozoic in North America? *Geology* 17, 324–328.

- Ketcham, R.A., 2005. Forward and inverse modeling of low-temperature thermochronometry data. *Rev. Mineral. Geochem.* 58, 275–314.
- Ketcham, R.A., Donelick, R.A., Carlson, W.D., 1999. Variability of apatite fission-track annealing kinetics: III. Extrapolation to geological time scales. *Am. Mineral.* 84, 1235–1255.
- Ketcham, R.A., Carter, A.C., Donelick, R.A., Barbarand, J., Hurford, A.J., 2007. Improved modeling of fission-track annealing in apatite. *Am. Mineral.* 92, 799–810.
- Leite, J.A.D., Hartmann, L.A., Fernandes, L.A.D., McNaughton, N.J., Soliani, E., Koester, E., Santos, J.O.S., Vasconcellos, M.A.Z., 2000. Zircon U–Pb SHRIMP dating of gneissic basement of the Dom Feliciano Belt, southernmost Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* 13, 739–750.
- Maraschin, A.J., Mizusaki, A.M.P., Zwingmann, H., Borba, A.W., Sbrissa, G.F., 2010. Illite authigenesis in sandstones of the Guaritas Allogroup (Early Paleozoic): implications for the depositional age, stratigraphy and evolution of the Camaquã Basin (Southern Brazil). *J. S. Am. Earth Sci.* 29, 400–411.
- Mizusaki, A.M.P., Thomaz Filho, A., Cesero, P.D., 1998. Ages of the magmatism and the opening of the south Atlantic Ocean. *Pesquisas 25* (2), 47–57.
- Mizusaki, A.M.P., Thomaz-Filho, A., Milani, E.J., Cesero, P., 2002. Mesozoic and Cenozoic igneous activity and its tectonic control in northeastern Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* 15 (2), 183–198.
- Mpodozis, C., Kay, S.M., 1992. Late Paleozoic to Triassic evolution of the Gondwana margin: evidence from Chilean Frontal Cordilleran Batholiths (28°S to 31°S). *Geol. Soc. Am. Bull.* 104, 999–1014.
- Naeser, N.D., Zeitler, P.K., Naeser, C.W., Cerveny, P.F., 1987. Provenance studies by fission track dating of zircon—etching and counting procedures. *Nucl. Tracks Radiat. Meas.* 13, 121–126.
- Nürnberg, D., Müller, R.D., 1991. The tectonic evolution of the South Atlantic from Late Jurassic to present. *Tectonophysics* 191, 21–53.
- Oliveira, C.H.E., Chemale Jr., F., Jelinek, A.R., Bicca, M.M., Philipp, R.P., 2014. U–Pb and Lu–Hf isotopes applied to the evolution of the late to post-orogenic transtensional basins of the Dom Feliciano belt, Brazil. *Precambrian Res.* 246, 240–255.
- Paim, P.S.G., Chemale Jr., F., Lopes, R.C., 2000. A Bacia do Camaquã. In: Holz, M., DeRos, L.F. (Eds.), *Geologia do Rio Grande do Sul*. CIGO-UFRGS, Porto Alegre, pp. 231–274.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Fanning, C.M., Márquez, M., 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth Sci. Rev.* 76, 235–257.
- Philipp, R.P., Machado, R., 2005. The Neoproterozoic to Cambrian granitic magmatism of Pelotas Batholith, Southern Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* 19, 61–478.
- Philipp, R.P., Machado, R., Chemale Jr., F., 2003. Reavaliação e novos dados geocronológicos (Ar/Rb/Sr e Sm–Nd) do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul: implicações petrogenéticas e idade de reativação das zonas de cisalhamento. *Geol. USP Sér. Cient.* 3, 71–84.
- Philipp, R.P., Lusa, M., Nardi, L.V.S., 2008. Geochemistry and petrology of dioritic, tonalitic and trondhjemitic gneisses from Encantadas Complex, Santana da Boa Vista, southernmost Brazil: a Paleoproterozoic continental-arc magmatism. *An. Acad. Bras. Cienc.* 80, 735–748.
- Rahn, M.K., Brandon, M.T., Batt, G.E., Garver, J.I., 2004. A zero-damage model for fission-track annealing in zircon. *Am. Mineral.* 89, 473–484.
- Ramos, V.A., 2008. Patagonia: a Paleozoic continent adrift? *J. S. Am. Earth Sci.* 26, 235–251.
- Ramos, V.A., Alemand, A., 2000. Tectonic evolution of the Andes. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, pp. 635–685.
- Ramos, V.A., Chemale Jr., F., Naipauer, M., Pazos, P., 2014. A provenance study of the Paleozoic Ventania System (Argentina): Transient complex sources from Western and Eastern Gondwana. *Gondwana Res.* 26, 719–740.
- Remus, M.V.D., McNaughton, N.J., Hartmann, L.A., Koppe, J.C., Fletcher, I.R., Groves, D.I., Pinto, V.M., 1999. Gold in the Neoproterozoic juvenile Bossoroca Volcanic Arc of southernmost Brazil: isotopic constraints on timing and sources. *J. S. Am. Earth Sci.* 12, 349–366.
- Riccomini, C., Velázquez, V.F., Gomes, C.B., 2005. Tectonic controls of the Mesozoic and Cenozoic alkaline magmatism in central southeastern Brazilian platform. In: Comin-Chiaromonte, P., Gomes, C.B. (Eds.), *Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform*. Edusp/Fapesp, São Paulo, pp. 31–55.
- Saalmann, K., Hartmann, L.A., Remus, M.V.D., Koester, E., Conceição, R.V., 2005. Sm–Nd isotope geochemistry of metamorphic volcano sedimentary successions in the São Gabriel Block, southernmost Brazil: evidence for the existence of juvenile Neoproterozoic oceanic crust to the east of the Rio de la Plata craton. *Precambrian Res.* 136, 159–175.
- Saalmann, K., Gerdes, A., Lahaye, Y., Hartmann, L.A., Remus, M.V.D., Läufer, A., 2011. Multiple accretion at the eastern margin of the Rio de la Plata craton: the prolonged Brasiliano orogeny in southernmost Brazil. *Int. J. Earth Sci.* 100, 355–378.
- Silva, L.C., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R., 1999. SHRIMP U/Pb zircon timing of Neoproterozoic granitic magmatism and deformation in the Pelotas Batholith in southernmost Brazil. *Int. Geol. Rev.* 41, 531–551.
- Sommer, C.A., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., Figueiredo, A.M.G., Pierosan, R., 2005. Potassic and low- and high-Ti mildly alkaline volcanism in the Neoproterozoic Ramada Plateau, southernmost Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* 18 (3), 237–254.
- Tello Saenz, C.A., Hackspacher, P.C., Hadler, N.J.C., Iunes, P.J., Guedes, S., Paulo, S.R., Ribeiro, L.F.B., 2003. Recognition of cretaceous, Paleocene and Neogene tectonic reactivation, through apatite fission-track analysis in Precambrian areas of the Southeast Brazil: association with the South Atlantic Ocean Opening. *J. S. Am. Earth Sci.* 15, 137–142.
- Thomaz Filho, A., Mizusaki, A.M.P., Milani, E.J., Cesero, P., 2000. Rifting and magmatism associated with the South America and Africa break up. *Rev. Bras. Geosci.* 30 (1), 17–19.
- Verdel, C., van der Pluijm, B., Niemi, N., 2012. Variation of illite/muscovite 40Ar/39Ar age spectra during progressive low-grade metamorphism: and example from the US Cordillera. *Contrib. Mineral. Petrol.* 164 (3), 521–536.
- Vermeesch, P., 2009. RadialPlotter: a Java application for fission track, luminescence and other radial plots. *Radiat. Meas.* 44, 409–410.
- Wildner, W., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., Sommer, C.A., 2002. Volcanic cycles and setting in the Neoproterozoic III to Ordovician Camaquã Basin succession in southern Brazil: characteristics of post-collisional magmatism. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 118, 261–283.
- Wilkinson, M., Miliken, K.L., Haszeldine, R.S., 2001. Systematic destruction of K-feldspar in deeply buried rift and passive margin sandstones. *J. Geol. Soc. Lond.* 158, 675–683.
- Worden, R.H., Burley, S.D., 2003. Sandstone diagenesis: the evolution of sand to stone. In: Burley, S.D., Worden, R. (Eds.), *Sandstone Diagenesis: Recent and Ancient* (Reprint Series 4 of the IAS). Wiley-Blackwell, pp. 3–44.
- Zerfass, H., Chemale Jr., F., Lavina, E., 2005. Tectonic control of the Triassic Santa Maria supersequence of the Paraná Basin, Southernmost Brazil, and its correlation to the Waterberg Basin, Namibia. *Gondwana Res.* 8 (2), 163–176.



Thermotectonic history of the southeastern Brazilian margin: Evidence from apatite fission track data of the offshore Santos Basin and continental basement



Christie Helouise Engelmann de Oliveira ^{a,*}, Andréa Ritter Jelinek ^a, Farid Chemale Jr. ^b, José Antônio Cupertino ^c

^a Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Brazil

^b Universidade do Vale do Rio dos Sinos, Brazil

^c PETROBRAS, Rio de Janeiro, Brazil

ARTICLE INFO

Article history:

Received 29 March 2016

Received in revised form 11 July 2016

Accepted 17 July 2016

Available online 20 July 2016

Keywords:

Southeastern Brazilian margin

Apatite fission track

Offshore Santos Basin

Basement

ABSTRACT

The Santos Basin is the largest offshore sedimentary basin in the southeastern Brazilian margin and originated by breakup of West Gondwana in the Early Cretaceous. We carried out a new thermochronological study by apatite fission track analysis from borehole samples of the Santos Basin and its continental basement to constrain the tectonic history of the southeastern Brazilian margin. Apatite fission track central ages of the basement and borehole samples vary from 21.0 ± 1.8 to 157.0 ± 35.0 Ma and from 6.5 ± 1.1 to 208.0 ± 11.0 Ma, respectively. From thermal modeling, the basement samples reached the maximum paleotemperatures during the final breakup of South America and Africa. The onshore basement and offshore basin record an early thermotectonic event during the Late Cretaceous linked to the uplift and denudation of the Serra do Mar and Serra da Mantiqueira. Maturation of the organic matter in the offshore basin is related with the progressive increase of the geothermal gradient due to burial. The thermal modeling indicates that the oil generation window started at 55–25 Ma. The basement samples experienced the final cooling during the Cenozoic, with an estimated amount of denudation linked to the sedimentary influx in the offshore basin. A rapid cooling during the Neogene becomes evident and it is linked to the reactivation along Precambrian shear zones and change of the Paraíba do Sul drainage system.

© 2016 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

The southeastern Brazilian margin constitutes part of the South Atlantic rift system originated by breakup of West Gondwana in the Early Cretaceous. The opening of the South Atlantic developed by diachronous rifting, which initiated in the south in the Late Triassic–Early Jurassic and propagated to the north along reactivated older tectonic lineaments (e.g., Meisling et al., 2001; Nürnberg and Müller, 1991; Torsvik et al., 2009). Initially, the divergent plate motion was E–W directed, but progressively changed to a NE–SW direction, with transtension along the eastern Brazilian margin (Macdonald et al., 2003; Rabinowitz and LaBrecque, 1979).

Breakup of the paleocontinent at 130 Ma was affected by widespread rifting and the impact of the volcanic activity of the Paraná–Etendeka province (e.g., Macdonald et al., 2003; Zalán et al., 1991). The plume-related volcanic activity caused the lifting of the crust, including the exposure of the Precambrian basement followed by erosion and deposition. Today, the southeastern Brazilian margin has a characteristic passive continental margin morphology with

offshore sedimentary basins (Santos, Campos and Espírito Santo) separated from continental elevated region (Serra do Mar) by a relatively narrow coastal plain (Gallagher et al., 1994).

Thermochronological methods such as apatite fission track (AFT) have been used extensively to understand the development of rift margins, quantifying rates of surface and rock uplift, and providing timing and rates of movement along faults and shear zones (e.g., Gallagher and Brown, 1999; Jelinek et al., 2014; Raab et al., 2005). The earlier AFT studies in southeastern Brazil have been carried out on results of basement rocks and onshore Tertiary basins, and the data were interpreted in terms of denudation and movement along faults (Cogné et al., 2012; Franco-Magalhaes et al., 2010, 2014; Gallagher et al., 1994; Hackspacher et al., 2004; Hiruma et al., 2010; Karl et al., 2013; Tello Saenz et al., 2003).

This study provides new evidence that constrains the thermotectonic history of the Santos Basin with AFT data from onshore basement outcrops and offshore borehole samples (Fig. 1) from Drift stage (Fig. 2). The primary aim of this study is to establish the timing and magnitude of major cooling events and to quantify the associated denudation of the margin topography and the burial history of the offshore basin. The data are interpreted in the context of the regional tectonic setting and enhance the extensive thermochronometry data

* Corresponding author.

E-mail address: christie.oliveira10@gmail.com (C.H. Engelmann de Oliveira).

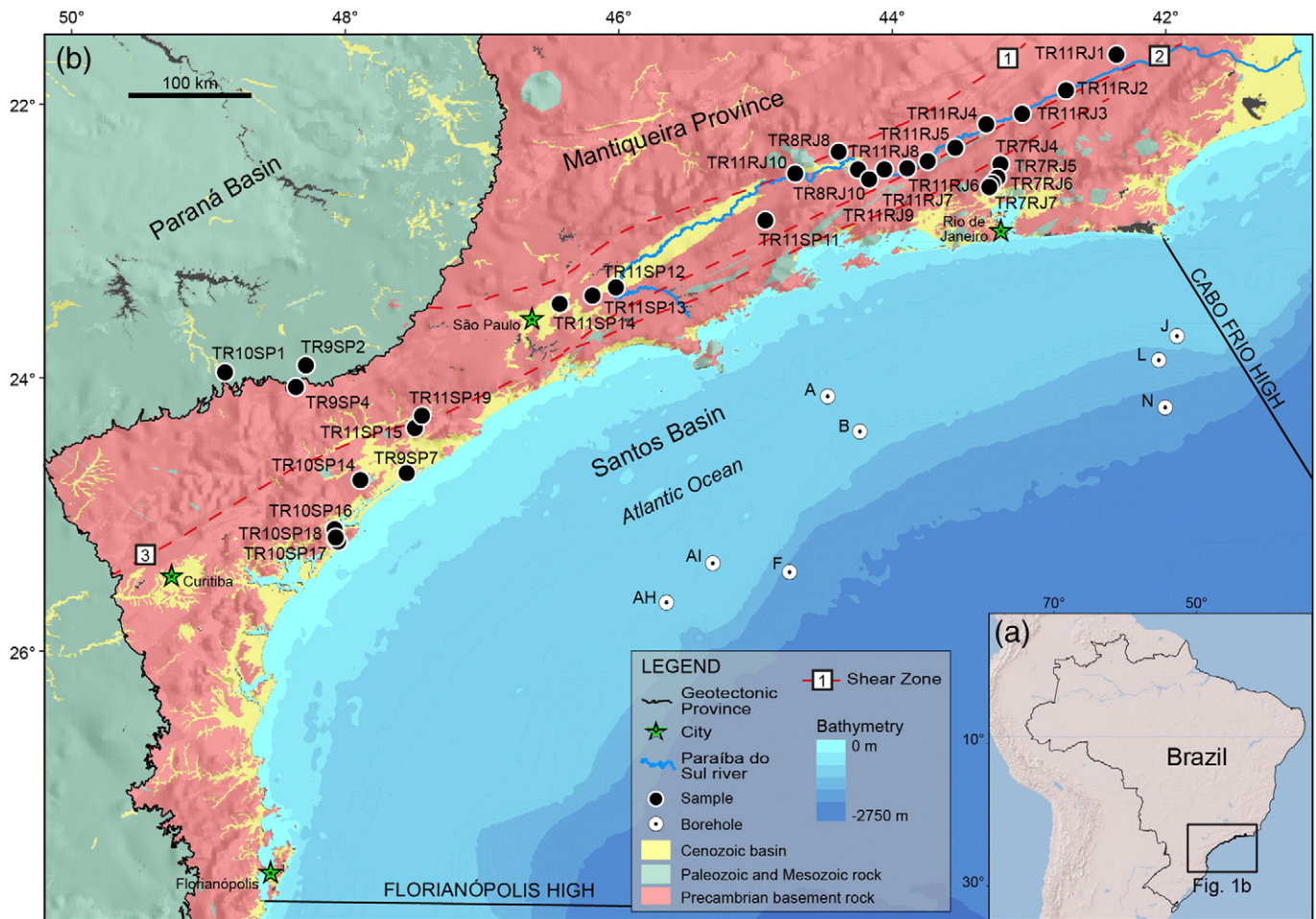


Fig. 1. Simplified geotectonic map of the southeastern Brazilian margin with location of samples. (a) General location. (b) Studied area. (1) Jundiuvira-Boquira-Rio Preto shear zone; (2) Além Paraíba shear zone; (3) Cubatão shear zone.

set across this region providing a thermotectonic history of the southeastern Brazilian margin. We show that AFT cooling ages are related to the continental breakup that led to the separation of South America and Africa and the quantitative thermal histories derived from the data provide the denudation rates, which have a significant effect on the evolution of the offshore basin and the maturation of the organic matter starting at 55–25 Ma.

2. Geological setting

The geology onshore of the Santos Basin is characterized by Precambrian–Cambrian basement provinces, predominantly granites and gneisses, formed during the Brasiliano/Pan-African orogeny (e.g., Brito Neves et al., 2014; Schmitt et al., 2008). The basement rocks are affected by Neoproterozoic NE-trending strike-slip shear zones and subordinated NW-oriented structures (Ebert et al., 1996; Heilbron et al., 2000). The assemblages are partially overlain by a sedimentary sequence of Ordovician to Jurassic siliciclastic and carbonate rocks of the Paraná Basin (Fig. 1). In the Early Cretaceous, synchronous with opening of the South Atlantic Ocean, basalt flows of the Paraná-Etendeka province covered the Paraná Basin (Zalán et al., 1991). Following continental breakup, a second magmatic episode occurred (80–50 Ma) producing alkaline intrusive bodies along the Cabo Frio High (Almeida et al., 1996; Moreira et al., 2006).

Extensional and compressional stress events operated during the post-breakup development of several onshore Tertiary basins (São Paulo, Taubaté, Resende and Volta Redonda) along the Serra da

Mantiqueira and Serra do Mar ranges (Cobbold et al., 2001). The deposition of these basins occurred at ca. 48 Ma (Riccomini et al., 2004), but according Cogné et al. (2012) could be as old as Paleocene. Offshore, seismic and stratigraphic studies (e.g., Contreras et al., 2010; Modica and Brush, 2004) show that the southeastern Brazilian margin is typically of a passive margin, but underwent tectonic reactivation during the Late Cretaceous, Paleogene and Neogene (e.g., Cobbold et al., 2001).

In this context, the Santos Basin is the largest offshore sedimentary basin in the southeastern Brazilian margin developed on a tectonic framework of NNE–SSW direction approximately parallel to the coast line (Fig. 1). The basin is limited by the Florianópolis High in the south and the Cabo Frio High in the north (Moreira et al., 2007).

The development of the Santos Basin included the five major development stages (Fig. 2) of pre-rift (150–138 Ma), rift (ca. 138–123 Ma), post-rift (ca. 123–113 Ma), drift I (113–66 Ma) and drift II (66–0 Ma) (modified after Moreira et al., 2007). The rift structures are mainly NE–SW trending, represented by normal faults bounding horsts and grabens, locally intruded by syn- and post-rift magmatic rocks. The post-rift phase is characterized by diminishing activity of large faults and a regional unconformity that bevels the topography at 117 Ma. This unconformity separates continental lacustrine sediments from sediments of transitional to marine environments (Mohriak et al., 2008).

The initiation of the drift phase is marked by the cessation of rifting and the transition from continental to oceanic conditions. The drift I sequences are characterized by salt deposition (Ariri Formation), which was restricted to a short time span at 113 Ma. The salt layer extends

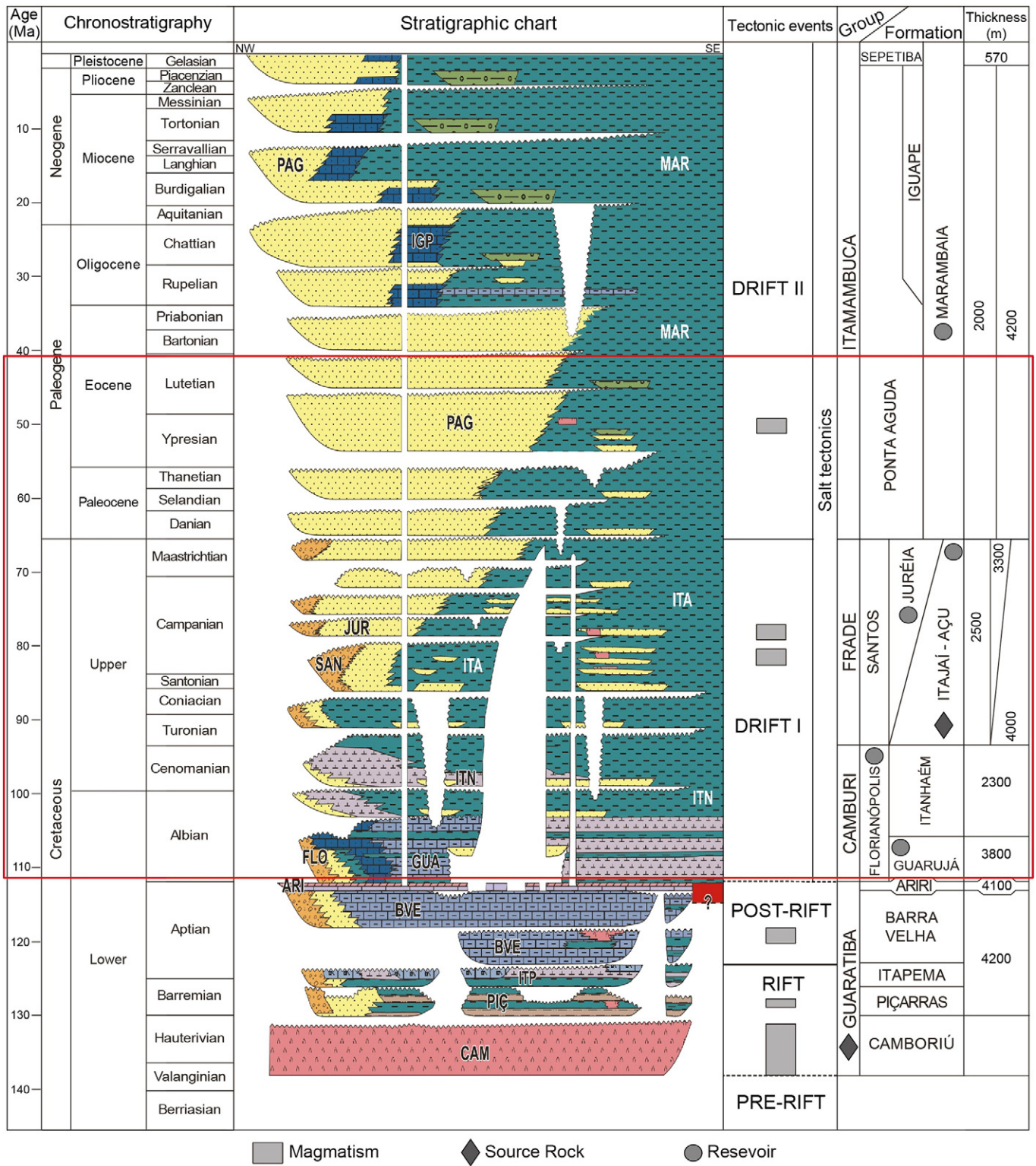


Fig. 2. Tectonostratigraphic chart for the Santos Basin (modified from Moreira et al., 2007). Red rectangle marks the units studied.

across the West African and Brazilian continental margins (Mohriak et al., 2008). Post-Albian time is characterized by widespread salt tectonics, which apparently controlled most of the shallower structures present on the eastern Brazilian margin. In the drift II stage (Late Cretaceous–Tertiary), continental divergence and regional thermal subsidence caused open marine conditions with deposition of the Itajaí-Açu

Formation. The spatial distribution of offshore clastic sedimentation indicates a highly variable flux over time, potentially due to variations in the rate of onshore erosion and changing positions of major rivers (e.g., Cogné et al., 2012; Contreras et al., 2010; Mohriak et al., 2008). These have important consequences for burial, maturation and preservation of hydrocarbons in the basin.

3. Materials and methods

Thirty outcrop basement samples and 30 detrital samples from eight offshore boreholes were collected along the southeastern Brazilian margin in the Santos Basin (Figs. 1 and 3). The locations of samples are marked in Fig. 1, and their lithological characteristics are listed in Tables 1 and 2. The present-day well temperatures were provided by Petrobras (Table 2). The outcrop samples were collected along NE–SW transects crosscutting the Mantiqueira province and the shear zones (see Fig. 1), and one sedimentary rock (TR9SP2) from the Paraná Basin. Two deep-water offshore (F and N) and other shallow-water boreholes were studied. AFT borehole samples consist of drill cuttings.

Apatite grains were separated using standard crushing, sieving, magnetic and heavy liquid separation methods. Apatite aliquots were mounted in epoxy, polished and etched for 20 s in a 5.5 M HNO₃ solution at 21 °C to reveal the spontaneous fission tracks. Apatite samples were dated by the external detector method (Hurford, 1990) using low-U mica sheets as external detectors. The samples were irradiated at the well-thermalized IPEN-CNEN Reactor, São Paulo, Brazil, with Durango age standard and CN1, CN2, CN5 and NBS962 dosimeter glasses. After irradiation, mica detectors were etched in 48% HF for 18 min at 20 °C to reveal the induced fission tracks.

AFT analyses were performed at the Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Brazil, utilizing a Leica DM6000 M Microscope (1000×, dry). We dated at least 20 grains per sample. We retained some samples with the results without meeting these criteria (Tables 1 and 2) because their ages broadly agree with the nearby samples that have good-quality measurements. AFT central ages were calculated according to the ξ -calibration method (Hurford, 1990). Throughout this study, fission track age errors are quoted at the 1 σ confidence level and were derived by the conventional method (Green, 1981). The χ^2 -squared test (χ^2) was used to quantify age homogeneity; when $\chi^2 > 5\%$, fission track samples contain a single age population (Galbraith and Laslett, 1993). Samples from sedimentary rocks which failed the χ^2 and have an age-dispersion over 15% may reflect a mixture of different age components. The software “RadialPlotter” (Vermeesch, 2009) was used in order to statistically separate different age populations. In a first step,

we applied the auto mixture model. Samples which revealed only one age component were further tested applying a two component mixture model.

AFT lengths were measured on horizontal confined fission tracks. Where possible, 100 natural confined tracks were measured to construct an AFT length-frequency distribution, a number that was not always attained. Etch pit diameter (Dpar; Donelick et al., 2005) values and the chemical compositions (in particular the Cl concentration) were used as a kinetic parameter. Apatite Cl (wt%) content was determined using a CAMECA SX50 electron microprobe on an acceleration voltage of 15 keV with 25 nA beam current and 20 μ m beam diameter at Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Brazil.

Apatite thermal history modeling was carried out using the QTQt software (Gallagher, 2012) with the multi-kinetic annealing model of Ketcham et al. (2007) and Cl content and Dpar values as a kinetic parameter for the borehole and basement samples, respectively. The priors on the general time-temperature were set to 75 \pm 75 Ma and 70 \pm 70 °C for the borehole samples. In order to derive an unbiased inference of the thermal history from the thermochronological data, we employed no pre-defined constraints on the inverse models except for the present surface temperature (20 \pm 5 °C for the basement samples, and present-day well temperature for the borehole samples). Moreover, each borehole sample is given a specific constraint reflecting its stratigraphic age. For thermal histories represented in this study, each inversion was run at 100,000 Burn-in and 100,000 Post-burn-in iterations, respectively, which are sufficient to provide stable solutions (see discussion in Gallagher, 2012). Both samples from a given borehole are modeled together following the vertical profile sampling strategy adopted in Gallagher et al. (2005) and implemented in QTQt.

The quantification of denudation and burial histories were based on geothermal gradients measured from the data of the continental margin of Brazil (Hamza et al., 2005). We assume a constant and linear geothermal gradient over geological times and suppose that the geothermal gradient is linear (25 °C/km) for which we reconstructed the denudation and burial histories of the Santos Basin. The synoptic maps of AFT ages and denudation rates for the different time intervals inferred

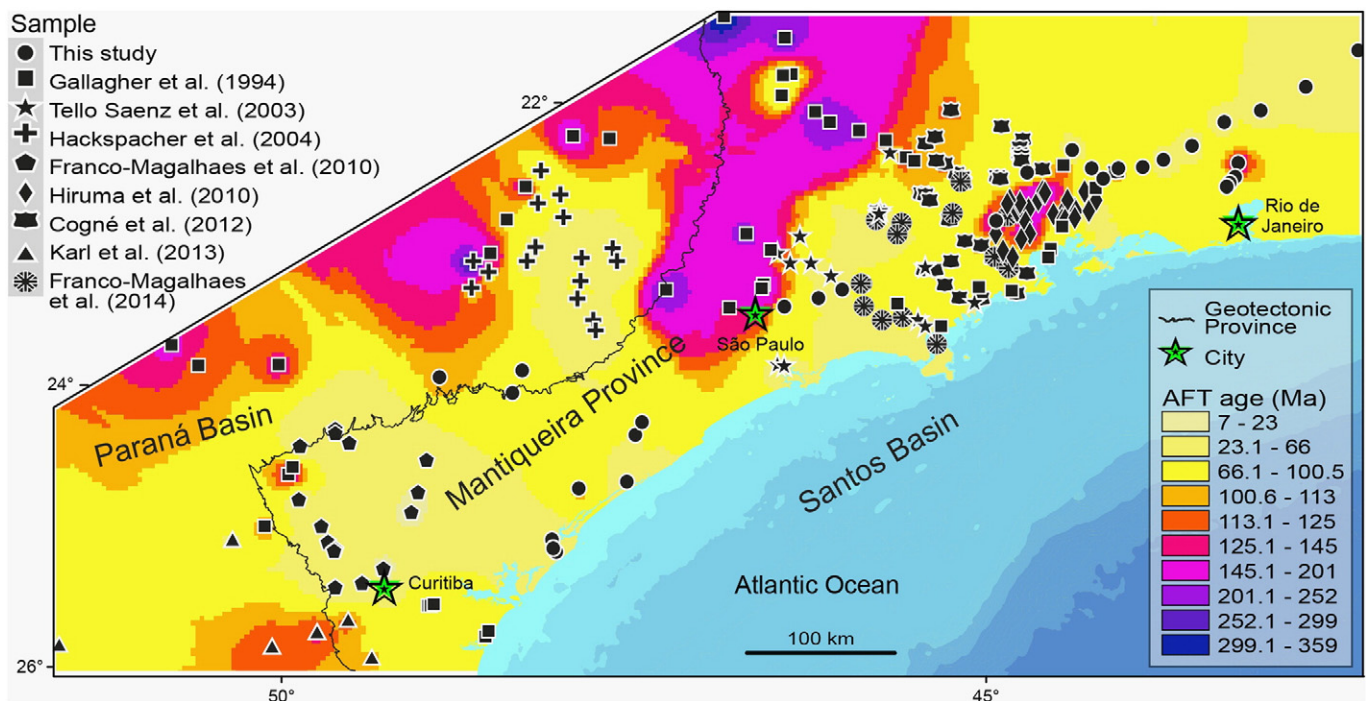


Fig. 3. Interpolated image of apatite fission track ages across the southeastern Brazilian margin. Sample locations for this study and previous work are indicated.

Table 1
Summary of basement apatite fission track data.

Sample	Lithology	Latitude	Longitude	Elevation (m)	N	ρ_s ($\times 10^5$)	Ns	ρ_i ($\times 10^5$)	Ni	ρ_d ($\times 10^5$)	Nd	Central Age (Ma)	$\pm 1\sigma$ (Ma)	χ^2 (%)	U (ppm)	Dpar (μm)	n	MTL (μm)	S. D. (μm)
TR7RJ4	Gneiss	-22.45	-43.21	931	5	9.81	82	3.23	27	9.70	4400	157.0	35.0	81	13.3	-	-	-	-
TR7RJ5	Gneiss	-22.55	-43.23	620	26	10.20	700	5.32	364	7.90	3177	101.8	6.6	94	24.6	2.68	29	12.23	1.60
TR7RJ6	Gneiss	-22.59	-43.27	458	15	20.30	416	14.80	302	7.90	3177	73.1	5.5	94	68.2	2.75	18	13.28	1.59
TR7RJ7	Diorite	-22.62	-43.29	175	26	5.43	402	3.97	294	8.30	4000	76.2	5.8	80	17.5	-	-	-	-
TR8RJ8	Gneiss	-22.36	-44.39	541	26	4.48	601	7.68	1031	9.70	4400	30.5	1.6	70	31.5	2.06	29	12.81	1.54
TR8RJ10	Gneiss	-22.49	-44.25	510	21	11.50	458	8.67	345	7.90	3177	70.4	5.0	77	40.0	2.74	37	12.56	1.71
TR11RJ1	Gneiss	-21.65	-42.36	120	24	3.82	205	3.11	167	5.90	2130	48.7	5.1	100	19.2	2.58	27	12.25	1.82
TR11RJ2	Gneiss	-21.91	-42.73	102	20	7.99	592	7.15	530	7.98	2097	48.0	2.9	94	35.7	-	50	12.93	1.39
TR11RJ3	Gneiss	-22.08	-43.05	202	20	16.60	522	11.70	369	5.90	2130	56.1	3.8	66	72.6	-	61	12.19	1.91
TR11RJ4	Gneiss	-22.16	-43.31	252	23	13.40	531	9.46	374	6.04	2330	57.7	3.9	99	57.2	-	50	12.50	1.72
TR11RJ5	Granite	-22.33	-43.54	438	17	12.20	410	9.64	323	7.98	2097	54.5	4.1	93	48.1	-	25	12.51	1.53
TR11RJ6	Gneiss	-22.43	-43.74	330	22	10.50	342	7.87	257	6.04	2330	54.1	4.5	98	47.6	-	14	12.69	0.99
TR11RJ7	Gneiss	-22.48	-43.89	312	23	8.42	433	5.35	275	7.98	2097	67.5	5.2	98	8.5	-	31	10.19	2.04
TR11RJ8	Gneiss	-22.49	-44.06	330	23	10.90	440	5.45	219	9.70	4400	100.8	8.0	95	22.4	-	-	-	-
TR11RJ9	Gneiss	-22.56	-44.17	367	25	18.20	863	8.80	418	8.00	2511	88.6	5.3	96	43.8	2.81	60	10.64	2.27
TR11RJ10	Gneiss	-22.52	-44.71	410	8	4.82	308	3.08	197	8.00	2511	66.2	6.5	34	15.3	-	8	9.18	0.90
TR9SP2	Sandstone	-23.92	-48.29	611	24	8.85	288	6.02	196	9.70	4400	76.5	7.1	100	24.7	2.63	25	11.04	2.12
TR9SP4	Diorite	-24.08	-48.36	720	23	6.05	447	3.69	273	10.20	4443	89.6	6.9	100	14.4	3.19	21	12.86	1.67
TR9SP7	Granite	-24.71	-47.55	5	21	5.59	523	5.37	502	8.00	2511	44.9	2.8	65	26.7	-	31	12.26	2.45
TR10SP1	Gneiss	-23.97	-48.88	650	7	11.60	72	5.65	35	10.20	4443	112.0	23.0	68	22.1	3.17	21	11.28	1.85
TR10SP14	Schist	-24.76	-47.89	99	11	8.63	179	4.29	89	9.70	4400	105.0	14.0	76	17.6	-	8	11.60	2.31
TR10SP16	Granite	-25.12	-48.08	32	23	69.40	307	41.80	185	5.90	2130	65.8	6.1	89	258.7	2.51	30	11.78	1.81
TR10SP17	Gabbro	-25.21	-48.05	21	24	66.50	438	49.80	328	8.00	2511	57.4	4.2	100	247.8	-	27	12.24	2.31
TR10SP18	Granite	-25.18	-48.07	30	20	37.00	200	70.10	379	5.90	2130	21.0	1.8	66	433.7	-	30	11.77	1.74
TR11SP11	Gneiss	-22.86	-44.93	545	22	20.60	744	5.83	211	7.98	2097	150.0	12.0	100	29.1	2.74	34	11.68	1.66
TR11SP12	Gneiss	-23.35	-46.02	581	20	8.16	365	5.66	253	7.98	2097	61.9	5.1	100	28.2	-	26	12.50	1.22
TR11SP13	Gneiss	-23.41	-46.19	622	20	10.60	441	7.04	294	7.98	2097	64.3	4.8	92	35.1	-	31	12.81	2.05
TR11SP14	Granite	-23.47	-46.43	700	21	4.35	829	2.40	457	5.90	2130	71.4	4.5	38	14.8	2.55	37	12.29	2.46
TR11SP15	Gneiss	-24.38	-47.49	210	20	8.60	565	5.41	355	6.04	2330	64.6	4.4	86	32.7	3.00	35	13.29	1.72
TR11SP19	Gneiss	-24.29	-47.44	60	21	41.20	231	23.70	133	7.98	2097	74.4	8.1	100	118.4	2.66	23	12.48	2.06

N: number of grains analysed to determine track densities; ρ_s : measured spontaneous track density; Ns: number of spontaneous tracks counted; ρ_i : measured induced track density; Ni: number of induced tracks counted; ρ_d : track density measured in glass dosimeter; Nd: number of tracks counted in determining ρ_d ; 1σ : standard deviation; χ^2 : Chi-square probability; n: number of confined tracks lengths measured; MTL: mean track length; Dpar: mean etch pit diameter of all measured etch pits; S. D.: standard deviation of track length distribution of individual track measurements; (-): not analysed. Note: AFT ages were calculated by S.Guedes using $\zeta\text{-CN1} = 108.03$ and $\zeta\text{-CN2} = 135.08$.

from the modeling were created by Inverse Distance Weighting (with $N = 10$) interpolating the data using ArcGIS™ software.

4. Results

AFT data are applied in basement and sedimentary rocks from the Santos Basin to evaluate the tectonic evolution of the southeastern Brazilian margin. AFT ages and confined track length measurements from the basement and borehole samples are presented in Tables 1 and 2, respectively. AFT radial plots of the borehole samples are presented in Supplementary Material. Sample locations and interpolate AFT ages obtained together with existing AFT ages from the literature are presented in Fig. 3. The cooling histories for basement samples are presented in Fig. 4 and the associated predictions in Supplementary Material. The cooling histories with associated predictions for borehole samples are presented in Figs. 6–13.

4.1. Basement rocks

AFT central ages measured from the basement rocks of the Santos Basin range from 157 ± 35.0 (sample TR7RJ4) to 21 ± 1.8 Ma (sample TR10SP18). Sample TR9SP2 located in the Paraná Basin has a central age of 76.5 ± 7.1 Ma. All AFT ages passed in the χ^2 indicating one age population and show no clear correlation with elevation. Few confined tracks were observed and measured in the samples; we decided to retain them nonetheless, because they agree with the nearby samples that do have good-quality measurements. Mean track lengths vary between $9.18 \pm 0.90 \mu\text{m}$ (TR11RJ10; $n = 8$) and $13.29 \pm 1.72 \mu\text{m}$ (TR11SP15; $n = 35$) with track length distributions predominantly unimodal. There is no clear relationship between the AFT age and mean track lengths suggesting that these samples have experienced a complicated

thermal history. The Dpar values (Table 1) indicate fairly similar chemical compositions and relatively chlorine-rich apatite grains (Burtner et al., 1994) with a high resistance to annealing (Donelick et al., 2005).

Thermal history modeling of the samples from the Jundiuvira-Boqueira-Rio Preto shear zone show reheating through the apatite partial annealing zone (60°C) at 75 Ma to a maximum paleotemperature of 92°C at 35 Ma. Thereafter, the samples were cooled to present surface conditions (Fig. 4a).

Samples from the Além Paraíba shear zone (Fig. 4b) and northern coast (Fig. 4c) record a reheating through the apatite partial annealing zone (60°C) at 175 Ma, where they appear to have resided until ca. 85 Ma with a maximum paleotemperature of 104°C . Thereafter, the samples were cooled to present surface conditions with an accelerated final cooling in the last 4 Ma for Além Paraíba samples.

Samples from Cubatão shear zone (Fig. 4d) and TR11SP14 (Fig. 4e) register a similar cooling pattern, with a relatively slow cooling from paleotemperatures between 106 and 98°C at 78 Ma. For the southern coast samples (Fig. 4f), the modeling results suggest an initial cooling at 85 Ma and an accelerated cooling phase at 13 Ma, continuing to the present-day.

Thermal history modeling of the TR9SP2 sample (Fig. 4g), from the Paraná Basin, indicates heating after deposition until 107°C at 162 Ma. Thereafter, the sample was cooled to present surface conditions with an accelerated final cooling in the last 20 Ma.

4.2. Borehole samples

4.2.1. Borehole A

Samples from borehole A yielded AFT ages that increase systematically with depth from 59.5 ± 5.1 Ma at a depth of 1026 m to 97.6 ± 8.6 Ma at a depth of 2615 m (Fig. 5), with no variation in

Table 2
Summary of borehole samples apatite fission track data.

Sample	Depth (m)	Stratigraphy Age (Ma)	T (°C)	N	ρ_s ($\times 10^5$)	Ns	ρ_i ($\times 10^5$)	Ni	ρ_d ($\times 10^5$)	Nd	Central Age (Ma)	$\pm 1\sigma$ (Ma)	χ^2 (%)	U (ppm)	Cl (wt%)	n	MTL (μm)	S. D. (μm)	Group I Age (Ma) (%)	Group II Age (Ma) (%)	Group III Age (Ma) (%)
<i>Borehole A</i>																					
TI-A2	1026	65–39	36	30	8.40	630	5.57	418	2.36	613	59.5	5.1	2	88.3	0.11	82	8.88	2.47	45 (55)	85 (45)	–
TI-A3	1273	83–65	42	30	11.50	861	6.96	522	2.36	613	67.1	3.8	70	110.3	0.10	100	9.64	2.14	–	–	–
TI-A4	1329	86–83	43	30	10.30	771	5.73	430	2.36	613	73.4	5.1	27	90.9	0.10	100	8.83	1.75	–	–	–
TI-A5	2615	112–97	70	28	12.60	883	5.17	362	2.36	613	97.6	8.6	1	82.0	–	58	9.24	1.60	40 (3)	68 (30)	123 (67)
<i>Borehole B</i>																					
TI-B1	1410	65–39	36	22	10.80	595	7.15	393	2.36	613	61.5	5.1	11	113.2	0.17	80	9.35	2.43	–	–	–
TI-B4	2947	83–65	80	30	11.70	876	5.24	393	2.36	613	88.8	6.6	7	83.0	0.13	79	7.84	2.10	–	–	–
TI-B5	3510	83–65	98	30	7.75	581	4.01	301	2.36	613	63.4	9.3	0	63.6	0.80	100	8.29	1.76	17 (19)	71 (41)	126 (40)
TI-B6	3590	83–65	99	30	12.10	326	7.56	204	10.50	7259	125.0	14.0	10	28.6	–	–	–	–	–	–	–
<i>Borehole F</i>																					
TI-F2	4544	83–65	83	30	3.85	289	6.93	520	10.50	7259	44.2	4.4	2	26.3	0.11	14	9.29	0.70	28 (40)	58 (60)	–
<i>Borehole J</i>																					
TIJ-J1	1660	65–39	41	28	7.83	587	3.68	276	2.36	613	86.1	6.3	58	58.3	0.11	100	9.06	2.28	–	–	–
TIJ-J2	1705	65–39	42	30	6.55	491	5.09	382	2.36	613	52.5	3.8	61	80.7	0.19	100	8.94	2.14	–	–	–
TIJ-J3	1944	65–39	49	30	5.87	440	3.96	297	2.36	613	60.2	6.1	33	62.8	0.10	100	9.83	2.10	–	–	–
TIJ-J6	2942	83–65	80	30	8.72	654	4.55	341	2.29	5285	75.5	5.0	92	74.2	0.04	48	11.02	1.39	–	–	–
TIJ-J7	3350	83–65	93	30	6.49	487	4.31	323	2.29	5285	53.9	5.2	4	70.2	0.10	100	10.46	1.39	37 (48)	75 (52)	–
TIJ-J8	3405	83–65	95	30	7.83	587	5.63	422	2.29	5285	45.1	5.0	0	91.8	0.34	61	8.38	1.61	14 (15)	48 (73)	111 (12)
<i>Borehole L</i>																					
TIJ-L1	3225	83–65	89	30	14.30	1069	9.93	745	10.50	7259	110.2	8.1	0	37.7	0.08	81	9.70	1.62	39 (6)	105 (70)	163 (24)
TIJ-L4	3403	83–65	95	30	4.95	513	6.47	670	10.50	7259	60.4	6.5	0	24.5	0.06	100	9.45	1.23	12 (4)	46 (56)	103 (40)
TIJ-L5	3485	83–65	98	30	6.67	500	6.75	506	10.50	7259	67.4	8.4	0	25.6	0.07	84	8.71	1.65	19 (18)	68 (56)	139 (26)
TIJ-L6	4205	86–83	123	30	0.84	63	10.30	769	10.50	7259	6.5	1.1	6	38.9	–	–	–	–	–	–	–
<i>Borehole N</i>																					
TIJ-N1	2582	65–39	42	30	6.59	494	5.28	396	10.50	7259	97.2	7.2	63	20.0	–	15	12.47	1.20	–	–	–
TIJ-N3	2836	83–65	50	30	17.50	1311	7.28	546	10.50	7259	186.7	9.5	99	27.6	–	100	11.60	1.61	–	–	–
TIJ-N4	2886	83–65	50	30	15.70	1178	5.08	381	2.29	5285	121.3	7.2	76	82.9	0.07	31	11.84	1.63	–	–	–
TIJ-N5	2921	83–65	52	30	16.50	1238	6.17	463	10.50	7259	208.0	11.0	70	23.4	0.07	96	12.92	1.48	–	–	–
<i>Borehole AH</i>																					
AH1	2163	65–39	67	15	5.96	112	8.46	159	6.01	7715	74.0	12.0	7	17.9	–	26	10.31	1.75	–	–	–
AH2	2459	80–65	76	30	8.98	345	15.00	577	6.01	7715	57.7	3.9	90	31.7	–	52	10.65	1.94	–	–	–
AH3	3044	80–65	93	30	8.92	446	11.70	586	6.01	7715	73.3	5.1	30	24.8	–	53	9.30	2.19	–	–	–
AH4	4020	80–65	121	30	4.60	103	11.70	263	6.01	7715	39.2	5.3	15	24.8	–	–	–	–	–	–	–
AH5	4084	86–83	123	16	4.07	54	18.40	245	6.01	7715	27.3	6.1	0	39.0	–	–	–	–	9 (42)	47 (58)	–
AH6	4496	86–83	135	25	2.74	71	9.62	249	6.01	7715	34.1	5.9	1	20.3	–	–	–	–	4 (7)	32 (70)	58 (23)
<i>Borehole AI</i>																					
AI2	2597	65–39	80	26	8.57	224	8.83	231	6.01	7715	93.3	8.8	81	18.7	–	19	8.74	2.12	–	–	–
AI5A	4763	86–83	142	14	5.70	34	5.03	30	6.01	7715	109.0	27.0	95	10.6	–	51	8.14	1.90	–	–	–

N: number of grains analysed to determine track densities; ρ_s : measured spontaneous track density; Ns: number of spontaneous tracks counted; ρ_i : measured induced track density; Ni: number of induced tracks counted; ρ_d : track density measured in glass dosimeter; Nd: number of tracks counted in determining ρ_d ; 1σ : standard deviation; χ^2 : Chi-square probability; n: number of confined tracks lengths measured; MTL: mean track length; Dpar: mean etch pit diameter of all measured etch pits; S. D.: standard deviation of track length distribution of individual track measurements; (–): not analysed. Note: AFT ages were calculated by L. Oliveira using $\zeta\text{-CN1} = 150.31$ and $\zeta\text{-NBS962} = 345.5$, and $\zeta\text{-CN5} = 322.7$ by A. Borba.

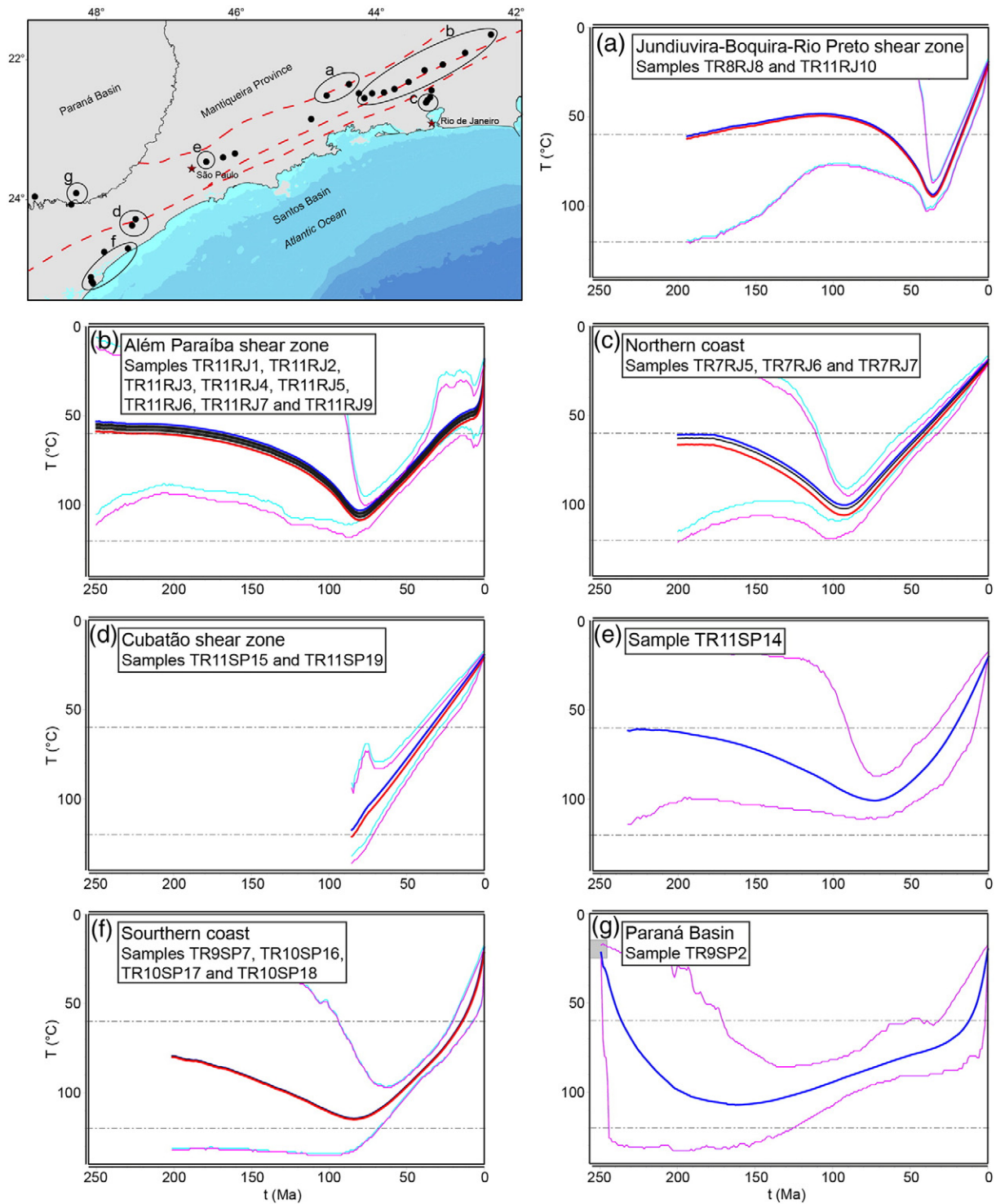


Fig. 4. Map shows principal tectonic features and black dots indicate basement samples with temperature–time (T–t) models from different regions. T–t paths of the uppermost (blue) and lowermost (red) samples are shown in heavy lines, together with their 95% credible intervals. The grey box highlight the stratigraphic age of the Paraná Basin. (a) Jundiuvira-Boquira-Rio Preto shear zone, (b) Além Paraíba shear zone, (c) Northern coast, (d) Cubatão shear zone, (e) Sample TR11SP14, (f) Southern coast, and (g) Paraná Basin.

mean track lengths over the same depth range. The mean track lengths are very short and similar in all samples, with a symmetrical distribution and standard deviations. Two samples (TI-A2 and TI-A5) failed the χ^2 and have an age-dispersion over 15%, indicating that more than one age component is present in the obtained single grain age population. The most AFT central ages (except T1-A4) have the

same stratigraphic age of the samples. The CI contents of samples are between 0.10 and 0.11 wt%.

The model from the borehole A indicates a heating to depths equivalent to a maximum paleotemperature of 85 °C at ca. 5 Ma (Fig. 6). Thereafter, the samples were cooled to the present-day temperature conditions.

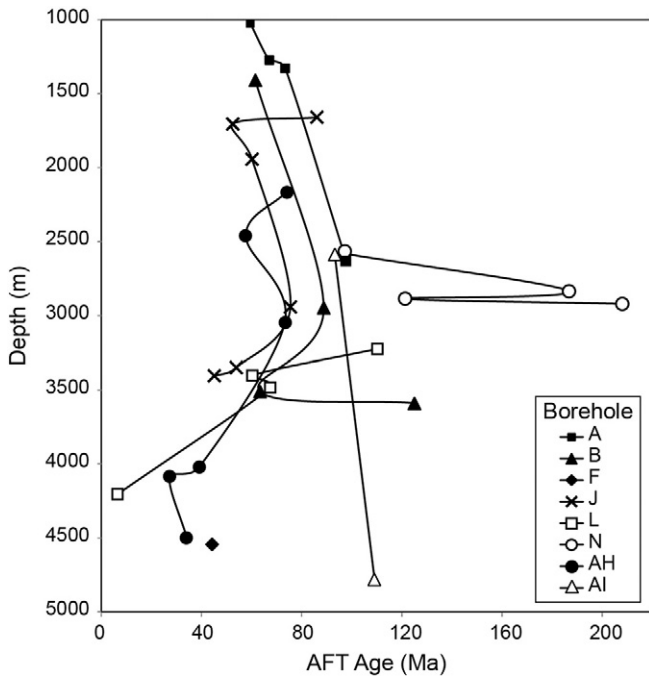


Fig. 5. Relationship between AFT age and depth of the borehole samples.

4.2.2. Borehole B

Borehole B yielded AFT ages which increase systematically with depth (Fig. 5). The mean track lengths are short and very similar in all samples, with a symmetrical distribution and standard deviations. The TI-B5 sample is characterized by χ^2 values equal zero. AFT central ages of the TI-B1 and TI-B5 samples have the same stratigraphic age, while AFT central ages of the TI-B4 and TI-B6 samples are older than the stratigraphic age. The Cl contents of samples range between 0.13 and 0.80 wt%.

Samples from borehole B record a reheating to depths equivalent to a maximum paleotemperature of 90 °C at 10 Ma (Fig. 7). Following heating the TI-B1 and TI-B4 samples record a period of rapid cooling to the present-day temperature conditions.

4.2.3. Borehole F

AFT central age from the TI-F2 sample is 44.2 ± 4.4 Ma with short mean track length of 9.29 μm and standard deviation of 0.70 at a

depth of 4544 m. The AFT data failed the χ^2 and the age component analysis indicates two age groups at 58 ± 9 Ma and 28 ± 6 Ma. AFT central age and age groups are younger than the deposition age suggesting post-depositional annealing. The Cl content of the sample ranges between 0.13 and 0.80 wt%. Immediately following deposition, the TI-F2 sample shows a heating phase to the present-day temperature conditions (Fig. 8).

4.2.4. Borehole J

Samples from borehole J yielded AFT ages which decrease systematically with depth from 86.1 ± 6.3 Ma at a depth of 1660 m to 45.1 ± 5.0 Ma at a depth of 3405 m (Fig. 5). The mean track lengths are short and have a symmetrical distribution. The TII-J7 and TII-J8 samples failed the χ^2 and have an age-dispersion over 15%. Only AFT central age of the TII-J1 is older than the stratigraphic age, AFT central ages of the other samples are younger or equal to the stratigraphic age. The Cl contents of the samples range between 0.04 and 0.34 wt%.

The model for borehole J registers a heating to the apatite partial annealing zone (60 °C) at ca. 25 Ma, which continued to a maximum paleotemperature of 87 °C at ca. 11 Ma (Fig. 9). An accelerated cooling started after this period until ca. 1 Ma at 60 °C. Thereafter, TI-J1 and TI-J2 samples were cooled while the other samples were reheated to the present-day temperature conditions.

4.2.5. Borehole L

Samples from borehole L yielded AFT ages which decrease systematically with depth from 110.2 ± 8.1 Ma at a depth of 3225 m to 6.5 ± 1.1 Ma at a depth of 4205 m (Fig. 5), with short mean track lengths also decreasing systematically from 9.70 μm to 8.71 μm , over the same depth range. Only TII-L6 sample passed the χ^2 and the AFT age is much younger than stratigraphic age. The Cl contents of samples are 0.06 and 0.08 wt%. Thermal history modeling of the L samples show relative slow heating until ca. 85 °C at 5 Ma, with subsequently rapid reheating episode after this time until to the present-day temperature conditions (Fig. 10).

4.2.6. Borehole N

Borehole N yielded AFT ages which increase systematically with depth (Fig. 5). All AFT central ages are older than the depositional age. The mean track lengths are very similar in all samples, ranging between 11.60 and 12.92 μm , with a symmetrical distribution and standard deviations between 1.20 and 1.63 μm . The Cl contents of TII-N4 and TII-N5 samples are 0.07 wt%.

The modeled thermal history from the borehole N (except TII-N1) suggests rapid heating phase after deposition until ca. 58 °C at 58 Ma

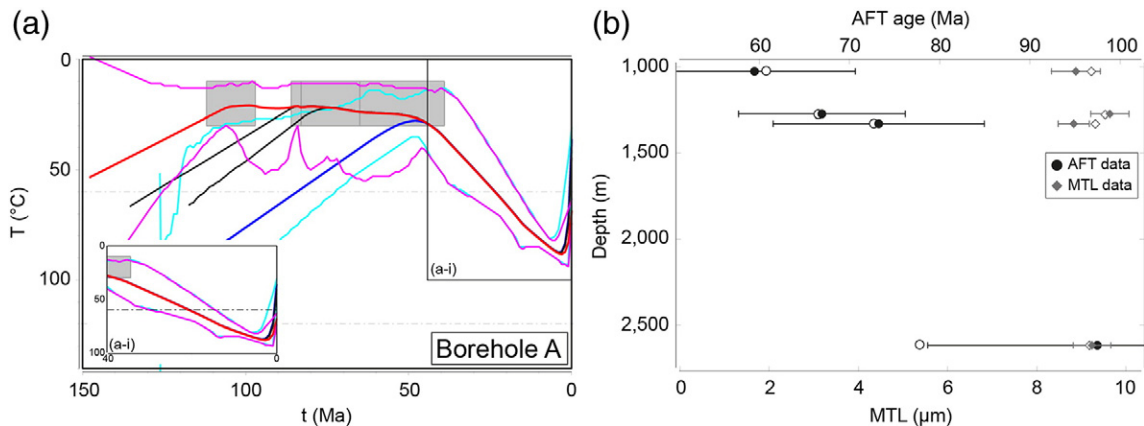


Fig. 6. Thermal history and associated prediction for borehole A. (a) The expected thermal history for borehole samples. T–t paths of the uppermost (blue) and lowermost (red) samples are shown in heavy lines, together with their 95% credible intervals. The credible intervals for the lower thermal history include the uncertainty inferred for the temperature offset. The grey boxes highlight the stratigraphic age of the samples. Inset (a–i) show burial detail of the T–t models from borehole. (b) Graph of observed (fill symbols) and predicted (open symbols) AFT ages and MTL versus depth.

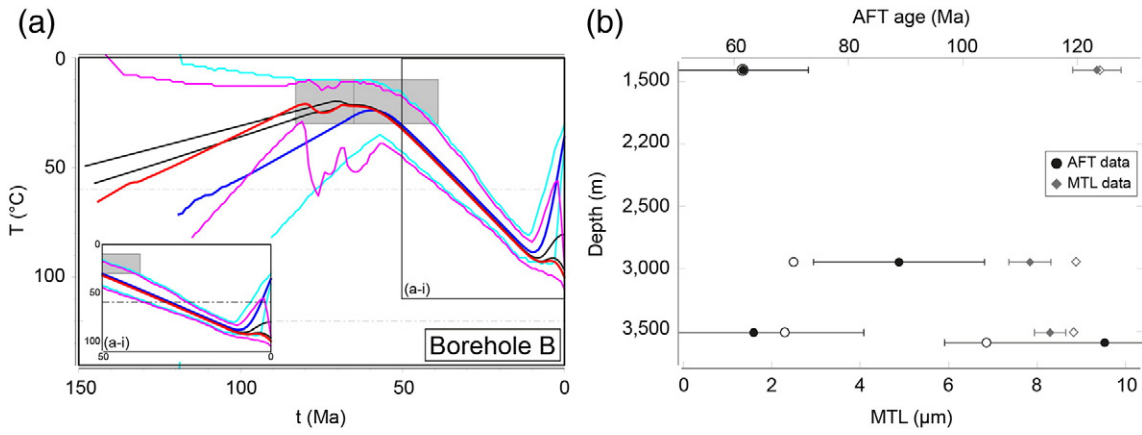


Fig. 7. Thermal history and associated prediction for borehole B. (a) The expected thermal history for borehole samples. T-t paths of the uppermost (blue) and lowermost (red) samples are shown in heavy lines, together with their 95% credible intervals. The credible intervals for the lower thermal history include the uncertainty inferred for the temperature offset. The grey boxes highlight the stratigraphic age of the samples. Insets (a-i) show burial detail of the T-t models from borehole. (b) Graph of observed (fill symbols) and predicted (open symbols) AFT ages and MTL versus depth.

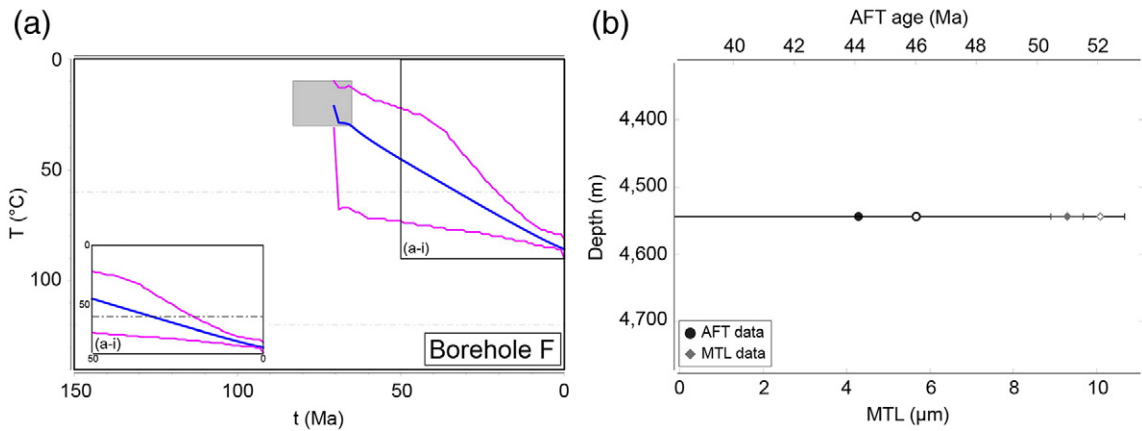


Fig. 8. Thermal history and associated prediction for borehole F. (a) The expected thermal history for borehole samples. T-t paths of the uppermost (blue) and lowermost (red) samples are shown in heavy lines, together with their 95% credible intervals. The credible intervals for the lower thermal history include the uncertainty inferred for the temperature offset. The grey boxes highlight the stratigraphic age of the samples. Insets (a-i) show burial detail of the T-t models from borehole. (b) Graph of observed (fill symbols) and predicted (open symbols) AFT ages and MTL versus depth.

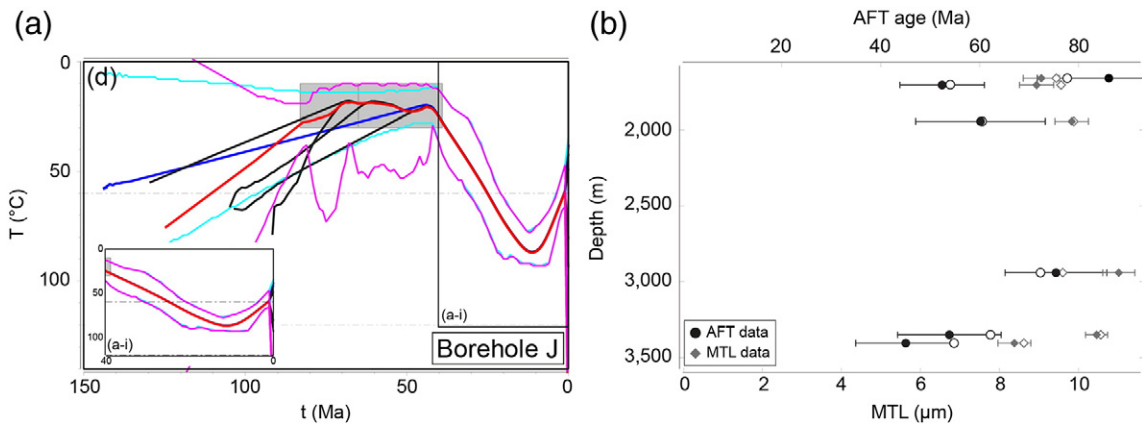


Fig. 9. Thermal history and associated prediction for borehole J. (a) The expected thermal history for borehole samples. T-t paths of the uppermost (blue) and lowermost (red) samples are shown in heavy lines, together with their 95% credible intervals. The credible intervals for the lower thermal history include the uncertainty inferred for the temperature offset. The grey boxes highlight the stratigraphic age of the samples. Insets (a-i) show burial detail of the T-t models from borehole. (b) Graph of observed (fill symbols) and predicted (open symbols) AFT ages and MTL versus depth.

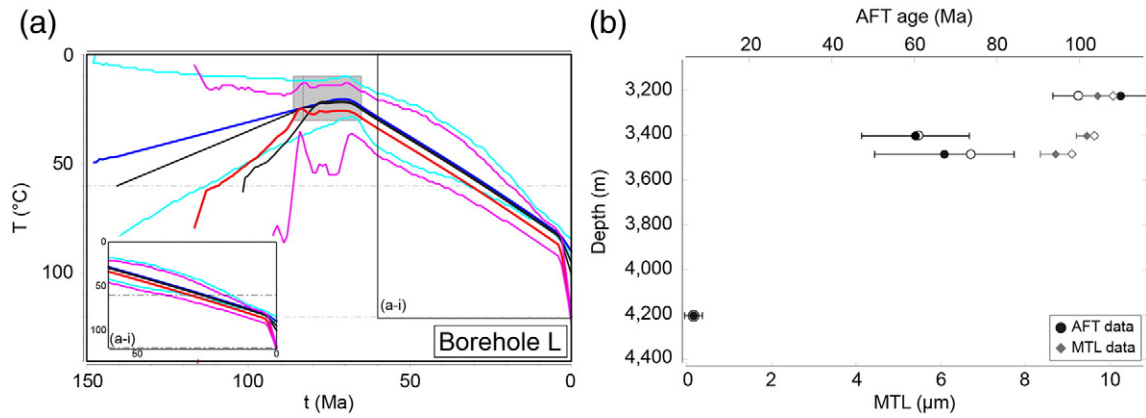


Fig. 10. Thermal history and associated prediction for borehole L. (a) The expected thermal history for borehole samples. T–t paths of the uppermost (blue) and lowermost (red) samples are shown in heavy lines, together with their 95% credible intervals. The credible intervals for the lower thermal history include the uncertainty inferred for the temperature offset. The grey boxes highlight the stratigraphic age of the samples. Inset (a–i) show burial detail of the T–t models from borehole. (b) Graph of observed (fill symbols) and predicted (open symbols) AFT ages and MTL versus depth.

(Fig. 11). After this time, the samples were cooled until to the deposition of the TII-N1 sample. Following cooling the samples remained at relatively constant temperatures for 35 Ma which was followed by a period of rapid reheating to the present-day temperature conditions.

4.2.7. Borehole AH

Borehole AH yielded AFT ages of 74.0 ± 12.0 Ma at a depth of 2163 m and 34.1 ± 5.9 Ma for the deeper sample at a depth of 4496 m. All AFT ages except one (AH1) are younger than the stratigraphic age. The mean track lengths are short and have a symmetrical distribution. The AH5 and AH6 samples failed the χ^2 and have an age-dispersion over 15%, revealing two age groups in AH5 and three age groups in AH6.

The modeling results from the borehole AH provide a slow reheating to ~ 85 °C after deposition (ca. 55 Ma). From ca. 45 Ma, the expected thermal history suggests that the samples have resided below the apatite partial annealing zone until the present-day temperature conditions (Fig. 12).

4.2.8. Borehole AI

Samples from borehole AI yielded AFT ages which increase with depth (Fig. 5). The mean track lengths are very short and similar in the samples, ranging between 8.14 and 8.74 μm , with a symmetrical distribution and standard deviations between 1.90 and 2.12 μm . AFT central ages are older than the depositional age.

The AI model indicates reheating to depths equivalent to a maximum paleotemperature of 75 °C at ca. 20 Ma (Fig. 13). After this time, the samples were followed by a period thermal stability for 10 Ma.

5. Discussion

5.1. Tectonic-thermal evolution of the basement samples

Basement AFT ages of this study integrated with other studies (Fig. 3) reveal a trend of increasing ages with distance of the coast, which is a common pattern in passive continental margins (e.g., Gallagher et al., 1994; Gallagher and Brown, 1997). However, in detail, the pattern is more complex and AFT ages require thermal models to represent the thermotectonic events age of the area.

Over the whole onshore area two periods seem important: (a) during the Late Cretaceous (ca. 92–78 Ma), and (b) during the Cenozoic. Only the Paraná Basin records a cooling event during the Late Jurassic (ca. 162 Ma), which preceded the onset of breakup of southwestern Gondwana. The estimated amount of denudation in Pre-rift stage (150–138 Ma) is 76 m, which yields an average long-term denudation rate of 6.3 m/My (Fig. 14a). During the Rift and Post-rift phase (Fig. 14b and c), the denudation was restricted to the southern area and the rates were slow (<20 m/My). The variations in the rate and spatial distribution of denudation over time imply substantial differences in the offshore clastic sedimentation observed by

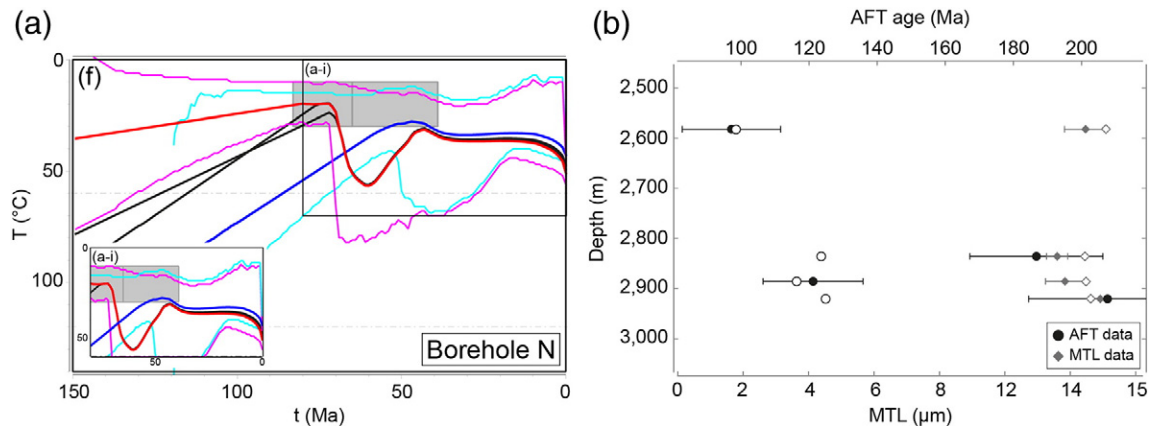


Fig. 11. Thermal history and associated prediction for borehole N. (a) The expected thermal history for borehole samples. T–t paths of the uppermost (blue) and lowermost (red) samples are shown in heavy lines, together with their 95% credible intervals. The credible intervals for the lower thermal history include the uncertainty inferred for the temperature offset. The grey boxes highlight the stratigraphic age of the samples. Inset (a–i) show burial detail of the T–t models from borehole. (b) Graph of observed (fill symbols) and predicted (open symbols) AFT ages and MTL versus depth.

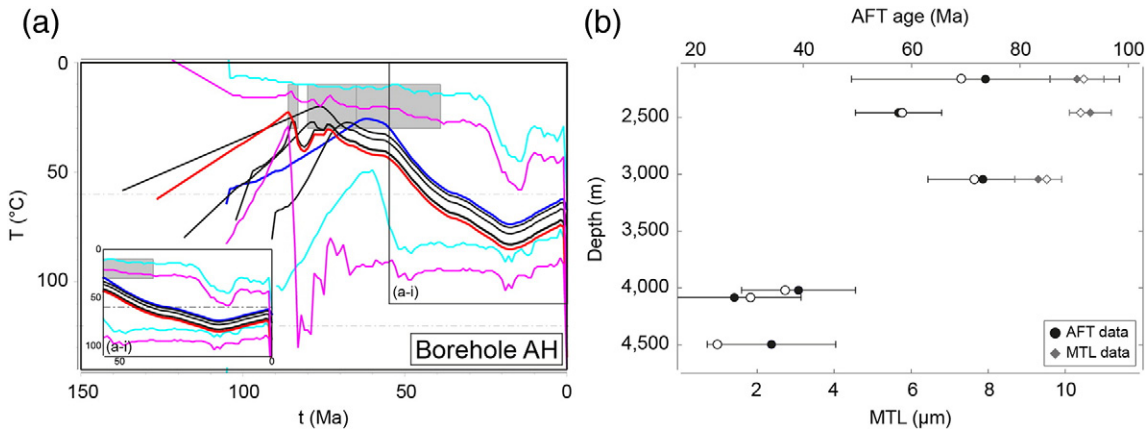


Fig. 12. Thermal history and associated prediction for borehole AH. (a) The expected thermal history for borehole samples. T–t paths of the uppermost (blue) and lowermost (red) samples are shown in heavy lines, together with their 95% credible intervals. The credible intervals for the lower thermal history include the uncertainty inferred for the temperature offset. The grey boxes highlight the stratigraphic age of the samples. Insets (a–i) show burial detail of the T–t models from borehole. (b) Graph of observed (fill symbols) and predicted (open symbols) AFT ages and MTL versus depth.

Contreras et al. (2010; and references therein), which can be related to the dynamics of the drainage system.

The Além Paraíba and Cubatão shear zones, northern and southern coast, TR9SP4, TR11SP13 and TR11SP14 samples started a cooling/denudation event during the Late Cretaceous. This timing is consistent with other studies in the area (e.g., Cogné et al., 2012; Gallagher et al., 1994; Hiruma et al., 2010; Karl et al., 2013) and is linked to the uplift and denudation of the Serra do Mar and Serra da Mantiqueira. In NE Brazil a similar timing of cooling was inferred by Jelinek et al. (2014; and references therein) for the Mantiqueira Province. The inferred thermal histories imply substantial differences in the amount of denudation along the area. The amount of denudation ranges from a minimum of ca. 40 m along the northern and central area to a maximum of 1500 m in the southern area (Fig. 14d). During this time, the Paraíba do Sul drainage system tended to focus clastic influx into the central and southern Santos Basin (Cobbold et al., 2001; Modica and Brush, 2004). The spatial extent and timing of this denudational episode coincides with the Drift I stage, and is consistent with the high rates of sediment supply in the offshore Santos Basin identified by Contreras et al. (2010) from seismic studies in depositional sequences.

The most basement samples (except the samples from Jundiuvira-Boqueira Rio Preto and Paraná Basin) also reached the maximum paleotemperature during the Late Cretaceous (85–78 Ma). This maximum paleotemperature can be connected to the final breakup between

South America and Africa. The propagation of stresses related to this event is responsible for igneous activity along the southeastern margin dated at ca. 90 Ma (Mizusaki et al., 1998; Thomaz Filho et al., 2000).

The post-rift or drifting phase in passive margins is typically dominated by salt tectonics (Allen and Allen, 2013). In the offshore Santos Basin, the displacement of salt occurred in the Cenomanian in the deep portions of the basin. An important salt window was created for the hydrocarbon accumulation (Chang et al., 2008). Other authors (Cobbold et al., 2001; Contreras et al., 2010) related tectonic reactivation during the Turonian–Early Campanian (90–80 Ma) in the offshore Santos Basin, where the sequences tilted by up to 20°.

During the Cenozoic event (Drift II stage) the samples continued cooling until the present-day temperature, with estimated amount of denudation range from 1200 to 3600 m (Fig. 14e). The Paraná Basin, southern coast and Além Paraíba shear zone samples experienced rapid cooling during the Neogene, after 20 Ma. This episode could be linked to the uplift of the south area and change of the drainage system, including the Paraíba do Sul. Cobbold et al. (2001) and Cogné et al. (2012) suggest that during the uplift of the area, the reactivation of the Precambrian shear zones led to the formation of a new drainage system with continental sediment supply diverted to the northern. The Cenozoic tectonic reactivation of onshore basement and Tertiary basins is also suggested by other authors from thermochronological data (e.g., Cogné et al., 2012; Hiruma et al., 2010; Karl et al., 2013).

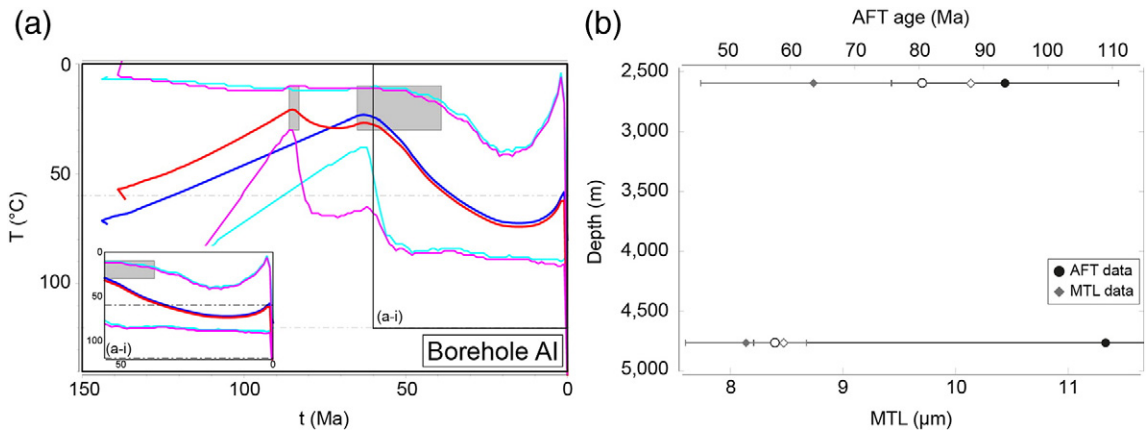


Fig. 13. Thermal history and associated prediction for borehole AI. (a) The expected thermal history for borehole samples. T–t paths of the uppermost (blue) and lowermost (red) samples are shown in heavy lines, together with their 95% credible intervals. The credible intervals for the lower thermal history include the uncertainty inferred for the temperature offset. The grey boxes highlight the stratigraphic age of the samples. Insets (a–i) show burial detail of the T–t models from borehole. (b) Graph of observed (fill symbols) and predicted (open symbols) AFT ages and MTL versus depth.

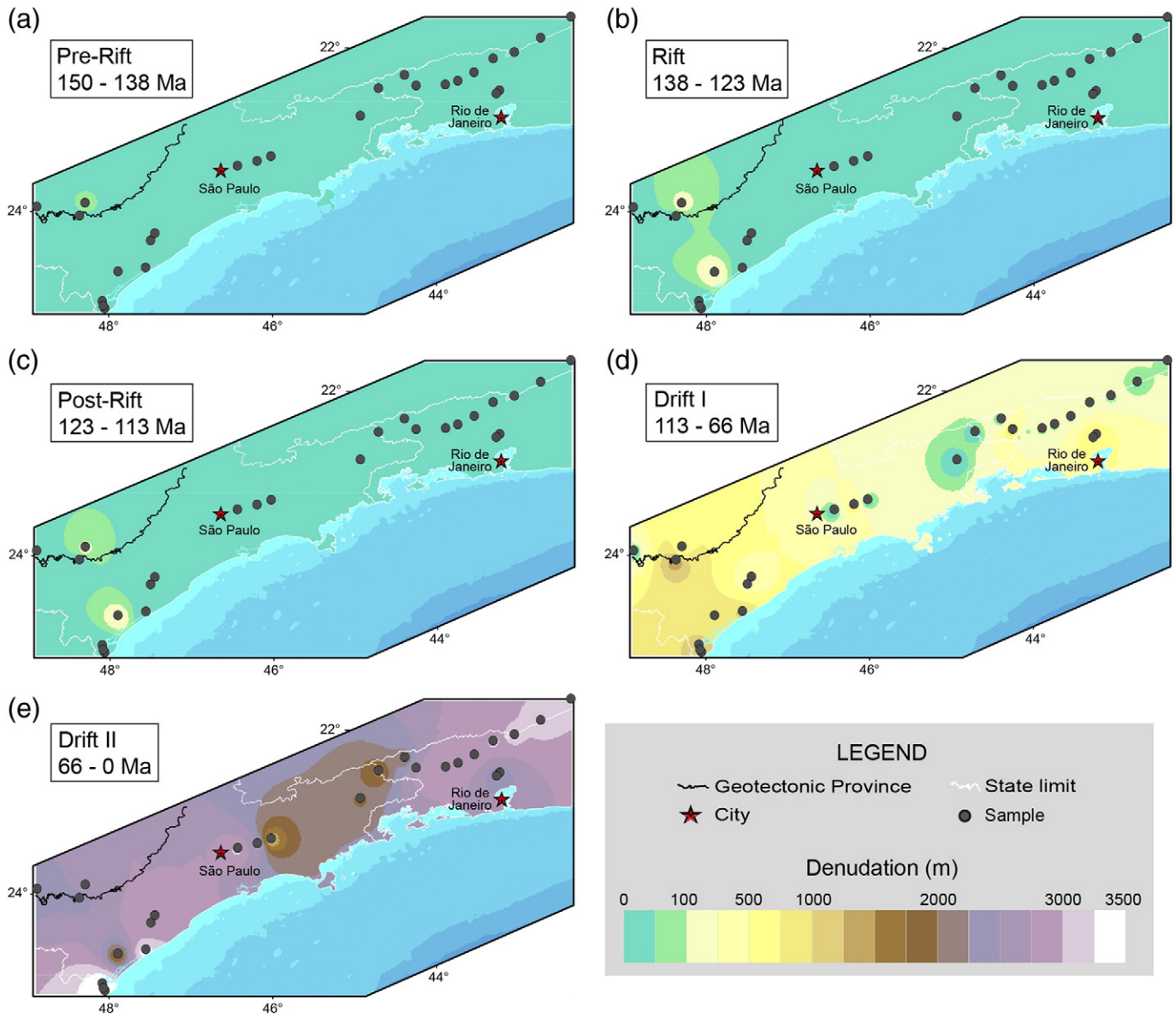


Fig. 14. Reconstructed denudation history of the southeastern Brazilian margin. The maps show the inferred amount and the spatial variation of denudation at different time intervals: (a) 150–138 Ma, (b) 138–123 Ma, (c) 123–113 Ma, (d) 113–66 Ma, and (e) 66–0 Ma.

The onshore erosional history during the Cenozoic may be linked to the sedimentary influx in the offshore basin, with total thicknesses of the basin fill ranging between 300 and 3000 m (Contreras et al., 2010).

5.2. Tectonic-thermal evolution of the borehole samples

All borehole thermal models (Figs. 6–13) indicate burial after deposition, with relative increase in temperature during the Eocene. This temperature increase is interpreted as related to the burial history and magmatic activities in the basin, previously dated at 48.9 Ma (Ar–Ar method; Moreira et al., 2007). This increase affected the tectonic evolution and petroleum accumulation and exploration in the basin. Most AFT ages are equal or younger than the stratigraphic age demonstrating that the samples experienced paleotemperatures below the apatite partial annealing zone (60–120 °C) during burial.

The presence of more than one population of AFT ages in some samples (see Table 2) is considered the result of partial annealing of apatites from different sediment sources and variations in apatite composition (e.g., Barbarand et al., 2003; Green et al., 1985). Different sediment sources are supported by the presence of pre-depositional

ages and single grain ages of the samples. The variations in apatite composition can be observed in the standard deviation of the chlorine content of the samples (Table 2) and show no clear correlation with single grain age. A Late Cretaceous age is present in all samples and linked to the age of the uplift and denudation of the Serra do Mar and Serra da Mantiqueira basement rocks. In passive margins, the sediment supply is principally controlled by rivers eroding the continental land surface, whereby major river systems build submarine fans that may extend directly onto oceanic crust (Allen and Allen, 2013). In onshore Santos Basin, the Paraíba do Sul drainage system promoted the continental erosion and sediment supply to the offshore basin.

The increased burial since the Paleogene caused by sediment influx and flexural-isostatic bending described by Contreras et al. (2010) is evidenced in thermal models. The progressively burial of sedimentary layers over time in sedimentary basins causes thermal maturation (e.g., Allen and Allen, 2013). Thermal modeling (except borehole N) indicates that burial temperature and time residence with consequently organic maturation levels were attained after deposition. The burial of these boreholes during Paleogene was estimated around 2000–2700 m and maximum temperatures of 70–95 °C. Such estimates

are in agreement with denudation performed from basement samples (Fig. 14) and similar to the maximum thickness observed today (Fig. 2). According to Chang et al. (2008), the oil generation window of the Itajaí-Açu Formation (Late Cretaceous) in the Santos Basin started during the Maastrichtian with a generation peak in the Oligocene. Data from the thermal modeling suggest that the oil generation window started at 55–25 Ma and continues until Pliocene–Pleistocene, coincident with the apatite partial annealing zone.

The effect of the temperature indicated by fission track analysis on oil generation depends on the organic matter type and the time–temperature history. Heavier oil components are generally generated first and then cracked into lighter components at higher temperatures, resulting in an oil window between 1000 and 3000 m depth (Hantschel and Kauerauf, 2009).

From Neogene, the offshore thermal models seem to have experienced a change in the burial history. During this period, the southern and central boreholes experienced a phase of cooling, while the northern boreholes experienced a phase of reheating. This period may be linked to the organization of the coast-parallel Paraíba do Sul drainage system, with sediment starvation in the south and center of the Santos Basin and continental sediment supply diverted to the northern (e.g., Contreras et al., 2010; Modica and Brush, 2004). According to Contreras et al. (2010), a high sediment supply increased at 15 Ma and lower accommodation rates resulted in overall progradation in the basin. The reheating observed in thermal models is the consequence of the burial of the northern border. The burial depth of the boreholes was estimated around 400–700 m. However, the northernmost borehole J shows a phase of cooling after 11 Ma (Fig. 9). We cannot exclude the same possibility of burial in this borehole, but the data are not able to resolve this. We suggest that this difference was due to the reactivation of the rift transfer zones. Finally, Cobbold et al. (2001) suggest Neogene left-lateral reactivation of two main transfer zones near Cabo Frio High, culminating in the formation of the Cabo Frio anticline.

6. Conclusions

New AFT data combined with published thermochronology data constrain the thermotectonic evolutionary model of the basement and offshore Santos Basin. The main results of this study are:

- (1) The borehole thermal modeling indicates that the oil generation window started at 55–25 Ma and continued until the Pliocene–Pleistocene.
- (2) A Late Cretaceous event started in the continental basement and is linked to the uplift and denudation of the Serra do Mar and Serra da Mantiqueira. This event is recorded in the single grain ages of the borehole samples.
- (3) The basement samples reached the maximum paleotemperature during the Late Cretaceous, coincident with the final breakup between South America and Africa.
- (4) The basement samples experienced the final cooling during the Cenozoic, with estimated amount of denudation linked to the burial histories of the boreholes until the Neogene.
- (5) A rapid cooling during the Neogene is evidenced and linked to the reactivation along Precambrian shear zones and changes in the Paraíba do Sul drainage system.

Acknowledgements

The authors acknowledge Project FAURGS/FINEP/CTPETRO 21.01.0310.00 for basement samples and Petrobras for borehole samples. The first author thanks CAPES (the research fund of Brazilian Ministry of Education) for the grant (Proex/2013-5). We are grateful to the professor Léo A. Hartmann and the reviewers that led to improvement in the manuscript.

Appendix A. Supplementary data

Supplementary data to this article can be found online at <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2016.07.012>.

References

- Allen, P.A., Allen, J.R., 2013. *Basin Analysis: Principles and Application to Petroleum Play Assessment*. third ed. John Wiley & Sons, London.
- Almeida, F.F.M., Carneiro, C.D.R., Mizusaki, A.M.P., 1996. Correlação do magmatismo das Bacias da Margem Continental Brasileira com o das áreas emersas adjacentes. *Rev. Bras. Geosci.* 23 (3), 125–138.
- Barbarand, J., Carter, A., Wood, I., Hurford, T., 2003. Compositional and structural control of fission track annealing in apatite. *Chem. Geol.* 198 (1), 107–137.
- Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., Pimentel, M.M., 2014. The Brazilian collage in South America: a review. *Braz. J. Geol.* 44 (3), 493–518.
- Burtner, R.L., Nigrini, A., Donelick, R.A., 1994. Thermochronology of Lower Cretaceous source rocks in the Idaho–Wyoming thrust belt. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 78, 1613–1636.
- Chang, H.K., Assine, M.L., Corrêa, F.S., Tinen, J.S., Vidal, A.C., Koike, L., 2008. Sistemas petrolíferos e modelos de acumulação de hidrocarbonetos na Bacia de Santos. *Rev. Bras. Geosci.* 38 (2), 29–46.
- Cobbold, P.R., Meisling, K.E., Mount, V.S., 2001. Reactivation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil. *AAPG Bull.* 85 (11), 1925–1944.
- Cogné, N., Gallagher, K., Cobbold, P.R., Riccomini, C., Gautheron, C., 2012. Post-breakup tectonics in southeast Brazil from thermochronological data and combined inverse-forward thermal history modeling. *J. Geophys. Res.* 117, B11413.
- Contreras, J., Zühlke, R., Bowman, S., Bechstädt, T., 2010. Seismic stratigraphy and subsidence analysis of the southern Brazilian margin (Campos, Santos and Pelotas basins). *Mar. Pet. Geol.* 27 (9), 1952–1980.
- Donelick, R.A., O'Sullivan, P.B., Ketcham, R.A., 2005. Apatite Fission-Track Analysis. In: Reiners, P.W., Ehlers, T.A. (Eds.), *Low-Temperature Thermochronology: Techniques, Interpretations, and Applications*. Reviews in Mineralogy and Geochemistry 58. Mineralogical Society of America, Washington, pp. 49–94.
- Ebert, H.D., Chemale Jr., F., Babinski, M., Artur, A.C., Van Schmus, W.R., 1996. Tectonic setting and U/Pb zircon dating of the plutonic Socorro Complex in the transpressive Rio Paraíba do Sul Shear Belt, SE Brazil. *Tectonics* 15 (2), 688–699.
- Franco-Magalhães, A.O., Hackspacher, P.C., Glasmacher, U.A., Saad, A.R., 2010. Rift to post-rift evolution of a “passive” continental margin: the Ponta Grossa Arch, SE Brazil. *Int. J. Earth Sci.* 99 (7), 1599–1613.
- Franco-Magalhães, A.O.B., Cuglieri, M.A.A., Hackspacher, P.C., Saad, A.R., 2014. Long-term landscape evolution and post-rift reactivation in the southeastern Brazilian passive continental margin: Taubaté basin. *Int. J. Earth Sci.* 103 (2), 441–453.
- Galbraith, R.F., Laslett, G.M., 1993. Statistical models for mixed fission track ages. *Nucl. Tracks Radiat. Meas.* 21, 459–470.
- Gallagher, K., 2012. Transdimensional inverse thermal history modeling for quantitative thermochronology. *J. Geophys. Res.* 117. <http://dx.doi.org/10.1029/2011JB008825>.
- Gallagher, K., Brown, R., 1997. The onshore record of passive margin evolution. *J. Geol. Soc.* 154 (3), 451–457.
- Gallagher, K., Brown, R., 1999. The Mesozoic denudation history of the Atlantic margins of southern Africa and southeast Brazil and the relationship to offshore sedimentation. In: Cameron, N.R., Bate, R.H., Clure, V.S. (Eds.), *The Oil and Gas Habitats of the South Atlantic*. Geological Society, London, pp. 41–53.
- Gallagher, K., Hawkesworth, C.J., Mantovani, M.S.M., 1994. The denudation history of the onshore continental margin of SE Brazil inferred from apatite fission track data. *J. Geophys. Res.* 99 (B9), 18117–18145.
- Gallagher, K., Stephenson, J., Brown, R., Holmes, C., Fitzgerald, P., 2005. Low temperature thermochronology and modeling strategies for multiple samples 1: Vertical profiles. *Earth Planet. Sci. Lett.* 237, 193–208.
- Green, P.F., 1981. A new look at statistics in fission-track dating. *Nucl. Tracks* 5 (1), 77–86.
- Green, P.F., Duddy, I.R., Gleadow, A.J.W., Tingate, P.R., Laslett, G.M., 1985. Fission-track annealing in apatite: track length measurements and the form of the Arrhenius plot. *Nucl. Tracks Radiat. Meas.* 10 (3), 323–328.
- 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., 2004. Consolidation and break-up of the South American platform in Southeastern Brazil: tectonothermal and denudation histories. *Gondwana Res.* 7 (1), 91–101.
- Hamza, V.M., Dias, F.J.S., Gomes, A.J.L., Terceros, Z.G.D., 2005. Numerical and functional representations of regional heat flow in South America. *Phys. Earth Planet. Inter.* 152, 223–256.
- Hantschel, T., Kauerauf, A.I., 2009. *Fundamentals of Basin and Petroleum Systems Modeling*. Springer Science & Business Media, New York.
- Heilbron, M., Mohriak, W.U., Valeriano, C.M., Milani, E.J., Almeida, J., Tupinambá, M., 2000. From collision to extension: the roots of the southeastern continental margin of Brazil. In: Talwani, M. (Ed.) *Atlantic Rifts and Continental Margins*, Geophysical Monograph Series 115. American Geophysical Union, pp. 1–34.
- Hiruma, S.T., Riccomini, C., Modenesi-Gauttieri, M.C., Hackspacher, P.C., Hadler Neto, J.C., Franco-Magalhães, A.O.B., 2010. Denudation history of the Bocaina Plateau, Serra do Mar, southeastern Brazil: relationships to Gondwana breakup and passive margin development. *Gondwana Res.* 18, 674–687.
- Hurford, A.J., 1990. International union of geological sciences subcommittee on geochronology recommendation for the standardization of fission track dating calibration and data reporting. *Nucl. Tracks Radiat. Meas.* 17 (3), 233–236.

- Jelinek, A.R., Chemale, F., van der Beek, P.A., Guadagnin, F., Cupertino, J.A., Viana, A., 2014. Denudation history and landscape evolution of the northern East-Brazilian continental margin from apatite fission-track thermochronology. *J. S. Am. Earth Sci.* 54, 158–181.
- Karl, M., Glasmacher, U.A., Kollenz, S., Franco-Magalhaes, A.O., Stockli, D.F., Hackspacher, P.C., 2013. Evolution of the South Atlantic passive continental margin in southern Brazil derived from zircon and apatite (U–Th–Sm)/He and fission-track data. *Tectonophysics* 604, 224–244.
- Ketcham, R.A., Carter, A.C., Donelick, R.A., Barbarand, J., Hurford, A.J., 2007. Improved modeling of fission-track annealing in apatite. *Am. Mineral.* 92, 799–810.
- Macdonald, D., Gomez-Perez, I., Franzese, J., Spalletti, L., Lawver, L., Gahagan, L., Paton, D., 2003. Mesozoic break-up of SW Gondwana: implications for regional hydrocarbon potential of the southern South Atlantic. *Mar. Pet. Geol.* 20 (3), 287–308.
- Meisling, K.E., Cobbold, P.R., Mount, V.S., 2001. Segmentation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil. *AAPG Bull.* 85 (11), 1903–1924.
- Mizusaki, A.M.P., Thomaz-Filho, A., Cesero, P., 1998. Ages of the magmatism and the opening of the South Atlantic Ocean. *Pesqui. Geociênc.* 25 (1), 47–57.
- Modica, C.J., Brush, E.R., 2004. Postrift sequence stratigraphy, paleogeography, and fill history of the deep-water Santos Basin, offshore southeast Brazil. *AAPG Bull.* 88 (7), 923–945.
- Mohriak, W., Nemčok, M., Enciso, G., 2008. South Atlantic divergent margin evolution: rift-border uplift and salt tectonics in the basins of SE Brazil. *Geol. Soc. Lond., Spec. Publ.* 294 (1), 365–398.
- Moreira, J.L.P., Esteves, C.A., Rodrigues, J.J.G., Vasconcelos, C.S., 2006. Magmatismo, sedimentação e estratigrafia da porção norte da Bacia de Santos. *Bol. Geociênc. Petrobras* 14 (1), 161–170.
- Moreira, J.L.P., Madeira, C.V., Gil, J.A., Machado, M.A.P., 2007. Bacia de Santos. *Bol. Geociênc. Petrobras* 15 (2), 531–549.
- Nürnberg, D., Müller, R.D., 1991. The tectonic evolution of the South Atlantic from Late Jurassic to present. *Tectonophysics* 191, 27–53.
- Raab, M.J., Brown, R.W., Gallagher, K., Weber, K., Gleadow, A.J.W., 2005. Denudational and thermal history of the Early Cretaceous Brandberg and Okenyenya igneous complexes on Namibia's Atlantic passive margin. *Tectonics* 24, TC3006.
- Rabinowitz, P.D., LaBrecque, J., 1979. The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margins. *J. Geophys. Res.* 84, 5973–6002.
- Riccomini, C., Sant'Anna, L.G., Ferrari, A.L., 2004. Evolução geológica do Rift Continental do Sudeste do Brasil. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito-Neves, B.B. (Eds.), *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Edições Beca, São Paulo, pp. 383–405.
- Schmitt, R.S., Frimmel, H.E., Fairchild, T.R., 2008. Neoproterozoic–Early Paleozoic events in Southwest Gondwana: introduction. *Gondwana Res.* 13, 435–436.
- Tello Saenz, C., Hackspacher, P.C., Neto, J.H., Lunes, P.J., Guedes, S., Ribeiro, L.F.B., Paulo, S.R., 2003. Recognition of Cretaceous, Paleocene, and Neogene tectonic reactivation through apatite fission-track analysis in Precambrian areas of southeast Brazil: association with the opening of the South Atlantic Ocean. *J. S. Am. Earth Sci.* 15 (7), 765–774.
- Thomaz Filho, A., Mizusaki, A.M.P., Milani, E.J., Cesero, P., 2000. Rifting and magmatism associated with the South America and Africa break up. *Rev. Bras. Geosci.* 30 (1), 17–19.
- Torsvik, T.H., Rouse, S., Labails, C., Smethurst, M.A., 2009. A new scheme for the opening of the South Atlantic Ocean and the dissection of an Aptian salt basin. *Geophys. J. Int.* 177 (3), 1315–1333.
- Vermeesch, P., 2009. RadialPlotter: a Java application for fission track, luminescence and other radial plots. *Radiat. Meas.* 44, 409–410.
- Zalán, P.V., Wolff, S., Astolfi, M.A.M., Vieira, I.S., Conceição, J.C.J., Appi, V.T., Santos Neto, E.V., Cerqueira, J.R., Marques, A., 1991. The Paraná Basin, Brazil. In: Leighton (Ed.), *Interior Cratonic Basins. Memoir* 51. AAPG, Tulsa, Oklahoma, pp. 681–708.

Porto Alegre, 30 de novembro de 2016.

À

Christie Helouise Engelmann de Oliveira & Andréa Ritter Jelinek

Venho comunicar o recebimento do manuscrito listado, submetido para publicação em *Pesquisas em Geociências*, órgão de divulgação científica editado pelo Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Contudo, para dar prosseguimentos às atividades editoriais, é necessária atenção aos seguintes itens, necessitando, portanto, de nova submissão.

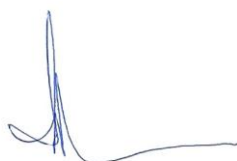
Abaixo seguem alguns itens com inconsistências, dentre os diversos encontrados.

- Os termos referentes aos períodos/sistemas estão, em sua maioria, grafados em espanhol. Rever e ajustar em todo o texto.
- O artifício et al. deve ser grafado em itálico, no texto e nas figuras.
- A figura 8 precisa ser ajustada.
- Há várias correções a serem feitas nas referências bibliográficas.

Agradeço a seleção de *Pesquisas em Geociências* para a publicação de sua contribuição. Uma nova versão é aguardada até o dia 07/12/2016.

Manuscrito 642: História termotectônica da margem continental brasileira a partir de dados de traços de fissão em apatita. Autoras: Christie Helouise Engelmann de Oliveira & Andréa Ritter Jelinek.

Atenciosamente,



Prof. Dr. Paulo Alves de Souza
Editor Chefe

Pesquisas em Geociências

Instituto de Geociências – Departamento de Paleontologia e Estratigrafia

Av. Bento Gonçalves, nº 9500 - Bloco 1 - Prédio 43127

CEP 91.540-000, Porto Alegre, RS, Brasil.

Email: paulo.alves.souza@ufrgs.br



Christie Oliveira <christie.oliveira10@gmail.com>

Submissão de artigo

Christie Oliveira <christie.oliveira10@gmail.com>
Para: Pesquisas em Geociências <pesqgeoc@ufrgs.br>

30 de novembro de 2016 13:07

Prezado Paulo A. Souza,

Em anexo, segue o manuscrito "História termotectônica da margem continental brasileira a partir de dados de traços de fissão em apatita" com as devidas correções/ajustes solicitados.

As correções foram feitas conforme as solicitações, com exceção da referência de Ribeiro *et al.* (2005) (linha 536 do manuscrito original e 541 no manuscrito corrigido), em que "Parana basin" foi publicado sem o acento pelos autores.

Obrigada pelo pronto envio.

Atenciosamente,
Christie H. Engelmann de Oliveira.

[Texto das mensagens anteriores oculto]

2 anexos



Carta submissao.pdf
72K



Engelmann de Oliveira & Jelinek_Pesquisas em Geociências_30nov.pdf
1457K

1 **História termotectônica da margem continental brasileira a partir de dados** 2 **de traços de fissão em apatita**

3 4 **Thermotectonic history of the Brazilian continental margin from apatite** 5 **fission track data**

6
7 Christie Helouise ENGELMANN DE OLIVEIRA¹ & Andréa Ritter JELINEK²

8 ⁽¹⁾ Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do
9 Rio Grande do Sul. Av. Bento Gonçalves, 9.500, CEP 91.501-970, Porto Alegre, Brasil. E-mail:
10 christie.oliveira10@gmail.com.

11 ⁽²⁾ Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Av. Bento Gonçalves,
12 9.500, CEP 91.501-970, Porto Alegre, Brasil. E-mail: andrea.jelinek@ufrgs.br.

13
14 **Resumo** - A margem continental brasileira denota estruturas geomorfológicas moldadas
15 durante vários episódios de atividade tectônica iniciados no Neoproterozoico. Com o
16 objetivo de estabelecer um modelo de história termotectônica para a margem continental
17 brasileira, foi realizada a integração e reinterpretação dos dados traços de fissão em
18 apatita (TFA) disponíveis ao longo de toda a margem continental. As idades TFA variam
19 de ~385-10 Ma. Os dados TFA revelam que a margem continental foi caracterizada por
20 pelo menos três eventos de resfriamento acelerado pós Ciclo Brasiliano: Cretaceo
21 Inferior, Cretaceo Superior e Paleógeno-Neógeno. Os eventos são relacionados aos
22 processos de abertura do Oceano Atlântico Sul e às fases rifte e pós-rifte, com reativações
23 tectônicas ao longo da margem. A Província Mantiqueira e o cráton São Francisco
24 registram eventos de resfriamento mais antigos, desde o Ordoviciano e o Permiano,
25 respectivamente, que afetaram de modo variado diferentes partes dessas províncias como
26 reflexo das orogenias Famatiniana e Gondwanide.

27 **Palavras-chave:** Gondwana, rifte, resfriamento, soerguimento.

28
29 **Abstract** - The Brazilian continental margin shows geomorphological structures formed
30 during several episodes of tectonic activity initiated in the Neoproterozoic. In order to
31 establish a thermotectonic history model for the Brazilian continental margin, an
32 integration and reinterpretation of the apatite fission track (AFT) data was performed.
33 AFT ages range from ~385 to 10 Ma. The AFT data reveal that the continental margin
34 was characterized by at least three accelerated cooling events post Brasiliano Cycle: Early
35 Cretaceous, Late Cretaceous and Paleogene-Neogene. The events are related to the
36 opening processes of the South Atlantic Ocean and to the rift and post-rift phases, with
37 tectonic reactivations along to the margin. The Mantiqueira Province and the São
38 Francisco Craton record the oldest cooling events, from the Ordovician to the Permian,
39 respectively, which affected the various parts in varying ways as evidence of the
40 Famatinian and Gondwanide orogenies.

41 **Keywords:** Gondwana, rift, cooling, uplift.

42 43 44 **1 Introdução**

45

46 A margem continental brasileira denota estruturas geomorfológicas moldadas durante
47 vários episódios de atividade tectônica iniciados no Neoproterozoico, sendo sua topografia e
48 relevo atuais semelhantes em muitos aspectos àqueles de outras margens continentais tipo
49 rifte ao redor do globo terrestre (p. ex., Austrália, oeste da África, Noruega, Índia Ocidental).
50 Ela faz parte do sistema de riftes do Atlântico Sul, originado pela separação do Gondwana
51 Ocidental no Cretáceo Inferior, cuja abertura iniciou-se no sul e propagou-se ao norte ao
52 longo de reativações tectônicas de antigos lineamentos (Nürnberg & Müller, 1991; Meisling
53 *et al.*, 2001; Torsvik *et al.*, 2009). A natureza da margem influenciou o desenvolvimento das
54 bacias sedimentares *offshore* e das bacias intracontinentais, sendo que os sistemas de rifte
55 Mesozoico-Cenozoico paralelos à costa estão presentes também *offshore*. A separação do
56 paleocontinente em ~130 Ma foi afetada por rifteamento generalizado e pelo vulcanismo da
57 Província Paraná-Etendeka (Zalán *et al.*, 1991; Macdonald *et al.*, 2003). A atividade
58 vulcânica relacionada à pluma causou a subida da crosta, incluindo a exposição do
59 embasamento Pré-Cambriano, seguido de erosão e deposição.

60 Há mais de duas décadas, a evolução da história termotectônica da margem
61 continental brasileira vem sendo estudada através da técnica TFA. O método
62 termocronológico de baixa temperatura TFA é utilizado para determinar histórias térmicas da
63 crosta superior terrestre ao longo do tempo (i.e., <150 °C em escalas de tempo de 1-500 Ma;
64 Gallagher & Brown, 1997) e tem sido amplamente utilizado para entender o desenvolvimento
65 de margens tipo rifte, quantificar taxas de exumação e denudação e fornecer idades e taxas de
66 movimentação ao longo de falhas e zonas de cisalhamento (Gallagher & Brown, 1999; Raab
67 *et al.*, 2005; Jelinek *et al.*, 2014). O primeiro estudo com TFA no Brasil foi desenvolvido na
68 margem sudeste por Gallagher *et al.* (1994), e os dados foram interpretados em termos de
69 história térmica e denudação da margem.

70 Neste trabalho, é apresentada uma integração dos dados TFA disponíveis para a
71 margem continental brasileira. Os dados foram interpretados no contexto de tectônica
72 regional, resultando em uma história termotectônica da margem continental brasileira para
73 temperaturas abaixo de ~120 °C, em que os dados indicam que as idades de resfriamento TFA
74 estão relacionadas aos eventos pré-, sin- e pós-rifte. Através do uso de uma plataforma de
75 Sistema de Informação Geográfica e modelamento de dados mostramos como grandes
76 conjuntos de dados regionais podem ser apresentados de maneira que seus padrões de
77 variação possam ser facilmente compreendidos.

78

79

80 2. Área, material e métodos

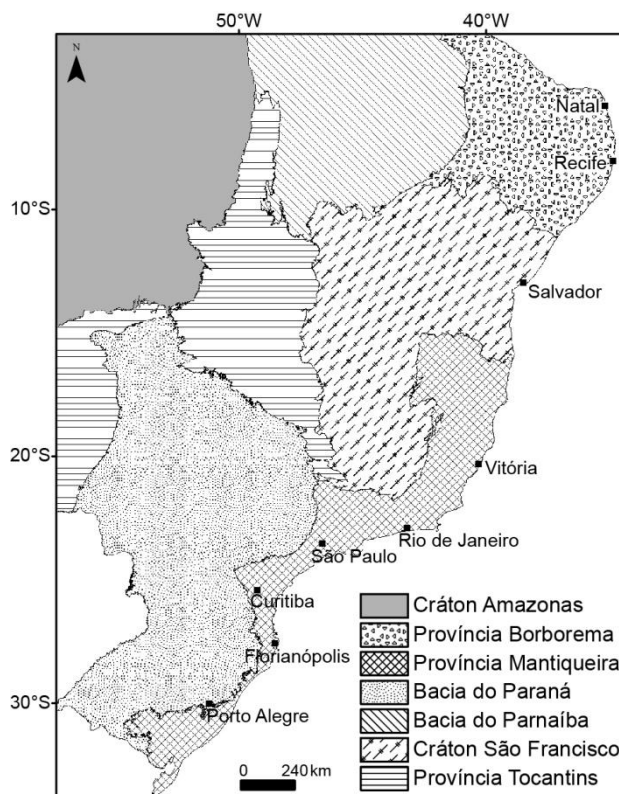
81

82 2.1 Contexto geológico

83

84 A margem continental brasileira resulta da ruptura do paleocontinente Gondwana e
85 está assentada sobre as rochas pré-rifte do embasamento que têm uma longa história
86 geológica. O processo de ruptura do Gondwana Ocidental e consequente abertura do
87 Atlântico Sul começou na parte do sul da América do Sul durante o Triássico Superior-
88 Jurássico Inferior e propagou-se ao norte, alcançando a margem equatorial no Aptiano
89 Superior-Albiano Inferior (Nürnberg & Müller, 1991; Meisling *et al.*, 2001; Torsvik *et al.*,
90 2009). A abertura do Atlântico Sul foi precedida por volumoso magmatismo toleítico
91 induzido pela Pluma Tristão da Cunha entre 145 e 130 Ma, originando a Província Paran-
92 Etendeka, localizada no sul da América do Sul e oeste da África (Zalán *et al.*, 1991; Meisling
93 *et al.*, 2001; Macdonald *et al.*, 2003).

94 As rochas do embasamento revelam uma segmentação ao longo da margem
95 continental brasileira que reflete diferentes províncias estruturais (Fig. 1). Essas províncias
96 foram esboçadas pela primeira vez no trabalho de Almeida *et al.* (1981), com base na natureza
97 do embasamento cristalino e da cobertura sedimentar. Recentemente, no contexto da colagem
98 do Neoproterozoico, Brito Neves & Fuck (2013) revisaram o conceito. A Província da
99 Mantiqueira, situada ao longo da parte sul e sudeste da costa atlântica, ocupa a maior parte da
100 margem, desde o estado do Rio Grande do Sul até parte do estado da Bahia, e é afetada
101 principalmente pelo Ciclo Brasileiro. Na parte sudeste, na área da Bacia de Santos, onde a
102 escarpa da margem tipo rifte é mais claramente expressa, esta província apresenta altitudes
103 superiores a 1500 m (Serra do Mar e Serra da Mantiqueira).



104
 105 Figura 1. Mapa geotectônico das províncias da margem continental brasileira (Modificado de
 106 Brito Neves & Fuck, 2013).

107 *Figure 1. Geotectonic provinces map of the Brazilian continental margin (Modified by Brito*
 108 *Neves & Fuck, 2013).*

109
 110 O cráton São Francisco, contíguo à parte noroeste do cráton do Congo na África
 111 Ocidental antes da ruptura do Pangea (Neves, 2003), cobre quase todo o estado da Bahia e
 112 grande parte do estado de Minas Gerais, e é caracterizado por uma vasta planície interna e
 113 alguns platôs com elevações entre 500 e 1000 m na parte centro-leste (Almeira, 1977;
 114 Almeida *et al.*, 1981). É constituído por rochas intensamente deformadas e metamorfizadas de
 115 idade Arqueana a Paleoproterozoica, sobrepostas pelos sedimentos plataformais Meso- e
 116 Neoproterozoico dos supergrupos de Espinhaço e São Francisco e limitado por cinturões de
 117 dobramento Brasileiro Neoproterozoico desenvolvidos durante as orogenias colisionais que
 118 resultaram na formação do Gondwana Ocidental.

119 A Província da Borborema, localizada na margem nordeste brasileira, foi afetada pelo
 120 intensamente pelo Ciclo Brasileiro e é subdividida em três sub-províncias: sul, Zona
 121 transversal (Central) e norte, limitadas pelos importantes lineamentos brasileiros de Patos e
 122 Pernambuco (Neves, 2003; Van Schmus *et al.*, 2011). A província é coberta a oeste por

123 rochas sedimentares Fanerozoicas e vulcânicas da Bacia do Parnaíba, e ao norte e leste por
124 depósitos costeiros Meso-Cenozoicos. O contexto geomorfológico da província não exibe alto
125 topográficos próximo ao litoral, mas é caracterizado pelo Platô da Borborema, que se eleva da
126 planície costeira até ~1000 m ao norte do rio São Francisco, cuja origem epirogênica está
127 relacionada com a ruptura do supercontinente Gondwana e ao magmatismo intraplaca
128 Cenozoico (Lima *et al.*, 2015).

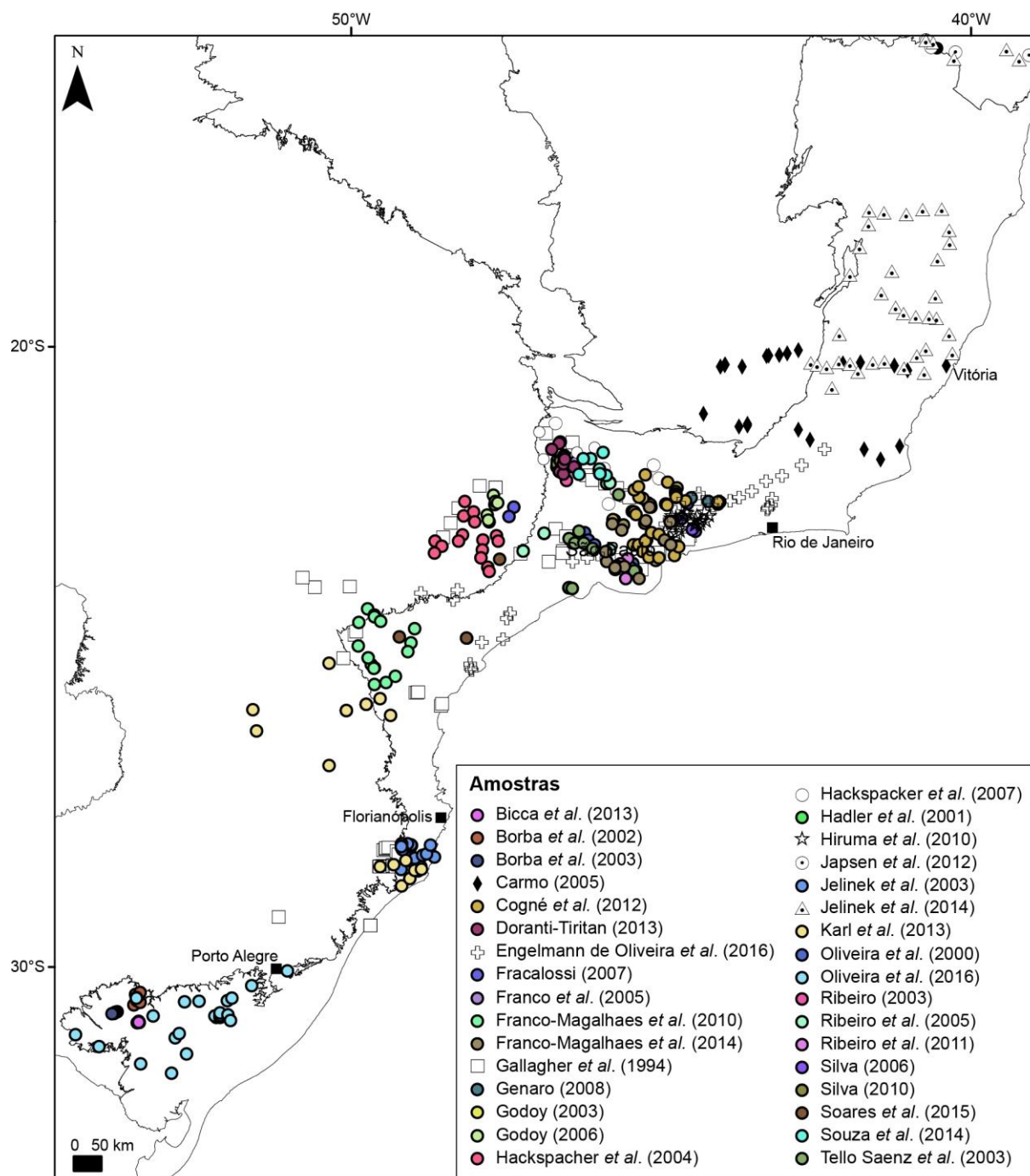
129 A Bacia do Paraná é uma das maiores bacias intracratônicas originada do Ordoviciano
130 ao Cretáceo e localizada na porção sudoeste do supercontinente Gondwana durante o Éon
131 Fanerozoico (Milani, 1997). Seu relevo é constituído por altos planaltos (~1200 m) e cuestas
132 concêntricas drenados pelos rios Uruguai e Paraná. A presença dos maiores fluxos de lava
133 basáltica da Província Paraná-Etendeka na crosta continental e dos milhares de corpos
134 intrusivos de diabásio associados, evidenciam uma história térmica incomum que resultou na
135 deformação dos estratos.

136

137 2.2 Dados

138

139 A base de dados utilizada foi constituída por uma série de dados publicados nos
140 últimos 22 anos por diferentes autores (Fig. 2 e 3), resultando em um total de 742 amostras
141 com idades TFA e 592 comprimentos médios de traços (MTL). As altitudes registradas para
142 cada amostra e os eventos termotectônicos obtidos em cada trabalho também foram utilizados
143 no banco de dados para posterior correlação e interpretação. O conjunto de dados foi
144 estruturado no *software* ArcGis em um mesmo sistema de projeção e *datum* (UTM-WGS-84).
145 Os mapas de contorno foram modelados utilizando o método de interpolação por Vizinho
146 Natural (*Natural Neighbor*), que não confere tendências e trabalha igualmente bem com
147 dados regularmente e irregularmente distribuídos.

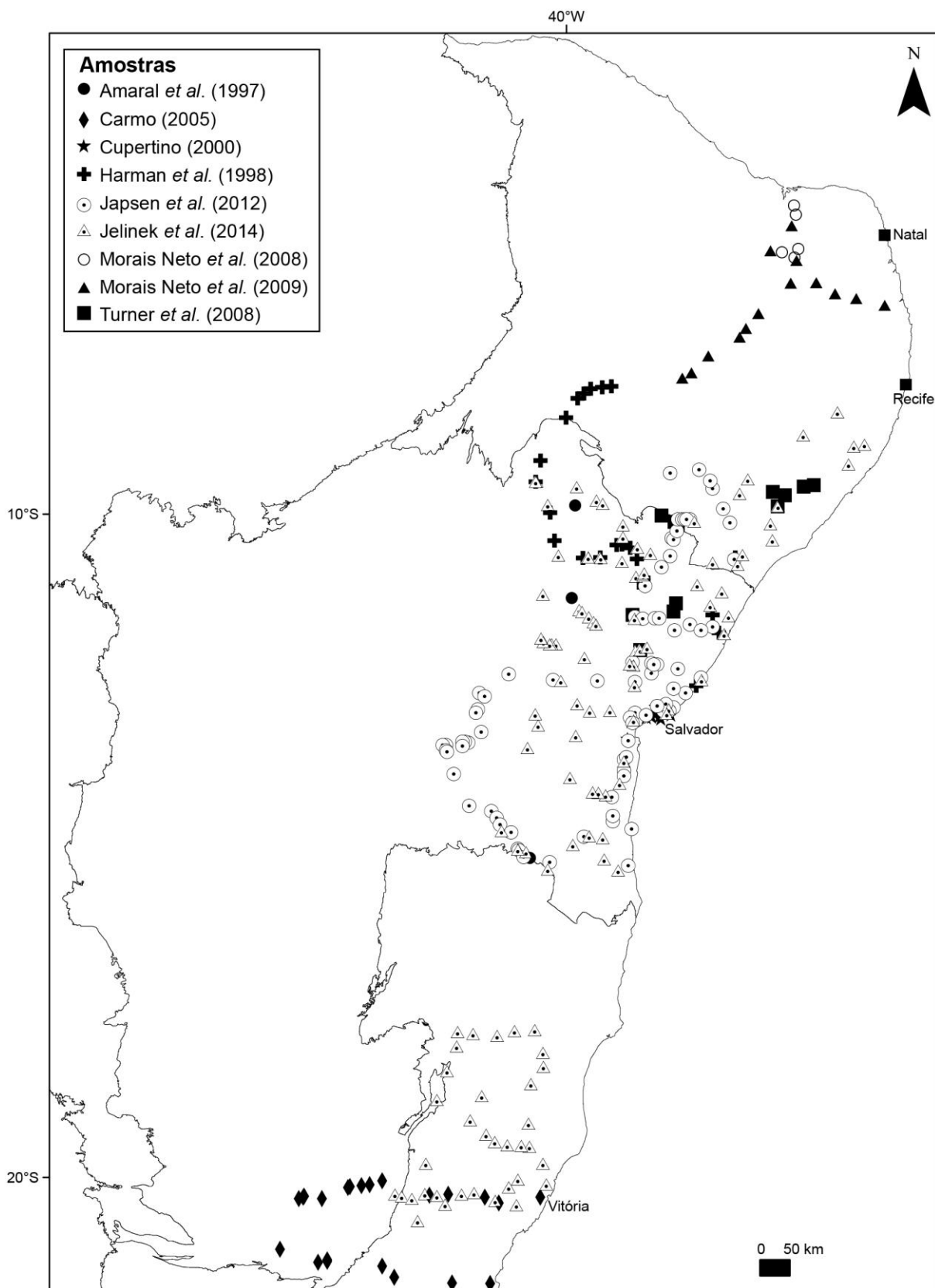


148

149 Figura 2. Mapa com a localização dos dados TFA publicados na margem sul, sudeste e leste
 150 do Brasil (Província Mantiqueira e Pacia do Paraná).

151 *Figure 2. Location map of the published AFTA data in the south, southeast and east Brazilian*
 152 *margin (Mantiqueira Province and Paraná Basin).*

153



154

155 Figura 3. Mapa com a localização dos dados TFA publicados na região norte da Província

156 Mantiqueira, cráton São Francisco e Província Borborema.

157 *Figure 3. Location map of the published AFTA data in the northern region of the Mantiqueira*
158 *Province, San Francisco craton and Borborema Province.*

159

160 2.3 Método traços de fissão em apatita

161

162 O método TFA (Jelinek *et al.*, 2010) baseia-se no fenômeno de que a fissão
163 espontânea dos átomos de ^{238}U contido no retículo cristalino da apatita causa danos a este
164 retículo (traços de fissão). Estes traços formam-se a uma taxa constante, determinada pela
165 constante de decaimento da fissão espontânea do ^{238}U . O número de traços presentes num
166 dado cristal de apatita depende tanto da concentração de urânio quanto do tempo que este
167 traços demoraram para acumular-se. Através da contagem do número de traços que
168 interceptam a superfície interna do cristal e do seu conteúdo de urânio, a idade traços de fissão
169 pode ser calculada.

170 A temperatura afeta significativamente a quantidade e o comprimento dos traços de
171 fissão. Quando os traços são submetidos a temperaturas superiores àquelas de bloqueio para
172 um dado termocronômetro, $>60\text{ }^{\circ}\text{C}$ no caso do TFA, os traços sofrem encurtamento e redução
173 na densidade, processo este chamado de *annealing* (Jelinek *et al.*, 2010). Portanto, os dados
174 de comprimento dos traços de fissão fornecem informações sobre as variações de temperatura
175 experimentadas pela rocha hospedeira, enquanto que a idade traços de fissão fornece
176 informações sobre a duração dessas variações. A um elevado nível de *annealing*, acima de
177 $\sim 120\text{ }^{\circ}\text{C}$ durante escalas de tempo geológico, todos os traços são apagados e os seus
178 comprimentos e idade traços de fissão são reduzidos a zero. Maiores detalhes sobre o método
179 TFA são apresentados por Gleadow (1981), Green (1981), Laslett *et al.* (1987), Donelick *et*
180 *al.* (2005), Tagami & O'Sullivan (2005) e Jelinek *et al.* (2010).

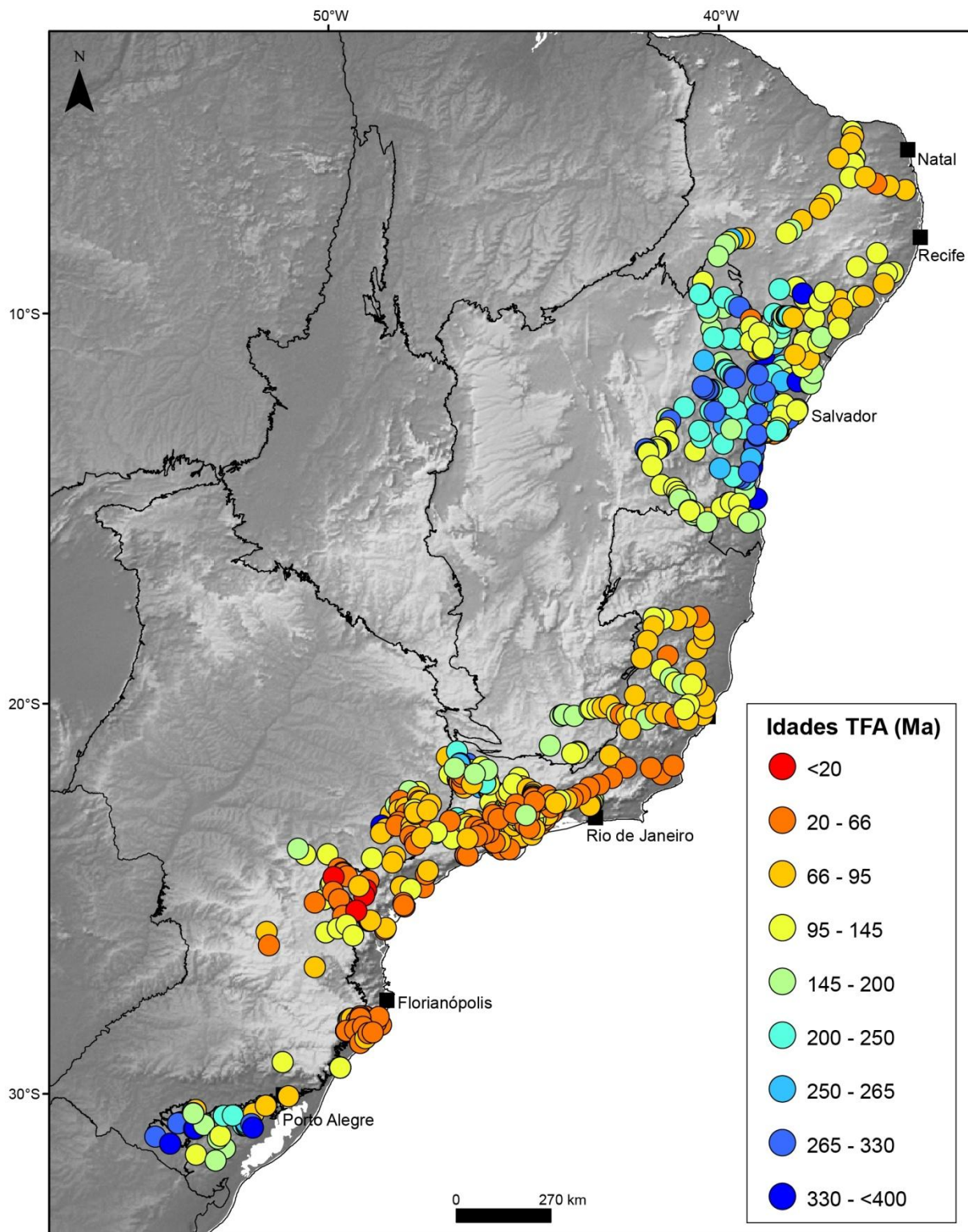
181

182 3 Resultados

183

184 As idades TFA da margem continental brasileira variam de ~ 385 a ~ 10 Ma (Fig. 4) e
185 todas são consideravelmente mais jovens do que a idade de cristalização ou metamorfismo
186 das rochas hospedeiras, indicando que foram expostas a temperaturas elevadas no passado e
187 que muitas experimentaram temperaturas acima $120\text{ }^{\circ}\text{C}$, ocorrendo o total *annealing* das
188 idades. As figuras 4 e 5 mostram claramente que as idades TFA próximas à costa atual do
189 sudeste e nordeste brasileiro são relativamente jovens (20-100 Ma) e consideravelmente mais

190 jovens do que a idade da separação entre América do Sul e África. As idades TFA mais
 191 antigas do que a idade de ruptura do SW Gondwana (~195 Ma) ocorrem somente nas partes
 192 interiores da margem continental, no extremo sul da Província Mantiqueira (estado do Rio
 193 Grande do Sul), e no leste do cráton São Francisco.
 194

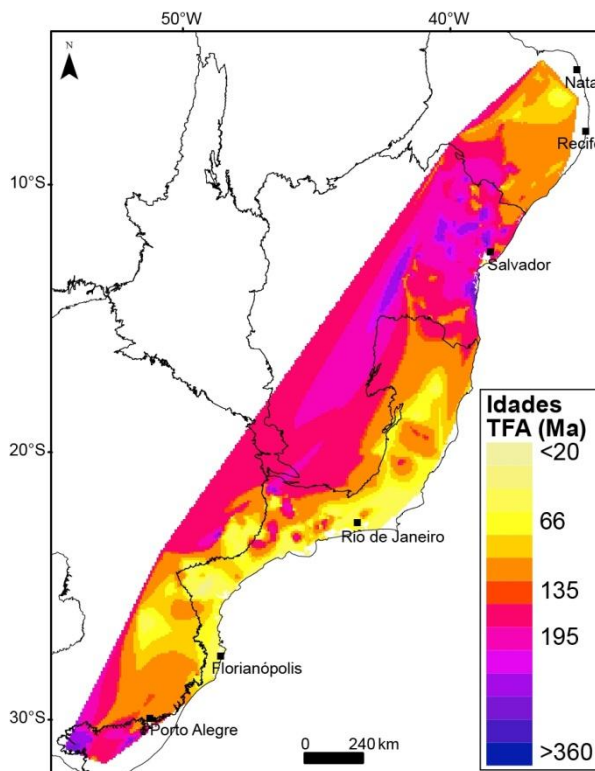


195

196 Figura 4. Mapa das idades TFA da margem continental brasileira.

197 *Figure 4. AFT age map for Brazilian continental margin.*

198



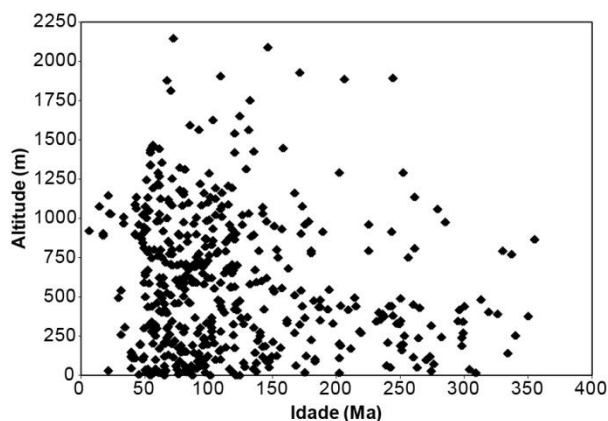
199

200 Figura 5. Mapa de contorno das idades TFA ao longo da margem continental brasileira.

201 *Figure 5. Contour map of AFT ages across the Brazilian continental margin.*

202

203 Em geral, não há uma clara relação entre a idade TFA e a altitude (Fig. 6). No entanto,
 204 as idades TFA >200 Ma tendem a estar associadas a altitudes mais baixas (<500 m). A
 205 maioria das amostras com idade TFA do Cretáceo e Cenozoico apresentam MTL >11,5 μm
 206 (Fig. 7). Diversos autores (p. ex., Gallagher *et al.*, 1994, Cogné *et al.*, 2011) interpretaram a
 207 relação entre a idade TFA e o MTL na margem brasileira como um gráfico *boomerang*. Green
 208 (1986) demonstrou que esse padrão côncavo (*concave-up*) ocorre quando uma região
 209 experimenta uma fase de denudação acelerada, e é caracterizada por uma diminuição inicial
 210 nos MTL e idade, para um comprimento médio mínimo com idades intermediárias, seguido
 211 de um aumento progressivo nos MTL com idades sucessivamente mais jovens. No entanto, a
 212 relação entre as idades TFA e os MTL da margem brasileira (Fig. 7) não mostra um gráfico
 213 *boomerang* ideal, sugerindo uma complexa história térmica envolvendo vários episódios de
 214 resfriamento.

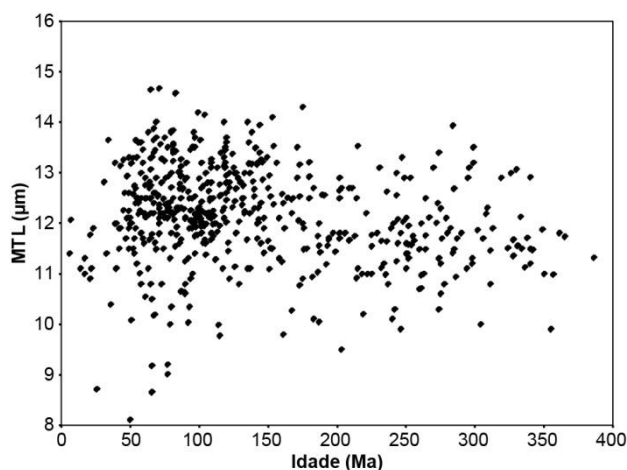


215

216 Figura 6. Relação entre as idades TFA e a altitude das amostras.

217 *Figure 6. Relationship between AFT ages and elevation of the samples.*

218



219

220 Figura 7. Relação entre as idades TFA e os MTL para todo o conjunto de dados.

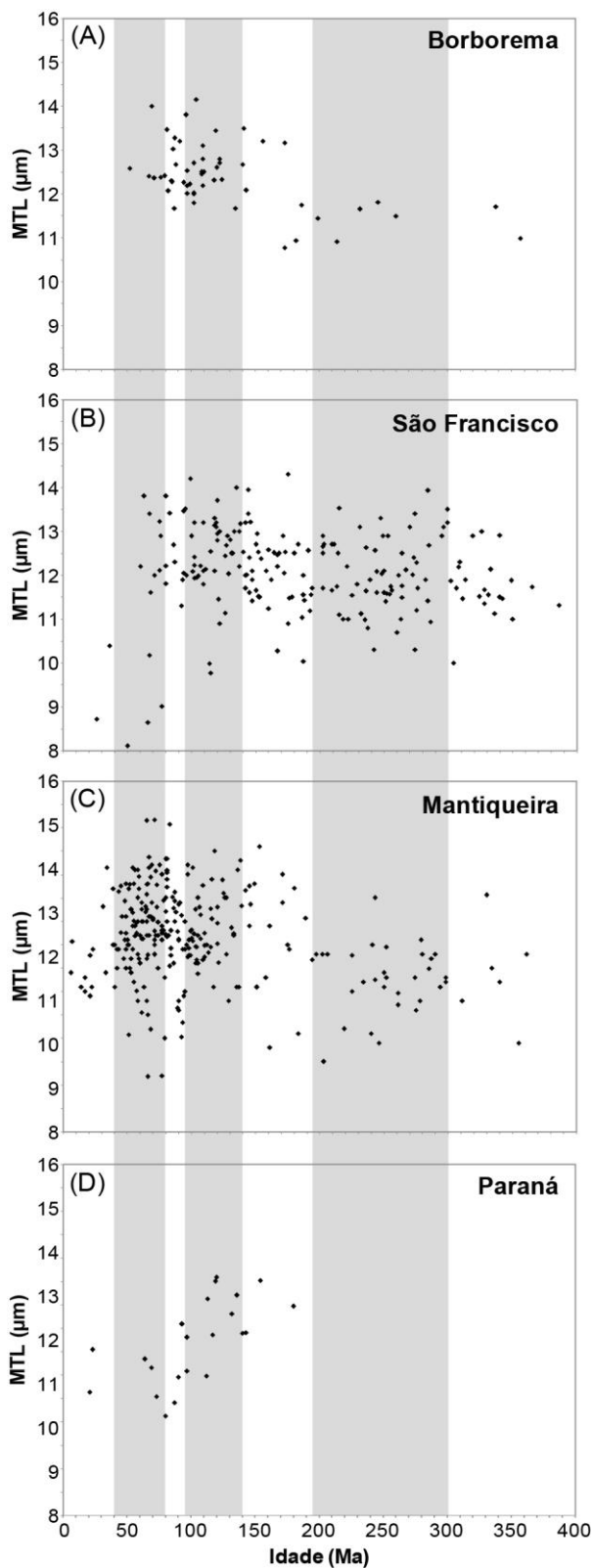
221 *Figure 7. Relationship between AFT ages and MTL for the entire dataset.*

222

223 Todas as províncias estruturais (Fig. 8) apresentam longos MTL e idades AFT
 224 associadas com a separação continental entre América do Sul e África (~135-95 Ma),
 225 relacionados ao episódio de resfriamento e denudação que levou à formação dessas margens.
 226 Outro episódio de resfriamento, exceto para a Bacia do Paraná, pode ser inferido durante o
 227 magmatismo do Cretaceo Superior e do Paleógeno (Fig. 8A, 8B e 8C), e indica que as
 228 amostras resfriaram rapidamente a partir de temperaturas de ~120 °C no momento indicado
 229 pela idade TFA.

230 A Bacia do Paraná registra apenas idades após a ruptura do SW Gondwana (Fig. 8D),
 231 com a maioria das idades datando do magmatismo Paraná-Etendeka, como consequência da
 232 influência térmica e total *annealing* em termos de idades traços de fissão. As distribuições dos

233 MTL nas amostras desta província são particularmente intermediários a curtos (<14 μm , Fig.
234 8D). Tais distribuições de MTL podem ser qualitativamente interpretadas em termos de
235 arrefecimento prolongado, como consequência da lenta denudação ocorrida após a ruptura.
236



238 Figura 8. Relação entre as idades TFA e os MTL para as amostras da (A) Província
239 Borborema (A), cráton São Francisco (B), Província Mantiqueira (C) e Bacia do Paraná (D).
240 As três faixas sombreadas indicam o tempo aproximado antes da ruptura do SW Gondwana
241 (cerca de 195 Ma), o intervalo de tempo da separação entre América do Sul e África (135-95
242 Ma) e o magmatismo do Cretacico Superior e Paleogénico (80-40 Ma).

243 *Figure 8. Relationship between AFT ages and MTL for the samples from Borborema Province*
244 *(A), São Francisco craton (B), Mantiqueira Province (C) and Paraná Basin (D). The three*
245 *shaded bands indicate the approximate time before of SW Gondwana breakup (ca. 195 Ma),*
246 *the spread time of South America and Africa breakup (135-95 Ma) and the Late Cretaceous*
247 *and Paleogene magmatism (80-40 Ma).*

248

249

250 **4 Discussão dos resultados**

251

252 Dados TFA fornecem importantes informações termotectônicas dos eventos ocorridos
253 ao longo dos últimos 500 Ma na história geológica. Em escala regional, a resposta
254 geomorfológica aos processos de rifteamento e ruptura continental, indicada pela cronologia,
255 variou significativamente ao longo da margem continental brasileira (Fig. 4 e 5). Os dados
256 TFA mostram que o desenvolvimento pós Ciclo Brasileiro da margem brasileira foi
257 caracterizado por pelo menos três eventos de resfriamento acelerado: Cretaceo Inferior,
258 Cretaceo Superior e Paleógeno-Neógeno. Somente a Província Mantiqueira e o cráton São
259 Francisco registram eventos de resfriamento mais antigos desde o Ordoviciano e o Permiano,
260 respectivamente, que afetaram de modo variado diferentes partes dessas províncias.

261 Na margem extremo sul da Província Mantiqueira (estado do Rio Grande do Sul), as
262 antigas idades TFA estão relacionadas ao resfriamento contínuo e relativamente lento durante
263 o Paleozoico (Ordoviciano ao Permiano), e refletem o possível soerguimento da área em
264 resposta à colisão entre o terreno Precordillera e o cráton Rio de la Plata, na margem oeste do
265 Gondwana Ocidental durante as orogenias Famatiniana e Gondwanide (Oliveira *et al.*, 2016).
266 Esta parte da margem brasileira é caracterizada por uma topografia relativamente baixa e uma
267 grande planície costeira, não apresentando uma característica morfológica de margem
268 continental passiva. De modo contrário, a margem continental sudeste e leste brasileira, parte
269 da Província Mantiqueira, apresenta uma morfologia de margem continental passiva
270 característica, com as bacias sedimentares *offshore* (bacias de Santos, Campos e Espírito

271 Santo) separadas da região continental elevada (Serra do Mar e Serra da Mantiqueira) por
272 uma planície costeira relativamente estreita (Gallagher *et al.*, 1994). As idades TFA refletem
273 esta morfologia de margem passiva, com um aumento das idades de 40-90 Ma na planície
274 costeira para >300 Ma no interior continental, configurando uma maior denudação na
275 planície, como sugerido por diversos autores (p. ex., Gallagher *et al.*, 1994, 1995; Gallagher
276 and Brown, 1999; Carmo, 2005; Hiruma *et al.*, 2010; Engelmann de Oliveira *et al.*, 2016).

277 Os dados da região sudeste do Brasil também apresentam idades significativamente
278 mais jovens do que a idade do rifteamento que levou à formação da margem continental (Fig.
279 4 e 8). Para a maior parte da margem, e por grande parte dos autores relacionados (Fig. 2 e 3),
280 o resfriamento relativamente rápido durante o Paleógeno-Neógeno é interpretado como
281 resultado de episódios de aumento nas taxas de denudação relacionados à formação e
282 reativação de blocos de falha de alto ângulo que se moveram em resposta às tensões
283 intraplaca. Os episódios de denudação também são contemporâneos à deposição de rochas
284 sedimentares clásticas nas bacias da margem sudeste brasileira. Diversos autores (p. ex.,
285 Gallagher *et al.*, 1994, 1995; Hiruma *et al.*, 2010; Jelinek *et al.*, 2014; Engelmann de Oliveira
286 *et al.*, 2016) discutem que as altas taxas de denudação pós-rifte indicadas para a margem,
287 provavelmente refletem a geometria e o momento da reativação tectônica pós-rifte de
288 estruturas intracontinentais maiores, e as taxas de denudação são correlacionáveis às
289 espessuras do registro sedimentar *offshore* nas bacias de Santos e Espírito Santo.

290 O Arco de Ponta Grossa, na região de Curitiba, apresenta as idades TFA mais jovens
291 de toda a margem continental (Fig. 4; Franco-Magalhaes *et al.*, 2010). A região é um alto
292 topográfico caracterizado por um grande número de diques associados ao magmatismo
293 Paraná-Etendeka e limitado por zonas de cisalhamento NW-SE (Zalán *et al.*, 1990). Segundo
294 Gallagher *et al.* (1994), as amostras presentes nesta região sofreram *annealing* total em
295 termos de idade de traços de fissão, como consequência da influência térmica do magmatismo
296 a aproximadamente 130 Ma. No entanto, isso teria sido efetivamente instantâneo e seria
297 esperado que todas as idades TFA fossem semelhantes à idade do magmatismo. Desta forma,
298 Franco-Magalhaes *et al.* (2010) atribuem as idades mais jovens (<20 Ma) à reativação das
299 zonas de cisalhamento do Pré-Cambriano e ao soerguimento/exumação da área, levando à
300 formação de bacias terciárias. A reativação tectônica Cenozoica do embasamento continental
301 e consequente formação das bacias terciárias também é sugerida por outros autores na
302 margem sudeste (p. ex., Hiruma *et al.*, 2010; Cogné *et al.*, 2012; Karl *et al.*, 2013; Engelmann
303 de Oliveira *et al.*, 2016).

304 Ao contrário da margem sudeste, a margem nordeste, na região do cráton São
305 Francisco, registra idades TFA mais antigas e um episódio de resfriamento durante o
306 Permiano e Jurássico Inferior, reflexo da Orogenia Gondwanide (Jelinek *et al.*, 2014). Esta
307 região é típica da região semi-árida do nordeste caracterizada como um pediplano, com relevo
308 monótono, vales estreitos e vertentes dissecadas, conhecida como Depressão Sertaneja. Os
309 modelos de história térmica apresentados por Jelinek *et al.* (2014) não mostram evidência de
310 resfriamento significativo durante a formação das bacias de margem passiva nesta região, o
311 que implica que a área não foi significativamente afetada pelos processos tectônicos e
312 térmicos relacionados ao rifteamento. Os modelos são apoiados pela evolução das bacias do
313 nordeste, que apresentam fases essencialmente não-magmáticas pré-rifte e rifte (Chang *et al.*,
314 1992). O magmatismo nesta parte da margem está registrado ao sul (banco de Abrolhos e
315 Royal Charlotte) e ocorreu durante o estágio pós-rifte, entre 60 e 40 Ma, relacionado ao
316 movimento da placa Sul-Americana sobre *hotspots* (Chang *et al.*, 1992, Mizusaki *et al.*,
317 2002).

318 As idades TFA da Província Borborema são claramente mais jovens que as idades do
319 cráton São Francisco, sendo que a maior parte é relacionada ao evento de resfriamento do
320 Cretáceo (Fig. 8), correspondente à abertura do Oceano Atlântico Sul. Lima *et al.* (2015),
321 utilizando métodos sísmicos, sugerem que o soerguimento do Platô Borborema foi causado
322 por desequilíbrio térmico na crosta durante a ruptura do Gondwana e abertura do Oceano
323 Atlântico Sul, no período Cretáceo. O desequilíbrio térmico e o magmatismo sin- e pós-rifte
324 (60-40 Ma) presentes ao longo da margem equatorial brasileira, na Província Borborema
325 (Mizusaki *et al.*, 2002), influenciaram a evolução dessa margem e registraram esses eventos
326 nas idades TFA.

327 Esse padrão de idades TFA e eventos de resfriamento ao longo da margem continental
328 brasileira não estão apenas relacionados ao processo de rifteamento, mas envolvem outros
329 processos importantes como: (i) soerguimento isostático em resposta à denudação da margem
330 continental e sedimentação nas bacias *onshore* e *offshore*, sugeridos e detalhados por
331 Gilchrist & Summerfield (1994) e Gallagher *et al.* (1994); e, (ii) magmatismo pós-rifte e
332 reativação tectônica das principais estruturas intracontinentais, que ocasionaram uma
333 denudação localmente acelerada sobreposta ao padrão regional secular (Gallagher e Brown,
334 1999; Cobbold *et al.*, 2001).

335

336

337 **5 Conclusões**

338

339 Os dados TFA discutidos por diferentes autores ao longo dos anos e integrados neste
340 trabalho, permitiram estabelecer um modelo de história termotectônica para a margem
341 continental brasileira, que é complexo e reflete controles litológicos e estruturais. Os
342 principais resultados são:

343 (1) As idades TFA variam de ~385-10 Ma e todas são consideravelmente mais jovens
344 do que a idade de cristalização ou metamorfismo de suas rochas hospedeiras. A presença de
345 um grande número de amostras com idades entre 135 e 66 Ma é relacionada à separação
346 continental e subsequente magmatismo e reativações tectônicas do Cretaceo Superior ao
347 Paleógeno.

348 (2) Os dados TFA da margem continental sudeste brasileira mostram uma tendência
349 geral semelhante à observada em outras margens do tipo rifte, com idades mais jovens em
350 direção à costa.

351 (3) A maioria das idades TFA da Província Borborema está relacionada ao evento de
352 resfriamento do Cretaceo, associado à abertura do Oceano Atlântico Sul.

353 (4) A Província Mantiqueira e o cráton São Francisco registram os eventos de
354 resfriamento mais antigos, desde o Ordoviciano e o Permiano, respectivamente, que afetaram
355 de modo variado diferentes partes destas províncias e refletem as orogenias Famatiniana e
356 Gondwanide.

357

358 **Agradecimentos** - Este estudo constitui parte da tese de doutorado da primeira autora junto ao
359 Programa de Pós-graduação em Geociências da UFRGS.

360

361

362 **Referências bibliográficas**

363

364 Almeida, F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7: 349-
365 364.

366 Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B. & Fuck, R.A. 1981. Brazilian structural
367 provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, 17(1-2): 1-29.

368 Amaral, G., Born, H., Hadler, J.C.N., Iunes, P.J., Kawashita, K., Machado Jr., D.L., Oliveira,
369 E.P., Paulo, S.R. & Tello, C.A.S. 1997. Fission track analysis of apatites from Sao

- 370 Francisco craton and Mesozoic alkaline-carbonatite complexes from central and
371 southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 10(3): 285-294.
- 372 Bicca, M.M., Chemale Jr., F., Jelinek, A.R., Oliveira, C.H.E., Guadagnin, F. & Armstrong, R.
373 2013. Tectonic evolution and provenance of the Santa Bárbara Group, Camaquã
374 Mines region, Rio Grande do Sul, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*,
375 48: 173-192.
- 376 Borba, A.W., Lima, E.F., Vignol-Lelargel, M.L.M., Mizusaki, A.M.P., Sparrenberg, I. &
377 Barros, C.E. 2003. Significance of Late Paleozoic Fission-track Ages in Volcanic
378 Rocks from the Lavras Do Sul Region, Southernmost Brazil. *Gondwana Research*, 6:
379 79-88.
- 380 Borba, A.W., Vignol-Lelargel, M.L.M. & Mizusaki, A.M.P. 2002. Uplift and denudation of
381 the Caçapava do Sul granitoids (southern Brazil) during Late Paleozoic and Mesozoic:
382 constraints from apatite fission-track data. *Journal of South American Earth Sciences*,
383 15: 683-692.
- 384 Brito Neves, B.B. & Fuck, R.A. 2013. Neoproterozoic evolution of the basement of the
385 South-American platform. *Journal of South American Earth Sciences*, 47: 72-89.
- 386 Carmo, I.O. 2005. *Geocronologia do Intemperismo Cenozóico no Sudeste do Brasil*. Rio de
387 Janeiro, 134p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geologia,
388 Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- 389 Chang, H.K., Kowsmann, R.O., Figueiredo, A.M.F. & Bender, A. 1992. Tectonics and
390 stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview. *Tectonophysics*, 213(1): 97-
391 138.
- 392 Cobbold, P.R., Meisling, K.E. & Mount, V.S. 2001. Reactivation of an obliquely rifted
393 margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil. *AAPG Bulletin*, 85 (11):
394 1925–1944.
- 395 Cogné, N., Gallagher, K., & Cobbold, P.R. 2011. Post-rift reactivation of the onshore margin
396 of southeast Brazil: evidence from apatite (U–Th)/He and fission-track data. *Earth and*
397 *Planetary Science Letters*, 309(1): 118-130.
- 398 Cogné, N., Gallagher, K., Cobbold, P.R., Riccomini, C. & Gautheron, C. 2012. Post-breakup
399 tectonics in southeast Brazil from thermochronological data and combined inverse-
400 forward thermal history modeling. *Journal of Geophysical Research*, 117: B11413.
- 401 Cupertino, J.A. 2000. *Evolução tectono-climática na fase Rife das bacias de Camamu, parte*
402 *norte, e sul do Recôncavo, com ênfase na utilização de isótopos estáveis e traços de*

- 403 *fissão*. Porto Alegre. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências,
404 Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- 405 Donelick, R.A., O'Sullivan, P.B. & Ketcham, R.A. 2005. Apatite Fission-Track Analysis. *In*:
406 Reiners, P.W., Ehlers, T.A. (Ed.). *Low-Temperature Thermochronology: Techniques,*
407 *Interpretations, and Applications*. Washington: Mineralogical Society of America,
408 Reviews in Mineralogy and Geochemistry, v. 58, p. 49-94.
- 409 Doranti-Tiritan, C. 2013. *Evolução Geomórfica e Modelagem Termocinemática 3D da*
410 *Região do Maciço Alcalino de Poços de Caldas (SP/MG)*. Rio Claro, 160p. Tese de
411 Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geologia Regional, Instituto de
412 Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
- 413 Engelmann de Oliveira, C.H.E., Jelinek, A.R., Chemale, F. & Cupertino, J.A. 2016.
414 Thermotectonic history of the southeastern Brazilian margin: Evidence from apatite
415 fission track data of the offshore Santos Basin and continental basement.
416 *Tectonophysics*, 685: 21-34.
- 417 Fracalossi, C.P. 2007. *Uso da termocronologia por traços de fissão em apatita no*
418 *reconhecimento de áreas de recarga e análises isotópicas de $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ em águas*
419 *subterrâneas do aquífero Itararé no município de Americana (SP)*. Rio Claro, 81p.
420 Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade
421 Estadual Paulista.
- 422 Franco, A.O., Hackspacher, P.C., Godoy, D.F., Ribeiro, L.F.B. & Guedes, S. 2005. História
423 Térmica do Maciço Alcalino de Poços de Caldas (SP/ MP) e Adjacências Através da
424 Análise de Datação Por Traços de Fissão em Apatitas. *Revista Brasileira de*
425 *Geociências*, 35(3): 351-358.
- 426 Franco-Magalhaes, A.O., Hackspacher, P.C., Glasmacher, U.A. & Saad, A.R. 2010. Rift to
427 post-rift evolution of a “passive” continental margin: the Ponta Grossa Arch, SE
428 Brazil. *International Journal of Earth Sciences*, 99(7): 1599-1613.
- 429 Franco-Magalhaes, A.O.B., Cuglieri, M.A.A., Hackspacher, P.C. & Saad, A.R. 2014. Long-
430 term landscape evolution and post-rift reactivation in the southeastern Brazilian
431 passive continental margin: Taubaté basin. *International Journal of Earth Sciences*,
432 103(2): 441-453.
- 433 Gallagher, K. & Brown, R. 1997. The onshore record of passive margin evolution. *Journal of*
434 *the Geological Society*, 154(3): 451-457.

- 435 Gallagher, K. & Brown, R. 1999. The Mesozoic denudation history of the Atlantic margins of
436 southern Africa and southeast Brazil and the relationship to offshore
437 sedimentation. *Geological Society, London, Special Publications*, 153(1): 41-53.
- 438 Gallagher, K., Hawkesworth, C.J. & Mantovani, M.S.M. 1994. The denudation history of the
439 onshore continental margin of SE Brazil inferred from apatite fission track data.
440 *Journal of Geophysical Research*, 99(B9): 18117-18145.
- 441 Genaro, D.T. 2008. *Contribuição ao conhecimento de processos atuantes no rifteamento*
442 *continental, por traços de fissão em zircões e apatitas, aplicados no rift continental do*
443 *sudeste do Brasil, bacias de Taubaté, Resende, Volta Redonda e circunvizinhanças.*
444 Rio Claro, 131p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em
445 Geociências, Universidade Estadual Paulista.
- 446 Gilchrist, A.R. & Summerfield, M.A. 1994. Tectonic models of passive margin evolution and
447 their implications for theories of long-term landscape development. In: Kirkby, M.J.
448 (Ed.). *Process Models and Theoretical Geomorphology*. John Wiley and Sons,
449 Chichester, p. 55-84.
- 450 Gleadow, A.J.W. 1981. Fission-track dating methods: what are the real alternatives? *Nuclear*
451 *Tracks*, 5: 3-14.
- 452 Godoy, D.F. 2003. *História térmica e denudação do maciço alcalino de Poços de Caldas e*
453 *circunvizinhanças: Área Norte*. Rio Claro, 74p. Trabalho de conclusão de curso,
454 Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
- 455 Godoy, D.F. 2006. *Termotectônica por traços de fissão em apatitas dos altos estruturais de*
456 *Pitanga, Pau d'Álho e Jibóia-centro do Estado de São Paulo*. Rio Claro, 86p.
457 Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade
458 Estadual Paulista.
- 459 Green, P.F. 1981. A new look at statistics in fission-track dating. *Nuclear tracks*, 5(1): 77-86.
- 460 Hackspacher, P.C., Godoy, D.F., Ribeiro, L.F.B., Neto, J.C.H. & Franco, A.O.B. 2007.
461 Modelagem térmica e geomorfologia da borda sul do Cráton do São Francisco:
462 termocronologia por traços de fissão em apatita. *Revista Brasileira de Geociências*,
463 37(4): 76-86.
- 464 Hackspacher, P.C., Ribeiro, L.F.B., Ribeiro, M.C.S., Fetter, A.H., Hadler Neto, J.C., Tello
465 Saenz, C.A. & Dantas, E.L. 2004. Consolidation and break-up of the South American
466 platform in Southeastern Brazil: tectonothermal and denudation histories. *Gondwana*
467 *Research*, 7(1): 91-101.

- 468 Hadler Neto J.C., Paulo S.R., Iunes P.J., Tello Saenz C.A., Balestrieri M.L., Bigazzi G.,
469 Curvo E.A.C. & Hackspacher P.C. 2001. A PC compatible Brazilian software for
470 obtaining thermal histories using apatite fission track analysis. *Radiation*
471 *Measurements*, 34:149-154.
- 472 Harman, R., Gallagher, K., Brown, R., Raza, A. & Bizzi, L. 1998. Accelerated denudation
473 and tectonic/geomorphic reactivation of the cratons of northeastern Brazil during the
474 Late Cretaceous. *Journal of Geophysical Research*, 103(B11): 27091-27105.
- 475 Hiruma, S.T., Riccomini, C., Modenesi-Gauttieri, M.C., Hackspacher, P.C., Hadler Neto, J.C.
476 & Franco-Magalhaes, A.O.B. 2010. Denudation history of the Bocaina Plateau, Serra
477 do Mar, southeastern Brazil: relationships to Gondwana breakup and passive margin
478 development. *Gondwana Research*, 18: 674-687.
- 479 Japsen, P., Bonow, J.M., Green, P.F., Cobbold, P.R., Chiossi, D., Lilletveit, R., Magnavita,
480 L.P. & Pedreira, A. 2012. Episodic burial and exhumation in NE Brazil after opening
481 of the South Atlantic. *Geological Society of America Bulletin*, 124: 800816.
- 482 Jelinek, A.R., Chemale, F., van der Beek, P.A., Guadagnin, F., Cupertino, J.A. & Viana, A.
483 2014. Denudation history and landscape evolution of the northern East-Brazilian
484 continental margin from apatite fission-track thermochronology. *Journal of South*
485 *American Earth Sciences*, 54: 158-181.
- 486 Jelinek, A.R., Gomes, C.H., Dias, A.N.C., Guadagnin, F., Chemale, F.Jr. & Souza, I.A. 2010.
487 Termocronologia aplicada às Geociências: análise por traços de fissão. *Pesquisas em*
488 *Geociências*, 37 (3): 191-203.
- 489 Jelinek, A.R., Neto, A.C.B., & Poupeau, G. 2003. Análise por traços de fissão em apatitas do
490 Distrito Fluorítico de Santa Catarina: relações entre hidrotermalismo e evolução da
491 margem continental. *Brazilian Journal of Geology*, 33(3): 289-298.
- 492 Karl, M., Glasmacher, U.A., Kollenz, S., Franco-Magalhaes, A.O., Stockli, D.F. &
493 Hackspacher, P.C. 2013. Evolution of the South Atlantic passive continental margin in
494 southern Brazil derived from zircon and apatite (U–Th–Sm)/He and fission-track data.
495 *Tectonophysics*, 604: 224-244.
- 496 Laslett, G.M., Green, P.F., Duddy, I.R. & Gleadow, A.J.W. 1987. Thermal annealing of
497 fission tracks in apatite 2. A quantitative analysis. *Chemical Geology: Isotope*
498 *Geoscience Section*, 65(1): 1-13.

- 499 Lima, M.V.A., Berrocal, J., Soares, J.E. & Fuck, R.A. 2015. Deep seismic refraction
500 experiment in northeast Brazil: New constraints for Borborema province evolution.
501 *Journal of South American Earth Sciences*, 58: 335-349.
- 502 Macdonald, D., Gomez-Perez, I., Franzese, J., Spalletti, L., Lawver, L., Gahagan, L., ... &
503 Paton, D. 2003. Mesozoic break-up of SW Gondwana: implications for regional
504 hydrocarbon potential of the southern South Atlantic. *Marine and Petroleum Geology*,
505 20(3): 287-308.
- 506 Meisling, K.E., Cobbold, P.R. & Mount, V.S. 2001. Segmentation of an obliquely rifted
507 margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil. *AAPG bulletin*, 85(11): 1903-
508 1924.
- 509 Milani, E.J. 1997. *Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento*
510 *com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental*. Porto Alegre, 255p. Tese
511 de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- 512 Mizusaki, A.M.P., Thomaz-Filho, A., Milani, E.J. & Cesero, P. 2002. Mesozoic and Cenozoic
513 igneous activity and its tectonic control in northeastern Brazil. *Journal of South*
514 *American Earth Sciences*, 15 (2): 183-198.
- 515 Morais Neto, J.M., Green, P.F., Karner, G.D. & Alkmim, F.F. 2008. Age of the Serra do
516 Martins Formation, Borborema Plateau, northeastern Brazil: constraints from apatite
517 and zircon fission track analysis. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 16(1): 23-52.
- 518 Morais Neto, J.M., Hegarty, K.A., Karner, G.D. & Alkmim, F.F. 2009. Timing and
519 mechanisms for the generation and modification of the anomalous topography of the
520 Borborema Province, northeastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 26: 1070-
521 1086.
- 522 Neves, S.P. 2003. Proterozoic history of the Borborema province (NE Brazil): correlations
523 with neighboring cratons and Pan-African belts and implications for the evolution of
524 western Gondwana. *Tectonics*, 22: 1031.
- 525 Nürnberg, D. & Müller, R.D. 1991. The tectonic evolution of the South Atlantic from Late
526 Jurassic to present. *Tectonophysics*, 191: 27-53.
- 527 Oliveira, S.G., Hackspacher, P.C., Neto, J.C.H., Iunes, P.J., Paulo, S.R., Ribeiro, L.F.B. &
528 Saenz, C. A.T. 2008. Constraints on the evolution and thermal history of the
529 continental platform of southeast Brazil, Sao Paulo state, using apatite fission track
530 analysis (AFTA). *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1): 107-109.

- 531 Oliveira, C.H.E., Jelinek, A.R., Chemale, F. & Bernet, M. 2016. Evidence of post-Gondwana
532 breakup in Southern Brazilian Shield: Insights from apatite and zircon fission track
533 thermochronology. *Tectonophysics*, 666: 173-187.
- 534 Raab, M.J., Brown, R.W., Gallagher, K., Weber, K. & Gleadow, A.J.W. 2005. Denudational
535 and thermal history of the Early Cretaceous Brandberg and Okenyenya igneous
536 complexes on Namibia's Atlantic passive margin. *Tectonics*, 24: TC3006.
- 537 Ribeiro, L.F.B. 2003. *Morfotectônica da região centro-leste do estado de São Paulo e áreas*
538 *adjacentes de Minas Gerais: Termocronologia & Paleotensões*. Rio Claro, 203p. Tese
539 de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências
540 e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
- 541 Ribeiro, L.F.B., Hackspacher, P.C., Ribeiro, M.C.S., Hadler Neto, J.C., Tello Saenz, C.A.,
542 Iunes, P.J., Franco, A.B. & Godoy, D.F. 2005. Thermotectonic and fault dynamic
543 analysis of Precambrian basement and tectonic constraints within the Parana basin.
544 *Radiation Measurements*, 39:669-673.
- 545 Ribeiro, M.C.S., Hackspacher, P.C., Ribeiro, L.F.B. & Neto, J.C.H. 2011. Evolução tectônica
546 e denudacional da Serra do Mar (SE/Brasil) no limite entre o Cretáceo Superior e
547 Paleoceno, utilizando análises de traços de fissão e U-TH/HE em apatitas. *Revista*
548 *Brasileira de Geomorfologia*, 12: 3-14.
- 549 Silva, J.S. 2010. *Reconstrução termocronologica do maciço alcalino de Poços de Caldas e*
550 *áreas adjacentes por traços de fissão e (U-Th-Sm)\he em apatitas e zircão*. Rio Claro.
551 Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de geociências e Ciências Exatas,
552 Universidade Estadual Paulista.
- 553 Silva, L.G.A.E., 2006. *A Interação entre os Eventos Tectônicos e a Evolução Geomorfológica*
554 *da Serra da Bocaina, Sudeste do Brasil*. Rio de Janeiro, 273p. Tese de Doutorado,
555 Programa de Pós Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, Universidade do
556 Estado do Rio de Janeiro.
- 557 Soares, C.J., Guedes, S., Jonckheere, R., Hadler, J.C., Passarella, S.M. & Dias, A.N.C. 2015.
558 Apatite fission-track analysis of Cretaceous alkaline rocks of Ponta Grossa and Alto
559 Paranaíba Arches, Brazil. *Geological Journal*.
- 560 Souza, D.H., Hackspacher, P.C., Doranti-Tiritan, C. & Godoy, D.F. 2014. Comparação da
561 dinâmica evolutiva, em longo e curto prazo, entre o Planalto de Poços de Caldas e o
562 Planalto de São Pedro de Caldas. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 16(2).

- 563 Tagami, T. & O'Sullivan, P.B. 2005. Fundamentals of fission-track thermochronology. *In:*
564 Reiners, P.W., Ehlers, T.A. (Ed.). *Low-Temperature Thermochronology: Techniques,*
565 *Interpretations, and Applications*. Washington: Mineralogical Society of America,
566 *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 58, p. 19-47
- 567 Tello Saenz, C., Hackspacher, P.C., Neto, J.H., Iunes, P.J., Guedes, S., Ribeiro, L.F.B. &
568 Paulo, S.R. 2003. Recognition of Cretaceous, Paleocene, and Neogene tectonic
569 reactivation through apatite fission-track analysis in Precambrian areas of southeast
570 Brazil: association with the opening of the South Atlantic Ocean. *Journal of South*
571 *American Earth Sciences*, 15(7): 765-774.
- 572 Torsvik, T.H., Rouse, S., Labails, C. & Smethurst, M.A. 2009. A new scheme for the
573 opening of the South Atlantic Ocean and the dissection of an Aptian salt basin.
574 *Geophysical Journal International*, 177(3): 1315-1333.
- 575 Turner, J.P., Green, P.F., Holford, S.P. & Lawrence, S.R. 2008. Thermal history of the Rio
576 Muni (West Africa) e NE Brazil margins during continental breakup. *Earth and*
577 *Planetary Science Letters*, 270: 354-367.
- 578 Van Schmus, W.R., Kosuch, M. & Brito Neves, B.B. 2011. Precambrian history of the Zona
579 Transversal of the Borborema Province. *Journal of South American Earth Sciences*,
580 31: 227-252.
- 581 Zalán, P.V., Wolff, S., Astolfi, M.A.M., Vieira, I.S., Conceição, J.C.J., Appi, V.T., Santos
582 Neto, E.V., Cerqueira, J.R. & Marques, A. 1991. The Paraná Basin, Brazil. *In:*
583 Leighton (Ed.). *Interior Cratonic Basins*. Memoir 51. AAPG, Tulsa, Oklahoma, p.
584 681-708.
- 585 Zalán, P.V., Wolff, S., Conceição, A., Marques, M.A.M., Astolfi, I.S., Vieira, V.T. & Appi,
586 O.A. 1990. Bacia do Paraná. *In:* Raja Gabaglia, G. P. e Milani, E.J. (Eds.). *Origem e*
587 *Evolução de Bacias Sedimentares*. Ed. Gávea, Petrobras, p.135-168.