

Mecanismo de colocação e auréola termal provocada pelo plúton Ediacarano Catingueira, Província Borborema, Nordeste do Brasil

Emplacement mechanism and thermal aureole provoked by the Ediacaran Catingueira pluton, Borborema Province, NE Brazil

José Alexandre Paixão da Cunha¹ , Zorano Sérgio de Souza² ,
José Antônio de Moraes Moreira³ , Samir do Nascimento Valcácio¹ 

¹Universidade Federal do Rio Grande do Norte - UFRN, Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica (PPGG).

Campus Universitário, 3.000, Lagoa Nova, Caixa Postal 1.502, CEP 59078-970, Natal, RN, BR

(alexandrepaixaodacunha@yahoo.com.br; samirvalcacio@hotmail.com)

²UFRN, Departamento de Geologia, Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Natal, RN, BR (zorano@geologia.ufrn.br)

³UFRN, Departamento de Geofísica, Natal, RN, BR (moreira@geofisica.ufrn.br)

Recebido em 5 de fevereiro de 2018; aceito em 16 de outubro de 2018

Resumo

O plúton Catingueira, com área de aproximadamente 12 km², é um granito peralcalino Ediacarano situado entre o Terreno Piancó-Alto Brígida e a Zona de Cisalhamento Patos, Província Borborema (NE Brasil). A intrusão formou uma auréola metamórfica em rochas metapelíticas da Formação Santana dos Garrotes. O presente trabalho trata da caracterização desse efeito termal, usando relações de campo, petrografia, química mineral e propriedades petrofísicas (condutividade térmica, calor específico, difusividade térmica e densidade). Utilizando-se o geotermômetro de zircônio em rochas peralcalinas, calculou-se o valor médio de 760 ± 18°C para a temperatura inicial do magma. A colocação do plúton é marcada por: verticalização de estruturas de baixo ângulo da encaixante metassedimentar, as quais adquirem direção próxima de E-W, concordante com milonitos da Zona de Cisalhamento Patos; metamorfismo de alta temperatura (450–610°C) e baixa pressão (3 kbar) cujo efeito é sentido a até 2,5 km do contato, com desenvolvimento da associação biotita ± granada ± estaurolita ± cordierita ± sillimanita (+ clorita + muscovita). A modelagem numérica do regime térmico provocado pela intrusão foi feita por meio do *software HEAT3D*. As simulações foram calculadas a partir de duas formas geométricas, um cilindro vertical e um paralelepípedo horizontal, usando gradientes geotérmicos variando de 30 a 50°C/km. Para atingir o equilíbrio térmico, foram calculados tempos de resfriamento de 781, 1.032 e 1.127 mil anos. O gradiente que permitiu atingir o melhor ajuste para o modelo foi de 50°C/km, resultando 1.127 mil anos. Os resultados aqui obtidos em termos de dimensão, forma, profundidade e associações metamórficas são comparáveis a exemplos de outros corpos plutônicos descritos na Província Borborema.

Palavras-chave: Granito Catingueira; Ediacarano; Metamorfismo de contato; Zona Transversal; NE do Brasil.

Abstract

The Catingueira pluton, with an approximate area of 12 km², is an Ediacaran peralkaline granite located between the Piancó-Alto Brígida Terrane and the Patos Shear Zone, Borborema Province (NE Brazil). The granite's intrusion formed a metamorphic aureole over the host metapelitic rocks of the Santana dos Garrotes Formation. The present paper deals with the characterization of this thermal effect by using field relationships, petrography, mineral chemistry and petrophysical properties (thermal conductivity, specific heat, thermal diffusivity and density). An average value of 760 ± 18°C was calculated for the peralkaline magma's initial temperature using the zirconium geothermometer. The pluton emplacement provides two regional effects: verticalization of previous low angle structures of the host metapelites, which acquired an E-W direction paralleling the mylonites of the Patos shear zone; high temperature (450–610°C) and low pressure (3 kbar) metamorphism up to 2.5 km away from the pluton contact, and development of an assemblage including biotite ± garnet ± staurolite ± cordierite ± sillimanite (+ chlorite, + muscovite). Numerical modelling of the thermal regime was calculated considering two geometric shapes: a vertical cylinder and a horizontal parallelepiped, and on geothermal gradients varying from 30 to 50°C/km. To achieve thermal equilibrium, cooling times of 781, 1,032 and 1,127 thousand years were calculated. The best fit was obtained for a geothermal gradient of 50°C/km and a cooling time of 1,127 thousand years. The results obtained here in terms of dimension, shape, depth, and metamorphic assemblages are comparable to other examples of plutonic bodies described in the Borborema Province.

Keywords: Catingueira granite; Ediacaran; Contact metamorphism; Transversal Zone; NE Brazil.

INTRODUÇÃO

O magmatismo do fim do Neoproterozoico (600 ± 50 Ma) na Província Borborema (PB) resultou em uma variedade de rochas ígneas, associadas a zonas de cisalhamento de mesma idade. Nesse contexto, especificamente chamado de Domínio Zona Transversal, ocorre o plúton Catingueira, o qual está localizado na região da cidade de Catingueira, Paraíba, Nordeste do Brasil. O granito foi alvo de diversos estudos nos últimos 50 anos (Almeida et al., 1967; Sial e Ferreira, 2016). Apesar de os conhecimentos acerca do magmatismo Catingueira ter avançado consideravelmente (Sial, 1986, 1987; Ferreira et al., 1998; Santos e Medeiros, 1999; Galindo e Sá, 2000), poucas pesquisas detalharam a auréola térmica provocada pela intrusão.

O presente trabalho teve como objetivo compreender a influência térmica do plúton Catingueira sobre as rochas encaixantes e suas implicações petrofísicas. Trabalhos existentes sobre o granito Catingueira têm abordado aspectos petrográficos, litoquímicos e relações de campo (Almeida et al., 1967; Sial, 1986, 1987; Ferreira et al., 1998; Santos e Medeiros, 1999; Galindo e Sá, 2000). No entanto, não há dados petrofísicos das rochas encaixantes e do granito para delimitar o efeito térmico do plúton.

Neste trabalho, foram empregadas as seguintes etapas:

1. levantamento bibliográfico;
2. trabalhos de campo objetivando mapeamento de detalhe, coleta de amostras e de parâmetros texturais, mineralógicos e estruturais para compreender a colocação do plúton;
3. química mineral e de rocha total;
4. análise dos dados petrofísicos; e
5. elaboração do modelo térmico e de colocação do plúton.

GEOLOGIA REGIONAL

A PB (Figura 1), unidade geotectônica definida por Almeida et al. (1981), está situada no NE do Brasil. Ela é limitada ao sul pelo cráton São Francisco, a oeste pela Bacia do Parnaíba e a leste e ao norte por bacias costeiras. A convergência entre os crátons Oeste da África-São Luís, Amazônico e São Francisco-Congo resultou na formação da PB (Trompette, 1997). Durante o ciclo brasileiro (600 ± 50 Ma), a província foi afetada por eventos tectono-metamórficos e magmáticos, controlados por zonas de cisalhamento dúcteis (Jardim de Sá, 1994; Brito Neves et al., 2000). Diversos trabalhos compartimentaram a província com base em conceitos de terrenos ou domínios tectonoestratigráficos. Baseado em dados geocronológicos U-Pb (zircão) e isótopos de Sr e Nd, foram distinguidos os seguintes domínios na província: Médio Coreau, Ceará Central, Jaguaribeano, Rio Piranhas-Seridó, São José do Campestre, Zona Transversal, Riacho do Pontal,

Pernambuco-Alagoas e Sergipano (Jardim de Sá, 1994; Van Schmus et al., 1995, 2003, 2008; Santos, 1995; Brito Neves et al., 2000; Santos et al., 2000, 2010; Medeiros, 2004).

O Domínio Zona Transversal (Figura 2), originalmente definido por Ebert (1962), é limitado ao norte pela Zona de Cisalhamento Patos e ao sul pela Zona de Cisalhamento Pernambuco. Esse domínio é subdividido em cinco terrenos distintos e subparalelos, denominados (de oeste para leste) São José do Caiano, Piencó-Alto Brígida, Alto Pajeú, Alto Moxotó e Rio Capibaribe (Santos, 1995; Santos e Medeiros, 1999; Santos et al., 2010; Van Schmus et al., 2011). O Terreno Piencó-Alto Brígida, localizado na região central da Zona Transversal, é formado por sucessões de rochas metassedimentares e metavulcanossedimentares que compõem o Grupo Cachoeirinha (Barbosa, 1970; Silva Filho et al., 1985; Santos, 1995).

O plutonismo granítico no Domínio Zona Transversal é associado às zonas de cisalhamentos e terrenos tectonoestratigráficos formados durante o Neoproterozoico. O trabalho de Almeida et al. (1967) é pioneiro na classificação de granitoides e seu posicionamento em relação ao Ciclo Brasileiro, tendo sido identificados os granitoides sintectônicos (tipos Conceição e Itaporanga) e os tardiorogênicos (tipos Catingueira e Itapetim). Os trabalhos de Sial (1986, 1987) classificam os granitos com base na química de rocha total e sugerem quatro grupos, sendo eles calcioalcalinos, calcioalcalinos potássicos, peralcalino e de afinidades thondhjemíticas. O grupo peralcalino supersaturado em sílica é intrusivo principalmente nos terrenos Riacho Gravatá e Piencó Alto-Brígida, e neste se encontra o granito Catingueira.

GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO

As rochas que compõem a geologia local estão inseridas no Terreno Piencó-Alto Brígida (Grupo Cachoeirinha), mais precisamente a sul da Zona de Cisalhamento Patos. O Grupo Cachoeirinha, segundo Silva Filho (1984), é composto de rochas metassedimentares da Formação Santana dos Garrotes e da Formação Serra do Olho D'água. A Formação Santana dos Garrotes, encaixante do plúton Catingueira, abrange toda a área de estudo e é composta predominantemente por sericita-clorita filitos de coloração cinza-esverdeada intercalados com rochas metavulcânicas ácidas e *sheets* graníticos (Silva Filho et al., 1985; Fernandes, 1995; Galindo e Sá, 2000). Assim, a litoestratigrafia representada na figura 3 compõe-se, da base para o topo, da Formação Santana dos Garrotes (cordierita-sillimanita-biotita xisto, estaurolita-xisto, granada-biotita xisto, muscovita-biotita xisto, sericita-clorita filito, metarriolito), Suíte Peralcalina Supersaturada em Sílica (granito Catingueira e de *sheets* graníticos e pegmatíticos) e a Suíte Calcioalcalina (granodiorito porfirítico).

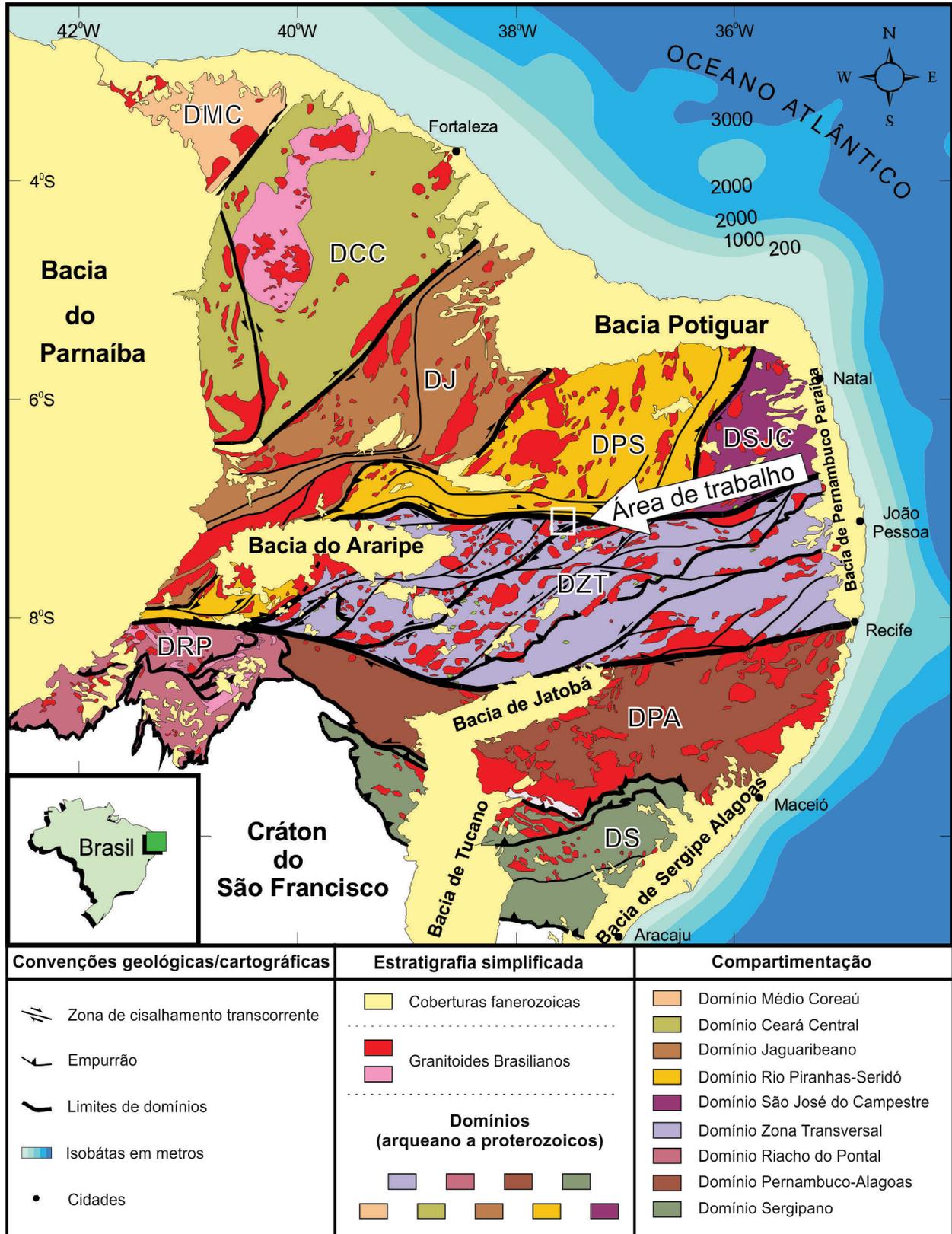


Figura 1. Compartimentação em domínios da Província Borborema, segundo as propostas de Van Schmus et al. (2008) e Medeiros e Jardim de Sá (2009). A área de estudo situa-se na junção das zonas de cisalhamento Patos e Serra do Caboclo. Figura compilada de Medeiros (2004).

Os metapelitos da Formação Santana dos Garrotes apresentam aumento no tamanho dos grãos em direção do contato com o plúton. Na região mais distante do granito, predomina o sericita-clorita filito de granulação fina, às vezes com magnetita associada, com laminações de espessura milimétrica ricas ora em quartzo ora em sericita + clorita (Figura 4A), provavelmente refletindo o acamamento sedimentar (pelito versus siltito/arenito).

O muscovita-biotita xisto se encontra mais próximo do plúton e apresenta uma granulação maior em relação ao filito, com a biotita em destaque pelo tamanho milimétrico a centimétrico e, às vezes, associada com muscovita e clorita, indicativo de um grau metamórfico maior. O granada-biotita xisto ocorre mais próximo ainda do plúton, destacando-se os porfiroblastos submilimétricos a centimétricos de granada (Figura 4B). O estauroлита-biotita xisto apresenta porfiroblastos de estauroлита, usualmente sem orientação preferencial próxima ao contato (Figura 4C), evidenciando o aumento da temperatura em direção à intrusão. O efeito milonítico da Zona de Cisalhamento Patos produz o estiramento dos porfiroblastos de granada e estauroлита ao longo da borda norte do plúton (Figura 4D), enquanto xistos com cordierita-sillimanita-biotita ocorrem na região de contato (Figura 3). Em alguns casos, observa-se a estauroлита pseudomorfizada, alterando para muscovita e biotita. Intercaladas com as rochas metassedimentares da Formação Santana dos Garrotes, ocorrem soleiras de metarriolito cinza a branco, com destaque para fenocristais milimétricos de quartzo e sanidina (Figura 4E). Souza et al. (2017) publicaram uma idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ por *laser ablation* em zircão de 638 ± 7 Ma ($n = 10$, MSWD = 3,6)

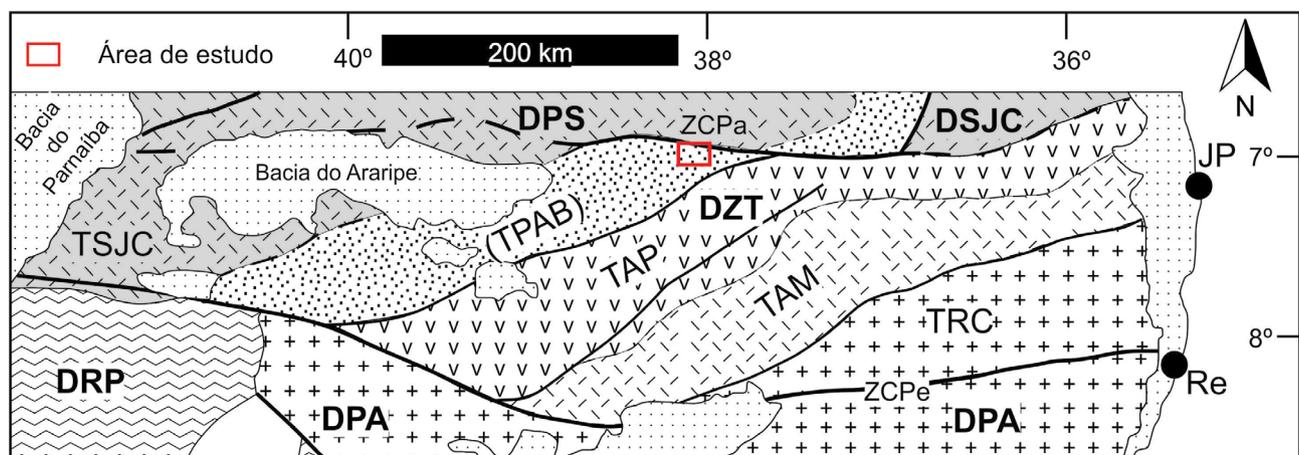
para o metarriolito, a qual foi atribuída à idade do vulcanismo associado à deposição dos pelitos.

Souza et al. (2017) reportam idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ em zircão por *laser ablation* de 573 ± 14 Ma ($n = 8$, MSWD = 6,3) para o granito Catingueira, que intrude a Formação Santana dos Garrotes. O plúton apresenta forma *encornue*, tonalidade cinza-clara, textura equigranular média e uma trama magmática concêntrica (Figura 3). A trama magmática é definida por uma laminação subvertical marcada por alternâncias ricas em minerais félsicos (quartzo + feldspato) e máficos (piroxênio + anfibólio), com a lineação dos minerais máficos (sub-horizontal) interpretada como representando o alinhamento de fluxo magmático (Figura 4F).

Os corpos de granitos satélites, encontrados nas partes norte e sul do plúton, são atribuídos ao mesmo evento magmático por apresentar feições texturais, mineralógicas e estruturais semelhantes. No entanto, esses corpos satélites são comparativamente mais ricos em biotita e com aegirina-augita em menor proporção modal. O granodiorito porfirítico, localizado no noroeste da área, apresenta megacristais de feldspato potássico na forma de *augens*. Os minerais máficos predominantes são biotita e anfibólio.

Petrografia e texturas

A classificação das rochas com base mineralógica e uso do diagrama QAPF de Streckeisen (1976) (Figura 5) foi feita a partir da contagem de 1.000 pontos por amostra. As descrições petrográficas e texturais do plúton Catingueira, dos granitos satélites e das encaixantes mostram características acerca da colocação e a influência térmica da intrusão.



DPS: Domínio Rio Piranhas-Seridó; DSJC: Domínio São José do Caiano; DZT: Domínio Zona Transversal; DPA: Domínio Pernambuco-Alagoas; DRP: Domínio Riacho do Pontal; TSJC: Terreno São José do Caiano; TPAB: Terreno Piancó-Alto Brígida; TAP: Terreno Alto Pajeú; TAM: Terreno Alto Moxotó; TRC: Terreno Rio Capibaribe; ZCPa: Zona de Cisalhamento Patos; ZCPe: Zona de Cisalhamento Pernambuco; JP: João Pessoa; Re: Recife.

Figura 2. Divisão do Domínio Zona Transversal em terrenos, segundo Van Schmus et al. (2011), com destaque para o Terreno Piancó-Alto Brígida, onde está localizado o granito Catingueira. O polígono em vermelho indica a área de trabalho. Figura modificada de Van Schmus et al. (2011).

Dessa maneira, é possível delimitar a auréola metamórfica por meio da ocorrência de minerais índices.

Na Formação Santana dos Garrotes, ocorrem cinco zonas metamórficas bem definidas, sendo quatro delas desenvolvidas pelo metamorfismo de contato provocado pela intrusão e

outra gerada por um metamorfismo regional. Tais zonas foram classificadas com base no aparecimento de minerais metamórficos índices em direção ao granito. A rocha não afetada pelo calor fornecido pelo plúton é o sericita-clorita filito, sendo ela desenvolvida durante um evento metamórfico regional.

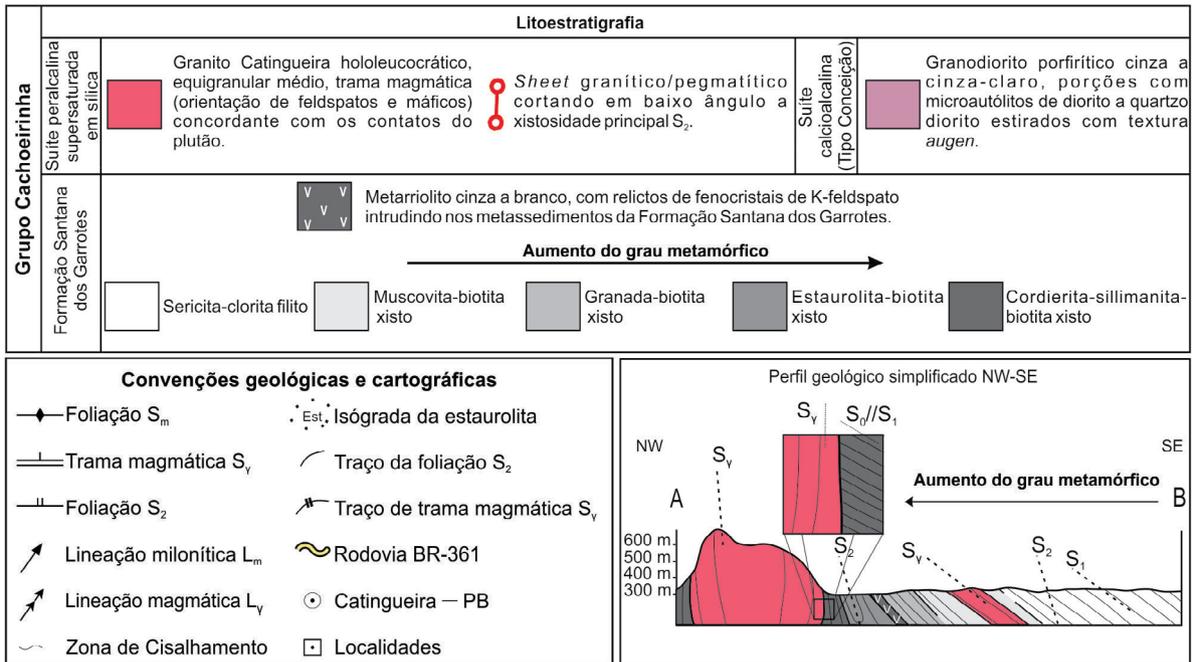
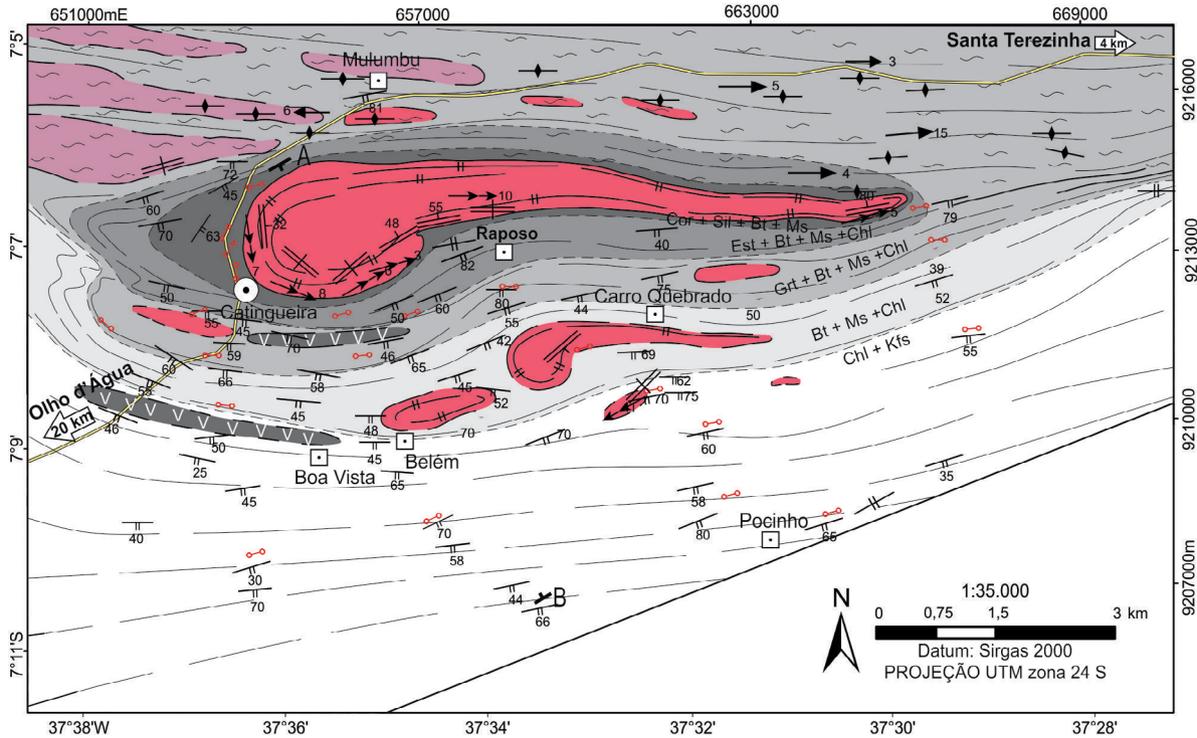
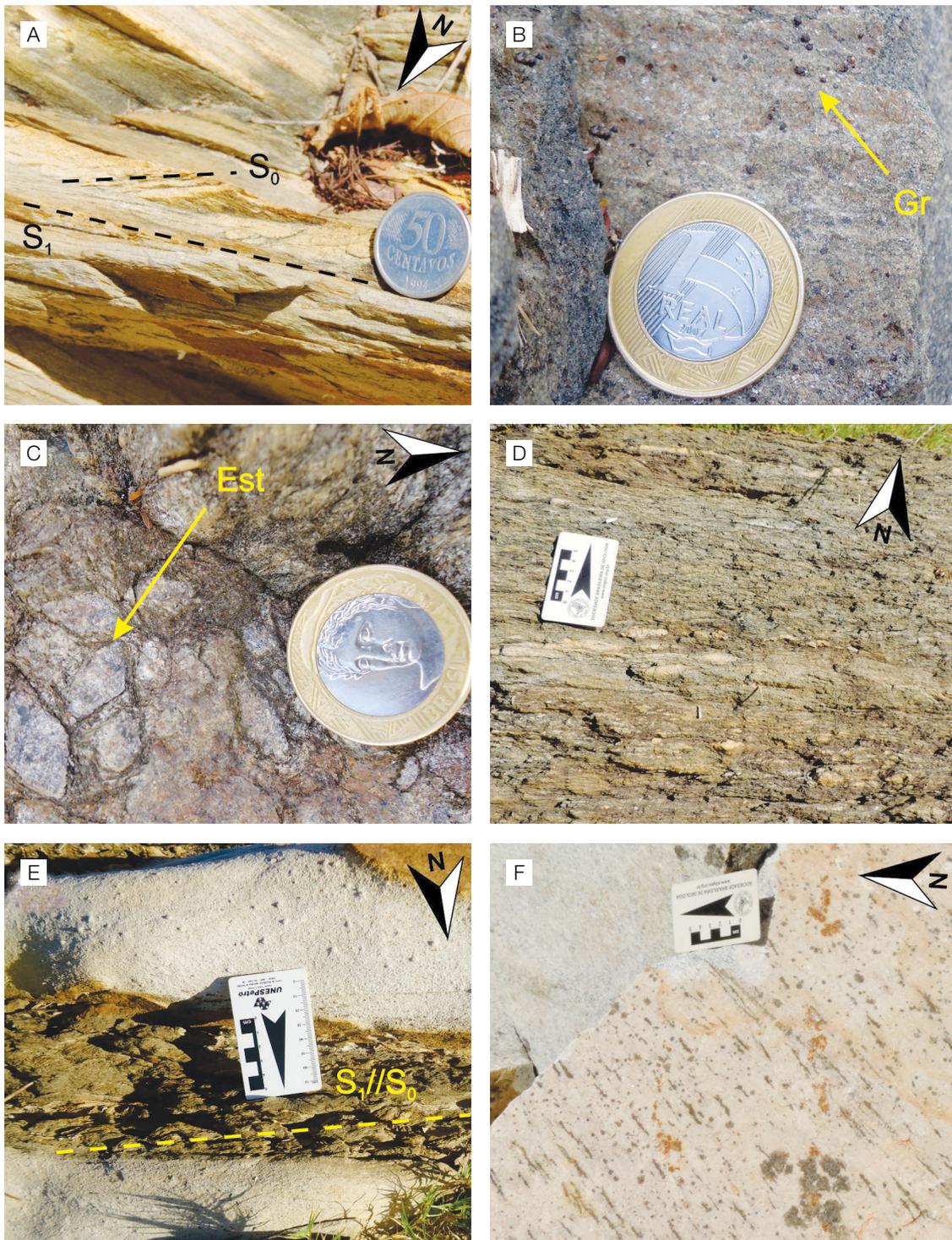


Figura 3. Mapa geológico simplificado da área de estudo com destaque para o granito Catingueira, isógrads dos principais minerais metamórficos e auréola térmica na rocha encaixante.



Est: estaurólita; Gr: granada.

Figura 4. Feições observadas em campo do granito Catingueira e a sua encaixante. (A) Sericita-clorita filito, cor verde, com alternância (laminação) composicional paralela à estrutura de baixo ângulo S_1 (extremo sul do granito); (B) granada-biotita xisto com destaque para porfiroblastos milimétricos de granada (região oeste do granito); (C) estaurólita sem orientação preferencial (região oeste do granito); (D) estaurólitas estiradas a norte no plúton (região norte do granito); (E) metarríolito truncando em baixo ângulo a estrutura S_0/S_1 de micaxisto (região sul do granito); em realce estão pórfiros de sanidina; (F) feição clássica do granito Catingueira, com desenvolvimento de uma trama magmática decorrente do alojamento marcada por orientação de minerais máficos (borda oeste do granito).

O sericita-clorita filito apresenta na sua composição modal quartzo, clorita, sericita e feldspato potássico como minerais essenciais. Os minerais acessórios incluem feldspato, minerais opacos e biotita e como traço citam-se turmalina, apatita e zircão. A rocha tem uma textura fina, com alternância em porções mais quartzosas e outras mais ricas em clorita. Observa-se que a clorita ocorre como cristais lamelares, esverdeados, desenvolvendo finas camadas, e que algumas amostras apresentam um contato interdigitado com a sericita e a biotita na presença de feldspato potássico.

O muscovita-biotita xisto contém na sua composição modal quartzo, biotita, muscovita e feldspatos como minerais essenciais. As fases acessórias são clorita, minerais opacos e turmalina e como minerais traços têm apatita e zircão. Observam-se venulações de quartzo que se alternam com porções micáceas (biotita e muscovita), sendo as micas lamelares hipidiomórficas, compõem a xistosidade principal (S_2), a biotita apresenta um contato interdigitado com a clorita, caracterizando a reação com a clorita e o feldspato potássico do filito.

O granada-biotita xisto apresenta biotita, quartzo, feldspatos, muscovita e granada como minerais essenciais. Os minerais acessórios são clorita e minerais opacos, além de zircão, apatita, turmalina e estauroлита. Nesta rocha, observa-se a foliação principal bem definida marcada pelas micas (biotita, muscovita) e clorita (S_2), foliação que desenvolve os

porfiroblastos de granada, marcando o início da zona desse mineral (Figura 6A). Nota-se também que pequenos porfiroblastos de estauroлита se desenvolvem na zona da granada, marcando a transição para a zona da estauroлита.

O estauroлита-biotita xisto tem como minerais essenciais biotita, quartzo, feldspatos, muscovita e estauroлита e granada. Como minerais acessórios, têm clorita e minerais opacos. Os minerais traços são zircão, apatita e turmalina. A estauroлита presente na rocha são porfiroblastos idiomórficos com desenvolvimento sintectônico sobre a foliação principal formado pelas micas (biotita, muscovita) e clorita (S_2). Verificam-se contatos interdigitados com a clorita (Figura 6B), indicando que a coexistência de clorita favorece a reação metamórfica para desenvolver os porfiroblastos de estauroлита.

O cordierita-sillimanita-biotita xisto tem como minerais essenciais biotita, quartzo, feldspatos, muscovita, cordierita e sillimanita. Os minerais acessórios são minerais opacos e clorita. Como minerais traços têm turmalina, zircão, estauroлита e apatita. Essa rocha ocorre no contato com o Plúton Catingueira, local onde atingiu altas temperaturas. Nessa litologia, é verificada a foliação principal marcada por biotita e muscovita, além de sillimanita fibrosa (fibrolita). A cordierita é poiquiloblástica com muscovita e quartzo inclusos, sugerindo uma participação desses minerais durante a reação metamórfica que formou esse mineral (Figuras 6C e 6D).

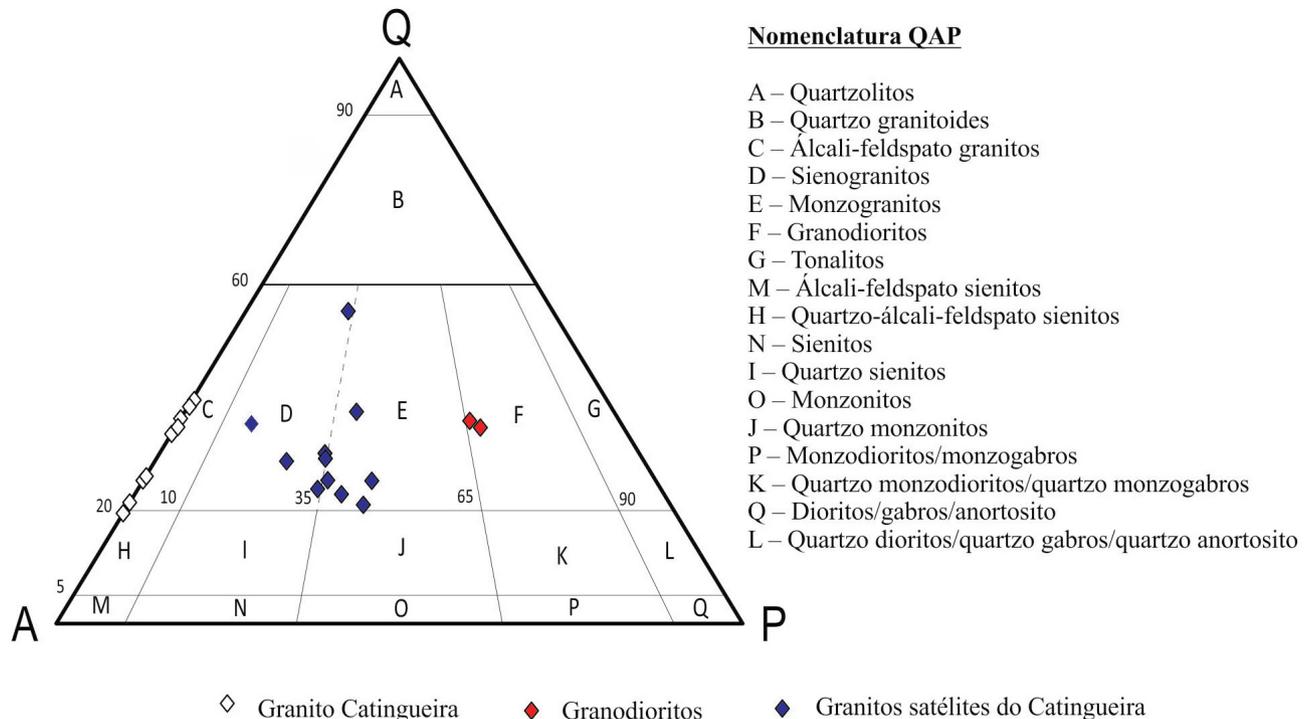
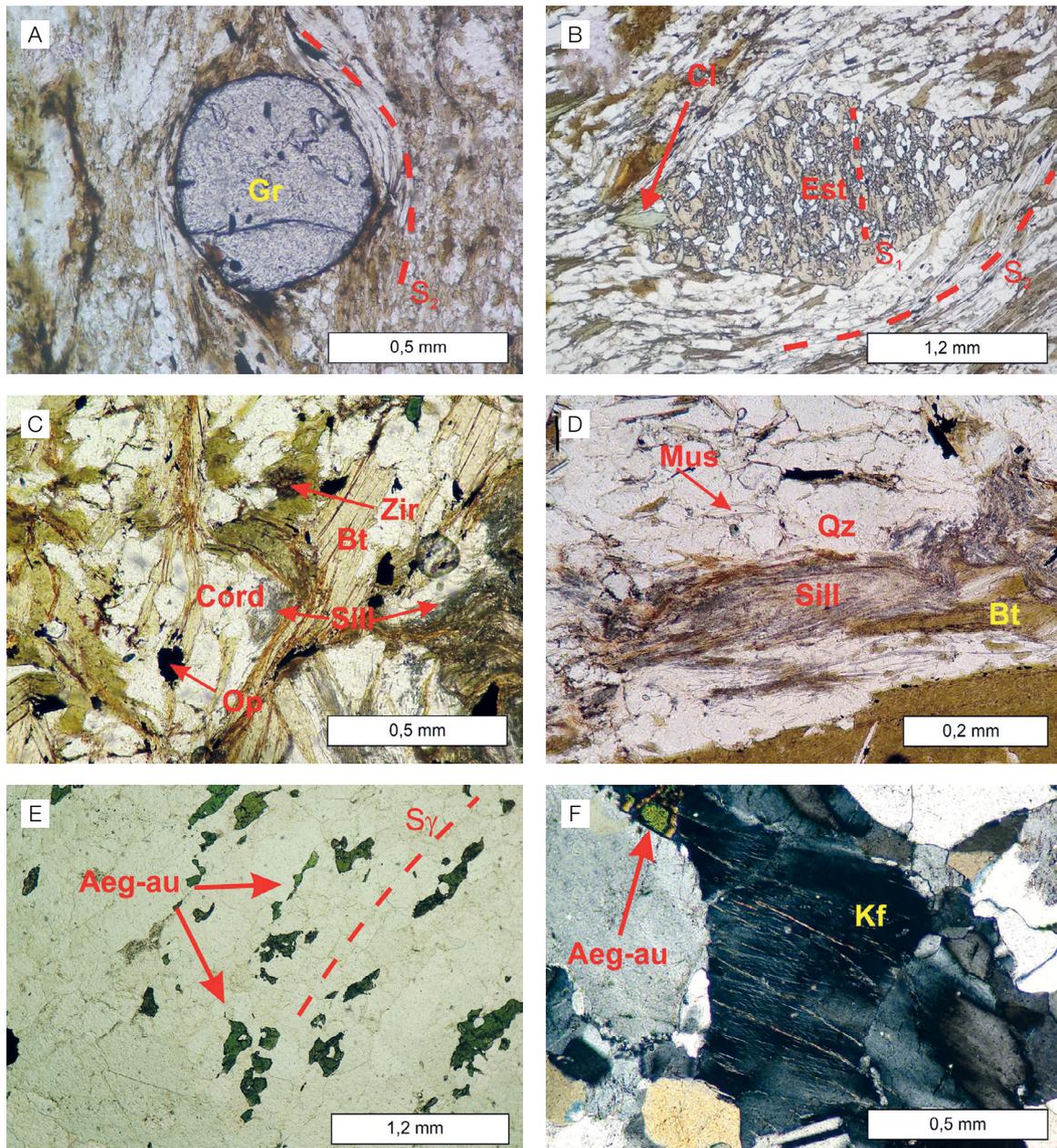


Figura 5. Diagrama QAP modal (Strecheisen, 1976) para granito Catingueira e demais rochas plutônicas associadas.

O granito Catingueira apresenta como minerais essenciais feldspato potássico (26–37%), plagioclásio albitico (17–38%) (An = 1,4) e quartzo (16–40%). Os minerais acessórios são aegirina-augita (4–10%), anfibólio (0–2%), titanita (1–2%), biotita (0–1%) e minerais opacos (1–2%). Em quantidades

inferiores a 1%, apresentam-se os minerais traços zircão, apatita e fluorita. A composição modal de amostras do granito Catingueira permite classificá-lo como um álcali-feldspato granito (Streckeisen, 1976). Consta-se que os minerais máficos (aegirina-augita e anfibólio) e félsicos (feldspato



Gr: granada; Cl: clorita; Est: estauroilita; Zir: zircão; Bt: biotita; Cord: cordierita; Sill: sillimanita; Op: minerais opacos; Mus: muscovita; Qz: quartzo; Aeg-au: aegirina-augita; Kf: K-feldspato.

Figura 6. Fotomicrografias representativas do granito Catingueira e encaixante metassedimentar. (A) Granada cedo a sintectônica em relação à foliação externa S_2 , região sul do granito Catingueira; (B) porfiroblasto de estauroilita sintectônica ao evento M_2 , rotacionada pela xistosidade S_2 ; (C) desenvolvimento de cordierita e sillimanita (fibrolita), contato oeste do granito; (D) sillimanita (fibrolita) com crescimento sobre a biotita; (E) orientação da aegirina-augita (Aeg-au) marcando a trama magmática superimposta por deformação milonítica, borda oeste do granito Catingueira; (F) textura de exsolução peritética em feldspato potássico, borda leste do granito Catingueira.

potássico e plagioclásio) apresentam uma leve orientação decorrente do fluxo magmático (Figura 6E). O anfibólio desenvolve-se sobre as bordas do piroxênio, sendo produto da desestabilização deste, indicando um crescimento tardio do mineral. O feldspato potássico mostra textura pertítica em filete (Figura 6F), indicando um resfriamento abaixo da curva de *solvus* (Winter, 2001).

Os granitos satélites (Figura 5) apresentam as seguintes fases essenciais: feldspato potássico (microclina) (30–42%), plagioclásio (An = 8–10%) (14–22%), quartzo (20–48%), biotita (5–25%). Como acessórios, têm-se aegirina-augita (0–3%) e titanita (1–3%). Minerais opacos, zircão e apatita são as fases acessórias com abundância inferior a 1%. As fases de alteração são muscovita (1–6%) e clorita (1–2%).

O granodiorito tem como fases essenciais o feldspato potássico (microclina pertítica) (15–34%), plagioclásio (An = 18–22%) (22–33%), quartzo (16–28%), biotita (15–18%). Como acessório, têm-se epidoto (3–6%), anfibólio (hornblenda) (2–6%), minerais opacos (1%) e titanita (1%), e as fases minerais com quantidades inferiores a 1% apresentam zircão, apatita e allanita. O feldspato potássico apresenta uma recristalização nas bordas. Observa-se uma foliação (biotita e anfibólio) como resultado da milonitização da rocha.

Metamorfismo e deformação

O metamorfismo de contato desenvolve-se nas rochas situadas nas imediações de corpos ígneos intrusivos ou extrusivos. As alterações metamórficas são causadas pelo calor emitido do corpo ígneo e por gases e fluidos liberados pela cristalização do magma. A dimensão da extensão das auréolas metamórficas geralmente varia em uma faixa de centímetros até alguns quilômetros dentro da rocha encaixante de acordo com o aporte térmico. No contato do corpo intrusivo com a encaixante, *skarns* podem ser formados a partir de uma

variedade de processos metassomáticos envolvendo fluidos magmáticos, metamórficos, meteóricos e/ou de origem marinha (Yardley, 1989; Winter, 2001).

O metamorfismo na região estudada é atribuído a dois eventos, um de extensão regional que desenvolveu o sericita-clorita filito, e um metamorfismo de contato devido à intrusão do granito Catingueira. Nitidamente, observa-se variação textural no tamanho dos grãos em direção ao granito, com destaque para a formação da sillimanita e porfiroblastos de estauroilita, granada e cordierita (Tabela 1).

O sericita-clorita filito foi gerado a partir de um evento regional de baixa intensidade. A primeira deformação regional (D_1/M_1) afetou as estruturas sedimentares preexistentes, com desenvolvimento de mica fina (sericita) e quartzo no plano axial (S_1). Posteriormente, essa rocha foi afetada pelo calor do granito durante sua colocação, desenvolvendo quatro zonas metamórficas representadas pela zona da biotita, zona da granada, zona da estauroilita, zona da cordierita e sillimanita. Uma segunda deformação regional associada com o calor aportado pelo plúton (D_2/M_2), mais expressiva na proximidade do contato, gerou mesodobras normais e inversas, com eixo de dobra e plano axial (S_2) aproximadamente E-W.

O desenvolvimento do muscovita-biotita xisto caracteriza o início da auréola térmica a uma distância de pelo menos 2,5 km. A formação da muscovita e da biotita a partir da clorita, como mostra a reação R1, sugere uma temperatura de aproximadamente 420°C para pressão de 3 kbar, marcando o início da zona da biotita. O granada-biotita xisto mostra o desenvolvimento de porfiroblastos de granada na foliação principal composta por micas e clorita, exemplificada na reação R2, marcando uma temperatura máxima aproximada de 540°C (Spear, 1999).

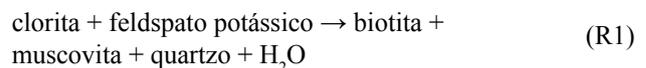
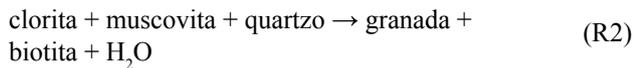
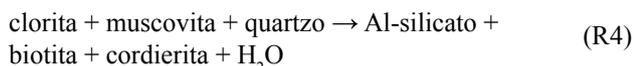
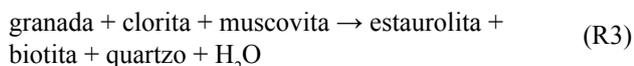


Tabela 1. Variação mineralógica e textural da Formação Santana dos Garrotes em direção ao plúton Catingueira com valores de temperaturas estimados de acordo com *grid* petrogenético de Spear (1999).

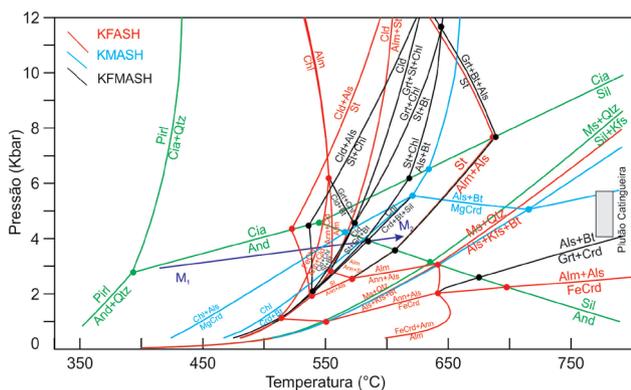
| | | Aumento do grau metamórfico → | | | | | | |
|-------------------------------|--------------------------------------|-------------------------------|-----------|---------|---------|--------------|-------------|------------|
| | | Aumento na granulação | | | | | | |
| Formação Santana dos Garrotes | Rochas/Minerais | clorita | muscovita | biotita | granada | estauroilita | sillimanita | cordierita |
| | | sericita-clorita filito | X | X | | | | |
| | muscovita-biotita xisto | X | X | X | | | | |
| | granada-biotita-xisto | X | X | X | X | | | |
| | estauroilita-biotita-xisto | X | X | X | X | X | | |
| | cordierita-sillimanita-biotita-xisto | | X | X | | X | X | X |
| | Temperatura mínima (°C) | 350 | 420 | 420 | 450 | 540 | 560 | 610 |
| | Temperatura máxima (°C) | 560 | 610 | 610 | 540 | 610 | 610 | 610 |



O início da zona da estauroлита, marcado pelo estauroлита-biotita xisto, mostra que o excesso de clorita do sistema proporcionou condições para a formação de porfiroblastos de estauroлита, verificado na reação R3. O cordierita-sillimanita-biotita xisto marca o início da zona da cordierita e sillimanita, tal zona é mais uma vez atribuída ao excesso de clorita na zona da estauroлита, proporcionando o desenvolvimento desses minerais pela reação R4. A reação para a formação da cordierita e sillimanita sugere que a temperatura mínima do contato e a pressão são, respectivamente, 610°C e 3,0 kbar (Figura 7).



O processo de colocação do plúton é atribuído ao evento deformacional D₂. As feições da trama magmática concêntrica subvertical são evidenciadas pelo alinhamento dos minerais magmáticos (aegirina-augita, feldspato potássico e plagioclásio) em toda a extensão oeste do corpo. A disposição do corpo orientado aproximadamente na direção E-W, concordante com a estruturação de milonitos de alta



Alm: almandina; Als: Al-silicato; And: andaluzita; Ann: annita; Bt: biotita; Cia: cianita; Chl: clorita; Cld: cloritóide; Crd: cordierita; Grt: granada; Kfs: feldspato potássico; Ms: muscovita; Pirl: pirofilita; Qtz: quartzo; Sil: sillimanita; St: estauroлита. Sistemas pelíticos KFASH (K₂O-FeO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O), KMASH (K₂O-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O), KFMASH (K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O).

Figura 7. Diagrama pressão versus temperatura com grids petrogenéticos para rochas pelíticas, com indicação dos eventos metamórficos, posição aproximada assumida para o granito e trajetória de evolução metamórfica das rochas metassedimentares encaixantes do plúton Catingueira. Figura compilada de Spear (1999).

temperatura da Zona de Cisalhamento Patos, revela que a intrusão provavelmente foi sincrônica à (re)ativação da zona de cisalhamento.

O mecanismo de alojamento do plúton é associado ao movimento dextrógiro da Zona de Cisalhamento Patos, ocorrendo um transporte do magma em baixo ângulo durante o alojamento. O modelo proposto é similar ao mecanismo tipo *sheeting* (Hutton, 1992), em que a lineação vertical no início do alojamento torna-se progressivamente horizontalizada ao longo da zona milonítica (Figura 8).

Outro possível mecanismo para o transporte seria na forma de um dique que intrude no fim do cisalhamento, sendo sua forma final resultante de deformação no estado sólido durante a colocação (Vauchez et al., 1997). A geometria em planta do corpo é controlada por estruturas sin-tectônicas na Zona de Cisalhamento Patos, que apresenta cinemática transcorrente dextrógiro. Assim, a combinação dos mecanismos considerados anteriormente pode resultar na disposição atual do corpo magmático com respeito à (re)ativação dúctil em alta temperatura da zona de cisalhamento.

QUÍMICA MINERAL DA ROCHA ENCAIXANTE

A natureza peralcalina do granito foi definida por Almeida et al. (1967) por meio da petrografia e aspectos de campo (ocorrência de piroxênio e anfibólio sódicos), e confirmada por de Sial (1986, 1987) e Galindo e Sá (2000) a partir de dados litogeoquímicos.

Os valores Zr (ppm) em rocha total apresentam parâmetros relevantes acerca de estudos tectônicos, geoquímicos e de temperatura, auxiliando modelos petrogenéticos do magmatismo. Existem vários geotermômetros com base na saturação de Zr em rocha total, sendo o de Watson

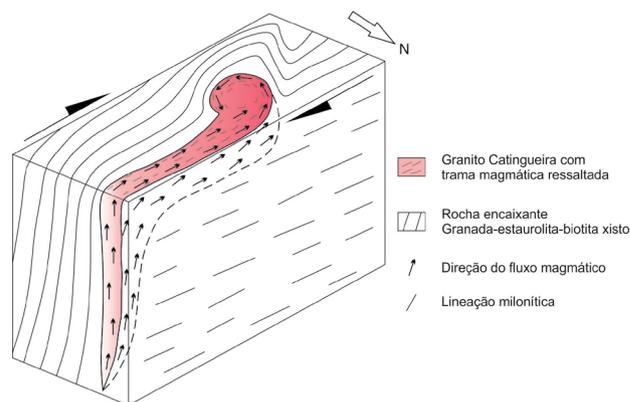


Figura 8. Bloco diagrama esquemático do mecanismo de colocação do plúton Catingueira.

e Harrison (1983) um dos mais conhecidos. A concentração de Zr (ppm) neste trabalho foi utilizado para estimar a temperatura inicial do fracionamento de Zr no magma, sendo o zircão a fase mineral mais precoce na rocha. Com base em calibrações de geotermômetros da literatura, foi calculada a temperatura média ($n = 6$), com Zr de amostras do granito de Galindo e Sá (2000) (Tabela 2). O cálculo da média das temperaturas, de acordo com Watson e Harrison (1983), Miller et al. (2003), Boehnke et al. (2013) e Gervasoni et al. (2016), foi, respectivamente, de 756 ± 18 , 760 ± 18 , 689 ± 22 e $645 \pm 38^\circ\text{C}$.

Na literatura, são reportadas temperaturas em condições pré-eruptivas em rochas vulcânicas peralcalinas entre $650\text{--}800^\circ\text{C}$, em que cristais como feldspatos e quartzo estão cristalizados (Scaillet e MacDonald, 2001). Experimentos mostram que a formação da aegirina-augita em magmas peralcalinos ocorre em condições de $f\text{O}_2$ abaixo do tampão NNO (Ni-NiO), pressão de 1,5 kbar e temperaturas entre 700 e 650°C (Scaillet et al., 2016). A ocorrência da aegirina-augita nesse intervalo de temperatura é coerente com o geotermômetro do Zr.

Análises de química mineral foram feitas com uso da microsonda eletrônica JEOL-JXA-8230 EMP do Instituto de Geociências da UnB, com condições operacionais de 15 kV e 10 nA de corrente. Os erros analíticos são menores que 2% para SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO, MnO, CaO e TiO_2 , e 4,0–6,0% para Na_2O e K_2O .

As análises de biotita e estauroлита foram feitas sobre o xisto com estauroлита (Tabela 3). O cálculo da fórmula estrutural da biotita, baseada em 22 oxigênios, permitiu classificá-la, de acordo com Deer et al. (1992), como eastonita. O cálculo estrutural da estauroлита, feita com base em 23 oxigênios, mostra que a composição da estauroлита é rica em ferro, com $X_{\text{Mg}} < 0,2$.

O geotermômetro para metapelitos por meio da saturação de Ti em biotita, de acordo com Henry et al. (2005), mostrou temperatura média de $538 \pm 50^\circ\text{C}$ em cinco amostras. A estauroлита com valores de X_{Mg} inferiores a 0,3 encontrados nas amostras analisadas (Tabela 3) indica condições de formação em pressões entre 1,5–3 kbar e temperaturas a partir de 520°C (Dutrow e Holdaway, 1989).

Tabela 2. Valor médio dos óxidos e elementos traços com desvio padrão de análises de química de rocha total do plúton Catingueira (Galindo e Sá, 2000).

| Óxidos (% peso) | Amostras representativas | | | | | | Média | Desvio padrão |
|-------------------------------------|--------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|---------|---------------|
| | JJJ 2 Zr | JJJ-3 | JJJ-11 | JJJ-6B | JJJ-8 | JJ-4 | | |
| SiO_2 | 67,45 | 68,61 | 67,83 | 69,66 | 70,14 | 67,74 | 68,57 | 1,01 |
| TiO_2 | 0,13 | 0,17 | 0,16 | 0,12 | 0,1 | 0,2 | 0,15 | 0,03 |
| Al_2O_3 | 14,07 | 14,55 | 14,86 | 14,92 | 14,46 | 14,7 | 14,59 | 0,28 |
| Fe_2O_3 | 2,38 | 2,09 | 1,95 | 1,72 | 1,47 | 2,28 | 1,98 | 0,31 |
| MnO | 0,05 | 0,02 | 0,04 | 0,03 | 0,02 | 0,03 | 0,03 | 0,01 |
| MgO | 0,4 | 0,37 | 0,28 | 0,21 | 0,18 | 0,43 | 0,31 | 0,09 |
| CaO | 1,67 | 1,37 | 1,44 | 1,11 | 0,87 | 1,08 | 1,26 | 0,26 |
| Na_2O | 4,66 | 5,17 | 4,92 | 5,42 | 5,44 | 5,2 | 5,14 | 0,27 |
| K_2O | 7,73 | 6,11 | 6,66 | 5,95 | 5,87 | 6,44 | 6,46 | 0,63 |
| P_2O_5 | 0,13 | 0,13 | 0,12 | 0,09 | 0,1 | 0,26 | 0,14 | 0,06 |
| PF | 0,46 | 0,58 | 0,76 | 0,76 | 0,56 | 0,86 | 0,66 | 0,14 |
| Total | 99,13 | 99,17 | 99,02 | 99,99 | 99,21 | 99,22 | 99,29 | 0,32 |
| Elementos traços (ppm) | | | | | | | | |
| Ba | 4253 | 3957 | 5064 | 4609 | 3797 | 4253 | 4322,17 | 418,59 |
| Nb | 11 | 15 | 15 | 16 | 14 | 17 | 14,67 | 1,89 |
| Rb | 123 | 130 | 120 | 114 | 131 | 128 | 124,33 | 6,02 |
| Sr | 1491 | 1213 | 1815 | 1344 | 1261 | 1424,8 | 1424,80 | 197,85 |
| Y | 8 | 11 | 9 | 9 | 13 | 11 | 10,17 | 1,67 |
| Zr | 136 | 224 | 159 | 163 | 196 | 201 | 179,83 | 29,72 |
| Temperatura Zr ($^\circ\text{C}$) | | | | | | | | |
| Watson e Harrison (1983) | 720,21 | 765,34 | 749,48 | 757,93 | 774,65 | 770,23 | 756,31 | 18,09 |
| Miller et al. (2003) | 723,62 | 769,07 | 753,10 | 761,61 | 778,45 | 774,00 | 759,97 | 18,22 |
| Boehnke et al. (2013) | 643,69 | 695,36 | 682,73 | 694,82 | 714,22 | 706,53 | 689,56 | 22,76 |
| Gervasoni et al. (2016) | 572,49 | 670,68 | 626,82 | 648,06 | 691,00 | 663,54 | 645,43 | 38,11 |

MODELO TERMAL DO PLÚTON CATINGUEIRA

Os parâmetros coletados em campo, petrografia, litoquímica, química mineral e aspectos petrofísicos (condutividade térmica = Q , calor específico = C_p , difusividade térmica = k , densidade), permitiram a elaboração de um modelo capaz de simular o efeito térmico da intrusão nas rochas encaixantes. O modelo foi elaborado a partir do *software HEAT3D* com base nos parâmetros petrofísicos do granito e da rocha encaixante, além da temperatura de colocação do magma. O *software* desenvolvido e utilizado por Wohletz et al. (1999) tem como base a equação da conservação de energia, a qual supõe que não há dissipadores ou fonte de calor diferente do calor latente da cristalização do magma, além dos pressupostos matemáticos de Jaeger (1968) com as devidas correções de convecção, calor latente e decaimento do calor para calcular auréolas térmicas a partir de intrusões ígneas.

Os principais fatores calculados para estimar a auréola térmica são: geometria e volume do corpo, temperatura (T) e pressão (P) da intrusão, gradiente geotérmico (V) e propriedades petrofísicas da rocha encaixante e do corpo intrusivo. Tais condições permitem aferir a distância de influência térmica, bem como verificar a temperatura de formação de minerais metamórficos índices (Lovering, 1955). Observa-se que, quanto maior o gradiente geotérmico local (Figuras 9A e 9B), maior será o tempo para resfriar o corpo intrusivo. Tal fato é atribuído à condutividade térmica que decresce com o aumento da temperatura, a partir de 400°C tende a ser constante (Schön, 2014).

Os parâmetros petrofísicos especificados na Tabela 4 foram obtidos por meio do equipamento *QuickLine 30s* e a densidade, por uma balança analítica *Shimadzuau220* usando o método de Arquimedes. Para o modelo, foram selecionados dados dos filitos, por se tratar da rocha pretérita à intrusão do granito. Os granitos satélites não foram considerados, pois não apresentam influência significativa

Tabela 3. Análises representativas de biotitas e estauroлитas do granada-estauroлитa-biotita xisto.

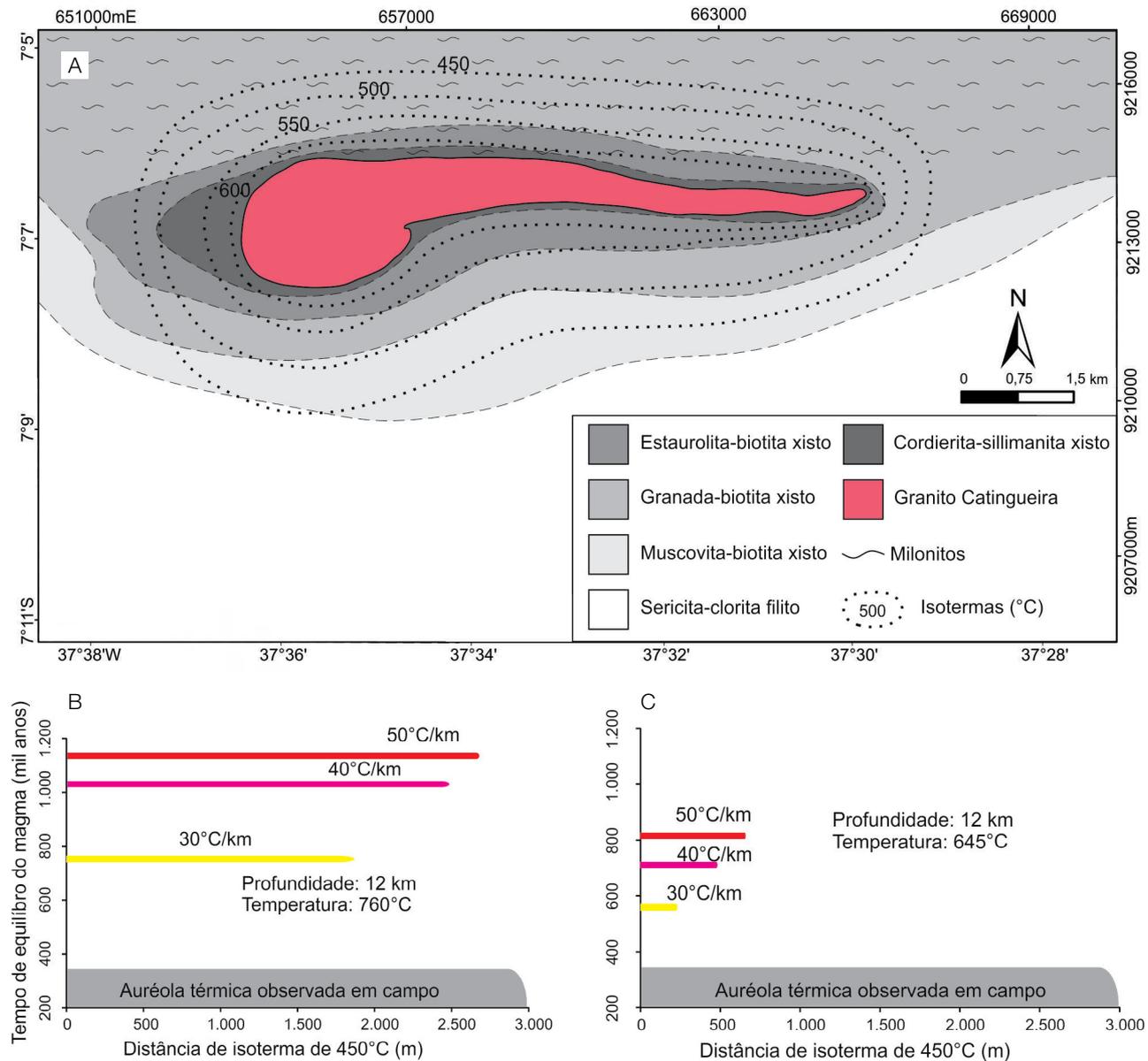
| Minerais amostras | Biotita | | | | | Estauroлитa | | | | |
|--------------------------------|--|-------|-------|-------|-------|--|-------|-------|-------|-------|
| | AP-1.9 granada estauroлитa biotita xisto | | | | | AP-1.9 granada estauroлитa biotita xisto | | | | |
| SiO ₂ (% peso) | 35,50 | 35,97 | 36,14 | 36,06 | 36,32 | 27,23 | 26,21 | 27,09 | 26,79 | 27,23 |
| TiO ₂ | 1,88 | 1,16 | 1,73 | 1,06 | 1,20 | 0,42 | 0,54 | 0,80 | 0,44 | 0,28 |
| Al ₂ O ₃ | 18,75 | 19,39 | 19,35 | 18,84 | 19,31 | 52,82 | 52,34 | 51,06 | 51,34 | 51,94 |
| FeO | 19,05 | 18,55 | 18,47 | 17,71 | 17,88 | 14,71 | 14,94 | 13,43 | 14,48 | 14,63 |
| MnO | 0,05 | 0,11 | 0,12 | 0,14 | 0,21 | 0,54 | 0,50 | 0,55 | 0,47 | 0,41 |
| MgO | 10,83 | 11,39 | 11,41 | 11,82 | 11,59 | 2,07 | 1,81 | 1,72 | 1,72 | 1,99 |
| CaO | 0,29 | 0,04 | 0,26 | 0,05 | 0,02 | 0,04 | 0,02 | 0,18 | 0,08 | 0,06 |
| Na ₂ O | 0,15 | 0,28 | 0,36 | 0,25 | 0,37 | – | – | – | – | 0,01 |
| K ₂ O | 7,34 | 8,57 | 8,14 | 8,50 | 8,89 | – | – | – | – | 0,02 |
| Total | 93,84 | 95,46 | 95,98 | 94,43 | 95,79 | 97,83 | 96,37 | 94,82 | 95,31 | 96,56 |
| Si (cpfu) | 5,415 | 5,407 | 5,391 | 5,461 | 5,435 | 3,81 | 3,735 | 3,892 | 3,847 | 3,858 |
| ^{IV} Al | 2,585 | 2,593 | 2,609 | 2,539 | 2,565 | 0,19 | 0,265 | 0,108 | 0,153 | 0,142 |
| ^{VI} Al | 0,785 | 0,843 | 0,793 | 0,823 | 0,839 | 8,522 | 8,526 | 8,537 | 8,537 | 8,532 |
| Ti | 0,216 | 0,131 | 0,194 | 0,121 | 0,135 | 0,044 | 0,058 | 0,086 | 0,047 | 0,03 |
| Fe ²⁺ | 2,43 | 2,333 | 2,305 | 2,243 | 2,238 | 1,721 | 1,78 | 1,613 | 1,739 | 1,733 |
| Mg | 2,463 | 2,553 | 2,538 | 2,668 | 2,585 | 0,432 | 0,384 | 0,367 | 0,368 | 0,42 |
| Mn | 0,006 | 0,015 | 0,015 | 0,018 | 0,027 | 0,063 | 0,06 | 0,067 | 0,057 | 0,049 |
| K | 1,428 | 1,643 | 1,549 | 1,641 | 1,697 | 0,001 | – | – | – | 0,003 |
| Na | 0,046 | 0,082 | 0,103 | 0,072 | 0,108 | – | – | 0,001 | – | 0,002 |
| Ca | 0,048 | 0,007 | 0,042 | 0,008 | 0,003 | 0,006 | 0,003 | 0,028 | 0,012 | 0,01 |
| X _{Fe} | – | – | – | – | – | 0,80 | 0,82 | 0,81 | 0,82 | 0,80 |
| X _{Mg} | 0,50 | 0,52 | 0,52 | 0,54 | 0,53 | 0,20 | 0,18 | 0,18 | 0,17 | 0,19 |
| Temperatura (°C) ¹ | 608 | 498 | 593 | 484 | 511 | | | | | |

¹Henry et al. (2005).

para a escala deste trabalho. Assim, as simulações foram feitas a partir de gradientes geotérmicos locais, variando entre 30 e 50°C/km com intervalo de 10°C/km para cada simulação. O gradiente que melhor se adequou ao modelo foi de 50°C/km (Figura 9), em razão de apresentar uma distribuição das isotermas coerente com as isógradas traçadas. Vale salientar que o modelo considerou a intrusão do corpo como instantânea a uma profundidade de 12 km, de acordo

com as condições petrogenéticas para formação dos minerais metamórficos índices. A forma geométrica mais adequada do plúton foi a de um cilindro para região oeste e paralelepípedo para a região leste (Figura 3).

A elaboração do modelo termal aqui proposto fundamenta-se no geotermômetro com base em saturação de zircônio em rocha total. O valor obtido pela calibração de Watson e Harrison (1983) e Miller et al. (2003), 756 ± 18 e



760 ± 18°C, respectivamente, geram, por meio do *software*, isotermas de 450, 500, 550 e 600°C. Os geotermômetros de Boehnke et al. (2013) e Gervasoni et al. (2016), calibrações mais recentes, mostram valores de 689 ± 22 e 645 ± 38°C, respectivamente, também com desenvolvimento das isotermas de 450, 500, 550 e 600°C.

O desenvolvimento das isotermas de 450, 500, 550 e 600°C na simulação do modelo para o gradiente geotérmico de 50°C/km, profundidade de 12 km e temperatura de 760°C, gerou um modelo coerente com a ocorrência da estaurolita, porém, nesta temperatura, seriam formados migmatitos no contato, o que não é observado em campo (Figura 9A). A Figura 9B realça as distâncias das isotermas em relação às isógradas para a simulação nos gradientes de 30, 40 e 50°C/km. A simulação com o geotermômetro de Gervasoni et al. (2016) gerou uma distribuição de isotermas inconsistentes para a formação das isógradas (Figura 9C). O tempo necessário para atingir o equilíbrio térmico durante as simulações, com temperatura de 760°C, foi de 1.127, 1.032 e 781 mil anos para os respectivos gradientes de 30, 40 e 50°C/km.

O resultado da simulação destacou quatro isotermas no entorno do plúton. A isoterma de 600°C, que ocorre nas proximidades do contato com a encaixante, próximo da temperatura para formar a cordierita e sillimanita. A isoterma de 550°C, necessária para formar estaurolita, foi gerada a partir de aproximadamente 1 km do contato. A isoterma de 500°C gerada pelo modelo é coincidente com o início da isógrada da granada, valor de temperatura coerente para essa zona. Para distâncias de até 2,5 km do contato, o modelo gerou a isoterma de 450°C, sendo essa região que delimita a influência da auréola térmica observada em campo.

DISCUSSÃO

A idade U-Pb do plúton Catingueira de 573 ± 14 Ma (Souza et al., 2017) sugere que a sua colocação é sincrônica ao

desenvolvimento da Zona de Cisalhamento Patos, conforme sugerem idades U-Pb em zircão de 566 ± 6 Ma relacionadas ao evento de migmatização dessa zona de cisalhamento (Viegas et al., 2014). Na Zona de Cisalhamento Remígio – Pocinhos, na continuidade leste do Lineamento Patos, Souza et al. (2006) reportaram associações diagnósticas de metamorfismo de baixa pressão e alta temperatura atingindo a fácies granulito, com idades Sm-Nd (granada + rocha total) e U-Th-Pb (em monazita) de 575–560 Ma. A colocação do granito Catingueira, nesse contexto, é responsável por afetar a rocha encaixante por meio do seu aporte térmico.

A intrusão do Catingueira em metapelitos promoveu o desenvolvimento de uma auréola térmica que se estende em mapa por 2,5 km a partir do contato da intrusão. Indicativos petrográficos e termobarométricos mostram que o metamorfismo de alta temperatura e baixa pressão é caracterizado pela associação cordierita ± sillimanita ± estaurolita ± granada ± biotita e coexistência de clorita. De acordo com modelo termal proposto para o Catingueira, a temperatura em torno da intrusão varia entre 450 e 610°C, enquanto a pressão situa-se próxima de 3,0 kbar.

A rocha encaixante mostra um aumento gradativo na granulção dos minerais em direção ao corpo ígneo, decorrente ao aporte térmico cedido pelo granito. O desenvolvimento de minerais metamórficos índices de maiores temperaturas, como biotita, granada, estaurolita, cordierita e sillimanita, também é observado. Os porfiroblastos de estaurolita, por vezes desorientados, atingem até 4 cm de comprimento no contato, destacando a forte influência do calor para o desenvolvimento do micaxisto com estaurolita.

A textura de exsolução peritítica presente no granito peralcalino indica que ocorreu resfriamento de *subsolidus* a temperatura abaixo de 650°C (Winter, 2001). Dados referentes ao geotermômetro de saturação em Ti de biotitas do estaurolita-biotita xisto apresentam valor médio de 538 ± 50°C (n = 5), que é coerente com a temperatura para o início da formação de estaurolita. Análises da estaurolita com $X_{Mg} \leq 0,3$ foram usadas por Dutrow e Holdaway (1989) para calcular pressões e temperaturas próximas de 3 kbar e 520°C, respectivamente. Portanto, essas informações mostram que o desenvolvimento da auréola térmica ocorreu na fácies hornblenda *hornfels*.

A utilização do geotermômetro de Gervasoni et al. (2016) no modelo termal simulado gerou isotermas insatisfatórias em relação às isógradas delimitadas em campo. A temperatura de 645°C é coerente pela inexistência de migmatitos no contato, contudo o modelo termal para essa temperatura não gera isotermas satisfatórias para as isógradas dos minerais metamórficos índices. Deve-se levar em consideração que o modelo termal simula uma intrusão instantânea, geometrias simplificadas, homogeneidade nos parâmetros petrofísicos, não considera aspectos tectônicos regionais e energia de cristalização de minerais é negligenciada. Esses elementos

Tabela 4. Parâmetros petrofísicos usados para elaboração do modelo termal.

| Parâmetros petrofísicos | Granito Catingueira | | Rocha encaixante | | | |
|----------------------------------|---------------------|----------------|------------------|----------------|---|----|
| | n ¹ | n ² | n ¹ | n ² | | |
| Densidade (kg/m ³) | 2.630 ± 27 | 3 | 3 | 2.650 ± 39 | 6 | 6 |
| Calor específico (J/kg.K) | 872 ± 4 | 1 | 5 | 821 ± 19 | 2 | 10 |
| Condutividade (W/m.K) | 2,76 ± 0,02 | 1 | 5 | 3,21 ± 0,39 | 2 | 10 |
| Difusividade (m ² /s) | 1,23 ± 0,02 | 1 | 5 | 1,44 ± 0,14 | 2 | 10 |

n¹: número de amostras; n²: número de medidas.

supramencionados podem modificar a extensão da auréola térmica, justificando a não consistência das isotermas para o geotermômetro de Gervasoni et al. (2016). Assim, o modelo fica com melhor ajuste quando utilizado o geotermômetro do Miller et al. (2003) com temperatura de 760°C, resultando em um desenvolvimento de isotermas harmônicas com as isógradas (Figura 9).

No contexto geológico do Domínio Rio Grande do Norte (DRN), modelos térmicos foram elaborados para o plúton Totoró e Umarizal com base no cálculo de Jaeger (1968) e por meio do *software* HEAT3D. Segundo Chagas (2017), o plúton Totoró intrude em micaxistos da Formação Seridó desenvolvendo uma auréola térmica de até 2,5 km do contato. O modelo térmico para esse corpo foi elaborado com intervalos de temperatura e pressão de 800–900°C e 1,6–2,7 kbar, respectivamente, considerando uma área aflorante 100 km² e gradiente geotérmico de 120°C/km. Nessas condições, o tempo para atingir o equilíbrio térmico é de 365 mil anos. De acordo com Valcácio et al. (2017), o plúton Umarizal é intrusivo em paragnaisses, mármore e rochas calciossilicáticas da Formação Jucurutu, gerando uma auréola térmica que atinge a isógrada da anatexia. Esse corpo foi modelado com temperatura e intervalo de pressão de, respectivamente, 935°C e 3–4 kbar, considerando uma área aflorante de aproximadamente 300 km² e gradiente geotérmico de 60°C/km. Foi estimado o tempo de resfriamento em 1 Ma para esse plúton.

Em outros locais na América do Sul, modelos termais são utilizados para caracterizar a auréola termal como o *stock* Parashi e o plúton Flamenco, Colômbia e Chile. Os corpos plutônicos da Colômbia e do Chile intrudem metassedimentos (xistos), com temperaturas de intrusão de 690 e 992°C, pressões 2,0 e 4,0 kbar, gradiente geotérmico 25 e 30°C/km e com tempos de resfriamento de 30 e 100 mil anos, respectivamente, para o *stock* e Parashi e plúton Flamenco (Martínez e Zuluaga, 2010; Rodríguez et al., 2016).

Esses modelos discutidos na literatura foram elaborados com base em dados petrofísicos, litoquímica, química mineral e aspectos de campo. Os cálculos matemáticos de Jaeger (1968) corroboram esses trabalhos, bem como o uso de *softwares* como o HEAT3D (Tabela 5).

As auréolas térmicas supracitadas desenvolvem-se em altas temperaturas (690–992°C) e baixas pressões (1,6–4 kbar), condições semelhantes ao granito Catingueira. Os resultados aqui obtidos são comparáveis com modelos termais de corpos ígneos no DRN, Colômbia e Chile, que geram uma auréola metamórfica.

Vale ressaltar a importância para o desenvolvimento de mineralizações em auréolas termais. O plúton Acari, por exemplo, localizado a sul do plúton Totoró, apresenta mineralizações importantes em rocha calciossilicática e escarnitos (scheelita, molibdenita, cassiterita, ouro) são associados ao aporte térmico proveniente da intrusão granítica (Maranhão, 1970; Hollanda et al., 2017). Logo, é de interesse econômico identificar e mensurar o regime térmico no entorno de corpos ígneos.

CONCLUSÕES

Os dados apresentados neste trabalho permitem enumerar as seguintes conclusões:

1. o plúton Catingueira é um granito peralcalino sintectônico, com relictos do acamamento ígneo e sua colocação contribuiu para verticalizar as estruturas das rochas encaixantes;
2. a variação litológica e textural da rocha encaixante mostra que o calor aportado pela intrusão foi responsável pelo metamorfismo de contato, ensejando o desenvolvimento de porfiroblastos de cordierita, estauroilita, granada, além de sillimanita subordinadamente;
3. a auréola térmica se estende até 2,5 km do contato do granito; a distâncias maiores, preserva-se a rocha original (filitos);

Tabela 5. Exemplos na América do Sul de corpos intrusivos que desenvolveram auréola térmica com suas respectivas propriedades.

| Corpos intrusivos | Localidade | DI | RE | T | P | ∇ | TR |
|-----------------------------------|---------------------------|----------|-------------|-----------|----------------|----------|-------------------|
| Plúton Totoró ¹ | Currais Novos (NE-Brasil) | < 2,5 km | Micaxistos | 800–900°C | 1,6–2,7 kbar | 120°C/km | 365 mil anos |
| Plúton Umarizal ² | Umarizal (NE-Brasil) | < 500 m | Paragnaisse | 935°C | 3–4 kbar | 60°C/km | 1 milhão de anos |
| <i>Stock</i> Parashi ³ | Alta Guajira (Colômbia) | < 200 m | Micaxistos | 690°C | 3,1 ± 0,6 kbar | 25°C/km | 30 mil anos |
| Plúton Flamenco ⁴ | Flamenco (Chile) | < 2,0 km | Micaxistos | 992°C | 2,0–4 kbar | 30°C/km | 10 a 100 mil anos |
| Plúton Catingueira ⁵ | Catingueira (NE-Brasil) | < 2,5 km | Micaxistos | 771°C | < 3,0 kbar | 70°C/km | 880 mil anos |

DI: distância de influência; RE: rocha encaixante; T: temperatura do magma; P: pressão; ∇: gradiente geotérmico; TR: tempo de resfriamento; ¹Chagas (2017); ²Valcácio et al. (2017); ³Martínez e Zuluaga (2010); ⁴Rodríguez et al. (2016); ⁵Este trabalho.

4. o metamorfismo ocorreu em alta temperatura (450–610°C) e baixa pressão (~3,0 kbar), evidenciado pela associação cordierita ± sillimanita ± estaurolita ± granada ± cordierita, coexistência de clorita e muscovita;
5. estima-se a temperatura de ~660°C e P ~3 kbar para o evento de colocação e resfriamento do magma peralcalino;
6. o gradiente geotérmico que melhor se enquadra no modelo termal do granito é o de 50°C/km por apresentar as isotermas de 450, 500, 550 e 600°C coerentes com as isógradadas da auréola térmica desenvolvida;
7. os resultados aqui obtidos são comparáveis em termos de dimensão, forma, profundidade e associações metamórficas a exemplos de outros corpos plutônicos descritos na Faixa Seridó (Acarí e Totoró) e em outros continentes.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica (PPGG) e ao Departamento de Geologia (DG) da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN), a infraestrutura colocada à disposição durante o trabalho. Os autores também agradecem ao Dr. Nilson Botelho, a colaboração na aquisição de dados de microsonda eletrônica no Instituto de Geociências (IG) da Universidade de Brasília (UnB). O primeiro autor agradece à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) a concessão de bolsa de Mestrado. Este trabalho contou com apoio do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) (processo n. 449616/2014-2, “Metamorfismo de contato e geração de magmas crustais em auréolas termais neoproterozoicas e cenozoicas, nordeste do Brasil”, coordenado por Zorano Sérgio de Souza).

REFERÊNCIAS

- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Brito Neves, B. B., Fuck, R. A. (1981). Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, 17(1-2), 1-29. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(81\)90003-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(81)90003-9)
- Almeida, F. F. M., Leonardos, O. H., Valença, J. (1967). Review on granitic rocks of Northeast South America. *IUGS/UNESCO Symposium*. Atas. Recife. 41 p.
- Barbosa, O. (1970). *Geologia econômica de parte da região do médio São Francisco, Nordeste do Brasil*. Recife: DNPM/DFPM.
- Boehnke, P., Watson, E. B., Trail, D., Harrison, T. M., Schmitt, A. K. (2013). Zircon saturation re-revisited. *Chemical Geology*, 351, 324-334. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.05.028>
- Brito Neves, B. B., Santos, E. J., Van Schmus, W. R. (2000). Tectonic history of the Borborema province, northeastern Brazil. In: U. G. Cordani, E. J. Milani, A. Thomaz Filho, D. A. Campos. *31st International Geological Congress*, 151-182. Atas. Rio de Janeiro.
- Chagas, C. F. (2017). *Caracterização do metamorfismo de contato provocado pelo Pluton Ediacarano Totoró, Ne do Brasil*. Dissertação (Mestrado). Natal: Programa de Pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica – UFRN.
- Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J. (1992). *An introduction to the rock-forming minerals*. 2. ed. Longman: Essex.
- Dutrow, B. L., Holdaway, M. J. (1989). Experimental Determination of the Upper Thermal Stability of Fe-Staurolite + Quartz at Medium Pressures. *Journal of Petrology*, 30(1), 229-248. <https://doi.org/10.1093/petrology/30.1.229>
- Ebert, H. (1962). Baustil und regionalmetamorphose im Präkambrischen Grundgebirge Brasiliens. *Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 8, 49-81.
- Fernandes, N. H. (1995). *Mapeamento geológico de uma área a sudeste de Catingueira (PB)*. Relatório de Graduação. Natal: UFRN.
- Ferreira, V. P., Sial, A. N., Jardim de Sá, E. F. (1998). Geochemical and isotopic signatures of proterozoic granitoids in terranes of Borborema structural province, northeast Brazil. *Journal South America Earth Science*, 11(5), 439-455. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(98\)00027-3](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(98)00027-3)
- Galindo, A. C., Sá, J. M. (2000). Contexto tectônico e geoquímico do Granitoide Catingueira: um magmatismo alcalino-peralcalino no limite norte da Zona Transversal da Província Borborema. *Geochimica Brasiliensis*, 14(1), 1-21. <https://doi.org/10.21715/gb.v14i1.164>
- Gervasoni, F., Klemme, S., Rocha-Júnior, E. R. V., Berndt, J. (2016). Zircon saturation in silicate melts: a new and improved model for aluminous and alkaline melts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 171(3), 1-12. <http://dx.doi.org/10.1007/s00410-016-1227-y>
- Henry, D. J., Guidotti, C. V., Thomson, J. A. (2005). The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. *American Mineralogist*, 90(2-3), 316-328. <https://doi.org/10.2138/am.2005.1498>

- Hollanda, M. H. B. M., Souza Neto, J. A., Archanjo, C. J., Stein, H., Maia, A. C. S. (2017). Age of the granitic magmatism and the W-Mo mineralization in skarns of the Seridó belt (NE Brazil) based on zircon U-Pb (SHRIMP) and molybdenite Re-Os dating. *Journal of South American Earth Sciences*, 79, 1-11. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.07.011>
- Hutton, D. H. W. (1992). Granite sheeted complexes: evidence for the dyking ascent mechanism. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 83(1-2), 377-382. <https://doi.org/10.1017/S0263593300008038>
- Jaeger, J. C. (1968). Cooling and solidification of igneous rocks. In: H. H. Hess, A. Poldervart (Eds.). *Basalts* (2, 503-536). New York: Wiley.
- Jardim de Sá, E. F. (1994). *A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasileira/Pan-Africana*. Tese (Doutorado). Brasília: Instituto de Geociências – UnB.
- Lovering, T. S. (1955). Temperatures in and near intrusions. *Economic Geology*, 50, 249-281. <https://doi.org/10.5382/AV50.07>
- Maranhão, R. (1970). *Geologia econômica da região de Currais Novos, RN, Brasil*. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências – USP. <https://doi.org/10.11606/T.44.2016.tde-10062016-112254>
- Martínez, L. F., Zuluaga, C. A. (2010). Thermal modeling of pluton emplacement and associated contact metamorphism: Parashi stock emplacement in the Serranía de Jarara (Alta Guajira, Colombia). *Earth Sciences Research Journal*, 14(2), 145-152.
- Medeiros, V. C. (2004). *Evolução Geodinâmica e Condicionamento Estrutural dos Terrenos Piancó-Alto Brígida e Alto Pajeú, Domínio Zona Transversal, NE do Brasil*. Tese (Doutorado). Natal: Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica – UFRN.
- Medeiros, V. C., Jardim de Sá, E. F. (2009). O Grupo Cachoeirinha (Zona Transversal, NE do Brasil) redefinição e proposta de formalização. *Revista de Geologia*, 22, 124-136.
- Miller, C. F., McDowell, S. M., Mapes, R. W. (2003). Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance. *Geology*, 31(6), 529-532. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2003\)031<0529:HACGIO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2003)031<0529:HACGIO>2.0.CO;2)
- Rodríguez, N., Alvarado, J. D., Rodríguez, C., Riveros, K., Fuentes, P. (2016). Petrology, geochemistry and thermobarometry of the northern area of the Flamenco pluton, Coastal Range batholith, northern Chile. A thermal approach to the emplacement processes in the Jurassic. *Journal of South American Earth Sciences*, 67, 122-139. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.01.010>
- Santos, E. J. (1995). *O Complexo Granítico Lagoa das Pedras: acreção e colisão na região de Floresta (Pernambuco), Província Borborema*. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências – USP. <https://doi.org/10.11606/T.44.1995.tde-28102015-094036>
- Santos, E. J., Brito Neves, B. B., Van Schmus, W. R., Oliveira, R. G., Medeiros, V. C., (2000). An overall view on the displaced terrane arrangement of the Borborema Province, NE-Brazil. *31st International Geological Congress*. Anais. Rio de Janeiro.
- Santos, E. J., Medeiros, V. C. (1999). Constraints from granitic plutonism on Proterozoic crustal growth of the Transverse Zone, Borborema Province, Northeast Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(1), 73-84. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.1999297384>
- Santos, E. J., Van Schmus, W. R., Kozuch, M., Brito Neves, B. B. (2010). The Cariris Velhos tectonic event in northeast Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(1), 61-76. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.07.003>
- Scaillet, B., Holtz, F., Pichavant, M. (2016). Experimental constraints on the formation of silicic magmas. *Elements*, 12(2), 109-114. <https://doi.org/10.2113/gselements.12.2.109>
- Scaillet, B., MacDonald, R. (2001). Phase relations of peralkaline silicic magmas and petrogenetic implications. *Journal of Petrology*, 42(4), 825-845. <https://doi.org/10.1093/ptrology/42.4.825>
- Schön, J. H. (2014). *Propriedades físicas das rochas aplicadas a engenharia do petróleo*. São Paulo: Elsevier.
- Sial, A. N. (1986). Granite-types of Northeast Brazil: current knowledge. *Revista Brasileira de Geociências*, 16(1), 54-72.
- Sial, A. N. (1987). Granitic Rocks of Northeast Brazil. *International Symposium on Granites and Associated Mineralizations (ISGAM)*, 61-70. Salvador: ISGAM.
- Sial, A. N., Ferreira, V. P. (2016). Magma associations in Ediacaran granitoids of the Cachoeirinha-Salgueiro and Alto Pajeú terranes, northeastern Brazil: forty years of studies. *Journal of South American Earth Sciences*, 68, 113-133. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2015.10.005>

- Silva Filho, M. A. (1984). A faixa de dobramento Piancó: Síntese do conhecimento e novas considerações. *XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia*, 3337-3347. Rio de Janeiro: SBG.
- Silva Filho, M. A., Nesi, J. R., Mendes, V. A. (1985). *Projeto Cachoeirinha: relatório final integrado*. Recife: DNPM/CPRM. v. 6. 128 p.
- Souza, Z. S., Montel, J. M., Gioia, S. M. L. C., Hollanda, M. H. B., Nascimento, M. A. L., Jardim de Sá, E. F., Amaro, V. E., Pimentel, M. M., Lardeaux, J. M., Veschambre, M. (2006). Electron microprobe dating of monazite from high-T shear zones in the São José de Campestre Massif, NE Brazil. *Gondwana Research*, 9(4), 441-455. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2005.11.008>
- Souza, Z. S., Oliveira, E. P., Cunha, J. A. P., Vilalva, F. C. J. (2017). Idades U-Pb do granito Catingueira e metarriolito adjacente, eventos magmáticos ediacaranos do Domínio da Zona Transversal, NE do Brasil. *XXVII Simpósio de Geologia do Nordeste*, p. 58. João Pessoa: SBG.
- Spear, F. S. (1999). Real-time AFM diagrams on your Macintosh. *Geological Materials Research*, 1(3), 1-18.
- Streckeisen, A. L. (1976). To each plutonic rock it's a proper name. *Earth Science Reviews*, 12(1), 1-33. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(76\)90052-0](https://doi.org/10.1016/0012-8252(76)90052-0)
- Trompette, R. (1997). Neoproterozoic (~600 Ma) aggregation of Western Gondwana: a tentative scenario. *Precambrian Research*, 82(1-2), 101-112. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(96\)00045-9](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(96)00045-9)
- Valcácio, S. N., Souza, Z. S., Moreira, J. A. M., Cunha, J. A. P. (2017). Modelagem térmica do granito alcalino Umarizal, leste do RN, Província Borborema. *XXVII Simpósio de Geologia do Nordeste*, p. 51. João Pessoa: SBG.
- Van Schmus, W. R., Brito Neves, B. B., Hackspacker, P. C., Babinski, M. (1995). U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema province, northeastern Brazil: initial conclusions. *Journal of South American Earth Sciences*, 8(3-4), 267-288. [http://dx.doi.org/10.1016/0895-9811\(95\)00013-6](http://dx.doi.org/10.1016/0895-9811(95)00013-6)
- Van Schmus, W. R., Brito Neves, B. B., Williams, I. S., Hackspacher, P. C., Fetter, A. H., Dantas, E. L., Babinski, M. (2003). Seridó Group of NE Brazil, a Late Neoproterozoic pre- to syn-collisional flysch basin in West Gondwanaland?: insights from SHRIMP U-Pb detrital zircon ages. *Precambrian Research*, 127, 287-327. [http://dx.doi.org/10.1016/S0301-9268\(03\)00197-9](http://dx.doi.org/10.1016/S0301-9268(03)00197-9)
- Van Schmus, W. R., Kozuch, M., Brito Neves, B. B. (2011). Precambrian history of the zona transversal of the Borborema province, NE Brazil: Insights from Sm/Nd and U/Pb geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, 31(2-3), 227-252. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2011.02.010>
- Van Schmus, W. R., Oliveira, E. P., Silva Filho, A. F., Toteu, F., Penaye, J., Guimarães, I. P. (2008). Proterozoic Links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt. *Geological Society, London, Special Publication*, 294(1), 69-99. <https://doi.org/10.1144/SP294.5>
- Vauchez, A., Neves, S. P., Tommasi, A. (1997). Transcurrent shear zone and magma emplacement in Neoproterozoic belts of Brazil. In: J. L. Bouchez, D. Hutton, V. Stephens (Eds.), *Granite: from melt segregation to emplacement fabrics (275-293)*. Dordrecht: Kluwer Academic Publishing.
- Viegas, L. G. F., Archanjo, C. J., Hollanda, M. H. B. M., Vauchez, A. (2014). Microfabrics and zircon U-Pb (SHRIMP) chronology of mylonites from the Patos shear zone (Borborema Province, NE Brazil). *Precambrian Research*, 243, 1-17. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2013.12.020>
- Watson, E. B., Harrison, T. M. (1983). Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters*, 64(2), 295-304. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(83\)90211-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(83)90211-X)
- Winter, J. D. (2001). *An Introduction to igneous and metamorphic petrology*. New Jersey: Prentice Hall, Upper Saddle River.
- Wohletz, K., Civetta, L., Orsi, G. (1999). Thermal evolution of the Phlegraean magmatic system. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 91(2-4), 381-414. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(99\)00048-7](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(99)00048-7)
- Yardley, B. W. D. (1989). *An introduction to metamorphic petrology*. Harlow: Longman, 264 p.