

Pirometamorfismo ígneo na Bacia Potiguar, Nordeste do Brasil

Igneous pyrometamorphism in the Potiguar Basin, Northeastern Brazil

Larissa dos Santos¹, Zorano Sérgio de Souza^{1,2}, Nilson Francisquini Botelho³, Rúbia Ribeiro Viana⁴

¹Programa de Pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte - UFRN, Caixa Postal 1.596, Bairro Lagoa Nova, CEP 59078-970, Natal, RN, BR (larissadossantos88@gmail.com)

²Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte - UFRN, Natal, RN, BR (zorano@geologia.ufrn.br)

³Departamento de Mineralogia e Petrologia, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília - UnB, Brasília, DF, BR (nilsonfb@unb.br)

⁴Departamento de Recursos Minerais, Universidade Federal de Mato Grosso - UFMT, Cuiabá, MT, BR (rubia@cpd.ufmt.br)

Recebido em 28 de junho de 2013; aceito em 10 de abril de 2014

Resumo

Na Bacia Potiguar (NE do Brasil), rochas cretáceas (arenitos, siltitos, folhelhos, calcários) são intrudidas por corpos básicos do Paleógeno e Neógeno. Como resultado, formam-se buchitos, rochas pirometamórficas indicativas de pressões muito baixas e altíssimas temperaturas. Observações de campo permitiram distinguir buchitos claros (BCs) e buchitos escuros (BEs), os quais foram investigados com estudos de petrografia, microsonda eletrônica e difração de raios-X. Os BCs contêm abundantes clastos de quartzo circundados por acículas radiais de tridimite, além de fenocristais de sanidina e clinopiroxênio incluídos na matriz vítrea. Os BEs são compostos predominantemente por microcristais de Fe-cordierita (sekaninaíta), mullita, armalcolita, ilmenita e espinélio, dispersos em uma matriz criptocristalina escura. Quimicamente, os BCs são mais ricos em SiO₂ (~76,7%) e K₂O (~5,7%) e empobrecidos em Al₂O₃ (~12,8%) em relação aos BEs (respectivamente ~51,5, ~0,2 e ~42,7%). Com base em diagramas da literatura, no hábito dos cristais (aciculares, alongados, às vezes ocos) e no significativo conteúdo de material vítreo, considera-se que o líquido formado pela fusão a ~1100 – 1150°C de material sedimentar resfriou rapidamente a temperaturas elevadas e pressões abaixo de 1 kbar. Os resultados obtidos são relevantes em termos petrológicos e podem igualmente ter implicação econômica, já que grande número de corpos básicos intrude reservatórios de hidrocarbonetos.

Palavras-chaves: Bacia Potiguar; Magmatismo; Pirometamorfismo.

Abstract

In the Potiguar Basin (NE Brazil), cretaceous rocks (sandstones, siltstones, shales, limestones) are intruded by Paleogene to Neogene basic bodies. As a result, were formed buchites, pyrometamorphic rocks indicating very low pressures and very high temperatures. Field descriptions permitted distinguishing light buchites (LB) and dark buchites (DB), which were investigated throughout petrographic, electron microprobe and X-ray diffraction studies. LBs contain abundant clasts of quartz surrounded by radial tridymite needles, besides phenocrysts of sanidine and clinopyroxene included in a vitreous groundmass. DBs have mainly microcrystals of Fe-cordierite (sekaninaíte), mullite, armalcolite, ilmenite and spinel, dispersed within a black cryptocrystalline matrix. Chemically, LBs are richer in SiO₂ (~76.7%) and K₂O (~5.7%) and poorer in Al₂O₃ (~12.8%) when compared to DBs (respectively ~51.5, ~0.2 and ~42.7%). Based on phase diagrams published in the literature, the habit of crystals (acicular, elongated sometimes hollow crystals) and the significant content of glassy material we consider that the liquid formed by melting at ~1100 – 1150°C of sedimentary material cooled quickly at very high temperatures and pressures below 1 kbar. The results obtained are relevant in petrological terms, and may also have economic implications since a large number of basic bodies intrude rocks with hydrocarbon reservoirs.

Keywords: Potiguar Basin; Magmatism; Pyrometamorphism.

INTRODUÇÃO

Pirometamorfismo é um tipo de metamorfismo de contato reconhecido particularmente por ocorrer a pressões muito baixas (< 3 kbar) e temperaturas muito elevadas, podendo alcançar 1000 a 1200°C, provocando fusão parcial ou total de determinadas rochas, caracterizando a fácies sanidinito. As altas temperaturas no pirometamorfismo podem ser atingidas pelo fluxo de magmas básicos em condutos, degaseificação de magmas, combustão de carvão, de sedimentos carboníferos, óleo e gás, queima superficial de matéria orgânica e ação de relâmpagos (Grapes, 2011).

A presença de rochas ígneas em uma bacia sedimentar pode ter forte implicação na exploração petrolífera (Zhenyan et al., 1999; Eiras e Wanderley Filho, 2003; Mizusaki et al., 2008; Thomaz Filho et al., 2008). O efeito térmico produzido por intrusões no pacote sedimentar favorece a maturação da matéria orgânica, diminui a densidade do óleo, pode ocasionar compactação por recristalização termal e consequente redução da porosidade e da permeabilidade, e promover a migração do óleo para níveis crustais mais rasos por meio de falhas e fraturas. Intrusões e derrames básicos podem igualmente agir como reservatórios de óleo e gás, como selantes ou trapas estruturais. Corpos magmáticos (soleiras, derrames, diques, *plugs*, tufos) também podem ser utilizados na correlação estratigráfica e na datação relativa de rochas sedimentares (Eiras e Wanderley Filho, 2003).

Na Bacia Potiguar, localizada na porção oriental da margem equatorial brasileira, são registrados numerosos corpos básicos intrusivos (*plugs*, *necks*, diques) em rochas carbonáticas, pelíticas e psamíticas (Almeida et al., 1988; Mizusaki et al., 2002; Soares et al., 2003; Pessoa Neto et al., 2007). A presente pesquisa enfoca rochas pelíticas e psamíticas da Formação Açú (Neocretáceo da Bacia Potiguar emersa) termalmente afetadas por pirometamorfismo. Estas rochas, denominadas buchitos na aceção de Grapes (2011), sofrem expressivo efeito térmico nas proximidades e nos contatos de intrusões básicas oligocênicas a miocênicas, cujas idades variam de 50 a 6 Ma (Souza et al., 2003, 2004; Knesel et al., 2011). Apesar das intrusões serem conhecidas há décadas (Sial, 1976), apenas recentemente têm sido feitas referências sobre efeitos termais provocados nas encaixantes sedimentares (Paiva, 2004; Silveira, 2006; Sousa et al., 2008). Santos (2011), Santos et al. (2011, 2012) e Souza et al. (2011) aplicaram o termo buchito a rochas na fácies sanidinito, resultantes de fusão parcial da matriz feldspática de arenitos da Formação Açú. O presente estudo abrange esta formação, principal unidade reservatório da Bacia Potiguar na porção *onshore*. O trabalho desenvolvido permitiu caracterizar a ocorrência de campo e as feições petrográficas, texturais e químicas de buchitos, conforme reportados em simpósios (Santos et al., 2011; Souza et al., 2011) e congressos (Santos et al., 2012; Souza et al., 2012).

A metodologia utilizada incluiu trabalhos de campo, interpretação de imagens de satélite e de fotografias aéreas, descrição petrográfica e textural de amostras afetadas e não afetadas pelo pirometamorfismo, análises por microsonda eletrônica e difração de raios-X. Na etapa de gabinete, efetuou-se a pesquisa bibliográfica sobre a geologia regional e aspectos petrográficos e texturais de rochas sedimentares (especialmente arenitos) termalmente afetadas por intrusões básicas. Também foram interpretadas fotografias aéreas e utilizadas técnicas de processamento digital de imagens de satélite a fim de delimitar com maior precisão o contorno dos corpos magmáticos, possíveis contatos e estruturas, objetivando compor o mapa geológico de detalhe de cada corpo estudado e suas auréolas termais. Nas etapas de campo, foram marcados com GPS afloramentos visitados e contatos entre as rochas encaixantes e as intrusivas para corrigir e refinar o mapa preliminar. Foram coletadas amostras de arenitos afetados e não afetados pelo pirometamorfismo, situados a diferentes distâncias dos corpos básicos, para confecção de lâminas delgadas e polidas.

Na etapa de laboratório foram descritas 50 seções delgadas em microscópios ópticos de luz polarizada Olympus e Leica DM EP (Laboratório de Microscopia do Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica da Universidade Federal do Rio Grande do Norte – PPGG/UFRN), visando identificar minerais e texturas e determinar a composição modal por meio do método da contagem de pontos, totalizando 1.000 a 500 pontos por lâmina delgada. Também foram feitas 40 análises químicas pontuais com uso da microsonda eletrônica JEOL-JXA-8230 (Instituto de Geociências da Universidade de Brasília – IG/UnB) com quatro espectrômetros para identificar fases minerais e a composição química da matriz vítrea; as condições operacionais foram de 15 kV e 20 nA. Três amostras foram analisadas no difratômetro de raios-X marca Shimadzu XRD-6000 com goniômetro horizontal do Laboratório Multi-Usuário de Técnicas Analíticas (LAMUTA) da Universidade Federal do Mato Grosso (UFMT), nas seguintes condições operacionais: tubo de cobre (radiação K alfa = 1,541838 Å), tensão de 45 kV, corrente de 35 mA, varredura (θ) de 5° a 80° com velocidade de 2 °/min. As medidas foram realizadas em temperatura ambiente.

ARCABOUÇO GEOLÓGICO

A área estudada insere-se no contexto geológico da Bacia Potiguar, situada no extremo leste da Margem Equatorial Brasileira, distribuindo-se pelos estados do Rio Grande do Norte e Ceará e ocupando área de aproximadamente 48.000 km² (Figura 1). De acordo com Pessoa Neto et al. (2007), a evolução tectônica da bacia se deu ao longo de três estágios denominados rifte, pós-rifte e drifte.

O primeiro teve início no Neocomiano, caracterizando-se por um regime tectônico rúptil distensivo formando *grabens* que acomodaram a implantação de sedimentação flúvio-deltaica e lacustre, correspondente às formações Pendência e Pescada. O segundo iniciou-se no Neoptiano e foi dominado por um regime marcado por subsidência termal e deposição de uma sequência flúvio-deltaica com os primeiros registros de ingressão marinha (Formação Alagamar). O último estágio (Albiano) corresponde a uma sequência flúvio-marinha transgressiva, representada pelos sedimentos das formações Açú, Ponta do Mel, Quebradas, Jandaíra e Ubarana, recoberta por sequência clástica e carbonática regressiva (formações Tibau e Guimarães). Três eventos magmáticos são reconhecidos na Bacia Potiguar: enxame de diques sinríte relacionados ao magmatismo Rio Ceará Mirim ($132 \pm 0,1$ Ma), derrames de basaltos alcalinos Cuó ($93,1 \pm 0,8$ Ma) e basaltos e diabásios do magmatismo Macau, com idades distribuídas de 70 a 6 Ma (Souza et al., 2003; Knesel et al., 2011).

Mediante a interpretação de imagens de satélite e trabalhos de campo, foi possível delimitar e redefinir os contatos entre corpos básicos intrusivos referidos à Formação Macau e as rochas da Bacia Potiguar, na região dos municípios de Jandaíra, Pedro Avelino e Afonso Bezerra (RN),

e inferir as formas e dimensões das auréolas de metamorfismo de contato. A observação do efeito térmico foi realizada principalmente nas circunvizinhanças dos corpos Serrinha e Serra Verde, sendo também utilizados exemplos das regiões dos *plugs* São João, Serrote do Bugre e Baixa do Meio, o último localizado a aproximadamente 6,5 km a noroeste de Pedro Avelino (RN). De maneira geral, esses corpos afloram como blocos arrasados decimétricos a métricos de basalto e/ou diabásio que se encontram dispersos em solo escuro argiloso.

Observa-se que tanto os calcários quanto os arenitos e folhelhos, que formam intercalações no topo do pacote de arenitos, sofrem modificações de mineralogia, composição, textura, porosidade e permeabilidade, advindas das elevadas temperaturas aportadas pelos corpos magmáticos. A depender da rocha encaixante, das condições de pressão e temperatura às quais foram submetidas e da distância entre a intrusão e a encaixante, uma ampla gama de associações minerais pode ser produzida. Por esta razão, o trabalho restringiu-se ao estudo das rochas siliciclásticas (Formação Açú), as quais formam camadas relativamente espessas de arenito médio a muito grosso esbranquiçado, com intercalações de folhelho e argilito verde claro e siltito castanho-avermelhado (Araripe e Feijó, 1994).

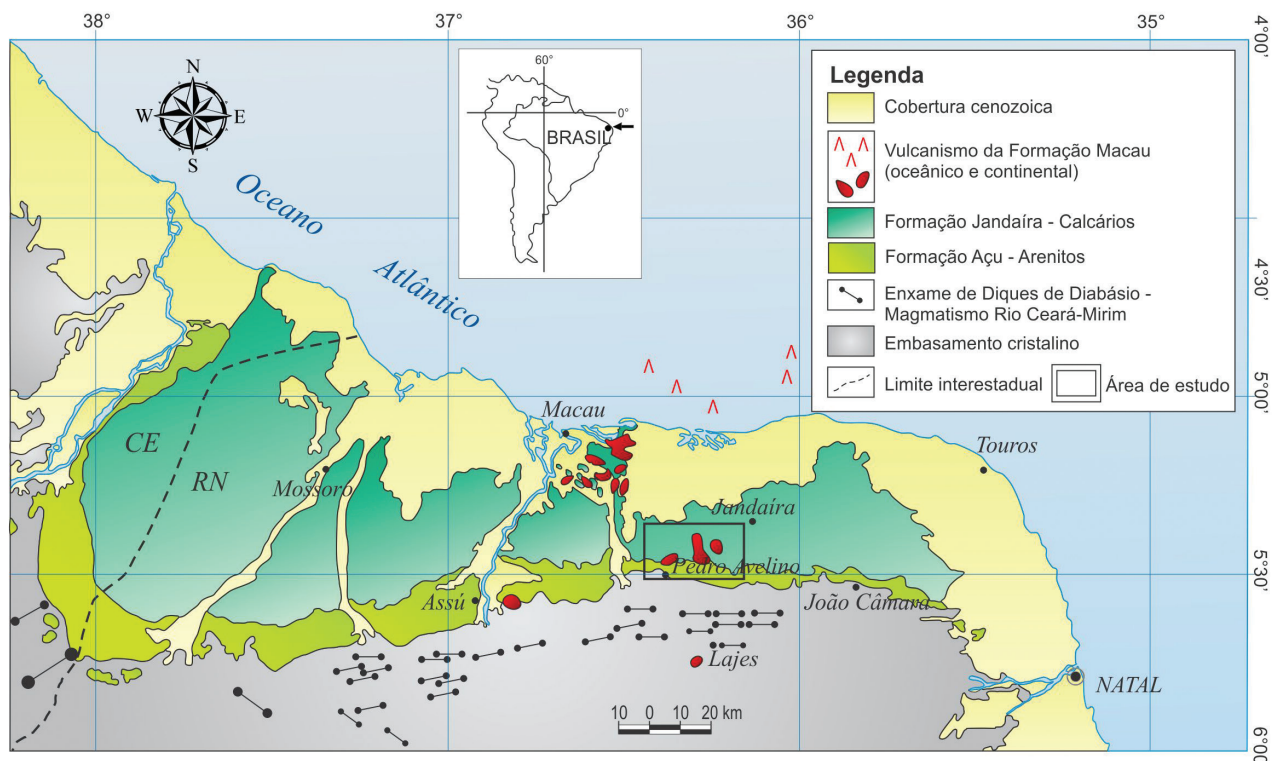


Figura 1. Mapa geológico da Bacia Potiguar (modificado de Cassab, 2003) contendo as principais ocorrências do magmatismo pós-Paleozoico, destacando o enxame de diques cretáceos Rio Ceará Mirim (Almeida et al., 1988). A área limitada pelo retângulo inclui as rochas básicas cenozoicas da porção continental, enfatizadas neste artigo (detalhe na Figura 2).

Os corpos Serrinha e Serra Verde (Figura 2) estão localizados entre os municípios de Jandaíra, Lajes e Pedro Avelino (RN), distando deste último 15 e 20 km, respectivamente. O *plug* Serrinha (Figura 3A) é um corpo alongado na direção NNW-SSE, medindo aproximadamente 500 m no eixo maior, sendo intrusivo em rochas das formações Açú e Jandaíra. Divide-se em duas porções de relevo destacado, uma a Norte e outra a Sul. Observa-se entre elas uma área arrasada com solo escuro e fragmentos de basalto e rochas de aspecto quartzítico. O *plug* Serra Verde (Figura 3B) corresponde a um corpo com forma de pera, alongado na direção N-S, com a porção meridional mais estreita em relação àquela setentrional.

Nas adjacências dos corpos intrusivos encontram-se arenitos termicamente transformados (buchitos), que se apresentam silicificados em diferentes graus e/ou parcialmente fundidos, tornando-se mais compactos, maciços e resistentes à fragmentação. O efeito térmico provocado pelo alojamento do *plug* Serrinha é observado ao longo do contato com arenito feldspático (na porção Sul) e níveis decimétricos de

folhelho (Figura 4A), arenito calcífero e calcário, sendo o conjunto transformado em arenitos e siltitos “quartzíticos” (buchitos claros), folhelhos compactos, calcários cristalinos (“mármore”) com geodos e venulações de calcita, e veios de quartzo (Figura 4B). Os “mármore” exibem texturas variando de fina à grossa, em nítido contraste com o calcário micrítico original. O *plug* Serra Verde, que aflora em blocos de basalto finos a microcristalinos, apresenta as mesmas feições observadas no contato do *plug* Serrinha, adicionado à presença de rochas escuras, criptocristalinas a vítreas, assemelhando-se a taquilito, porém com clastos de quartzo (Figura 4C) e aspecto brechado (Figura 4D), denominadas buchitos escuros.

CARACTERIZAÇÃO DOS CORPOS BÁSICOS INTRUSIVOS

O *plug* Serrinha compõe-se de basalto nas bordas e diabásio nas partes centrais. Os basaltos são criptocristalinos,

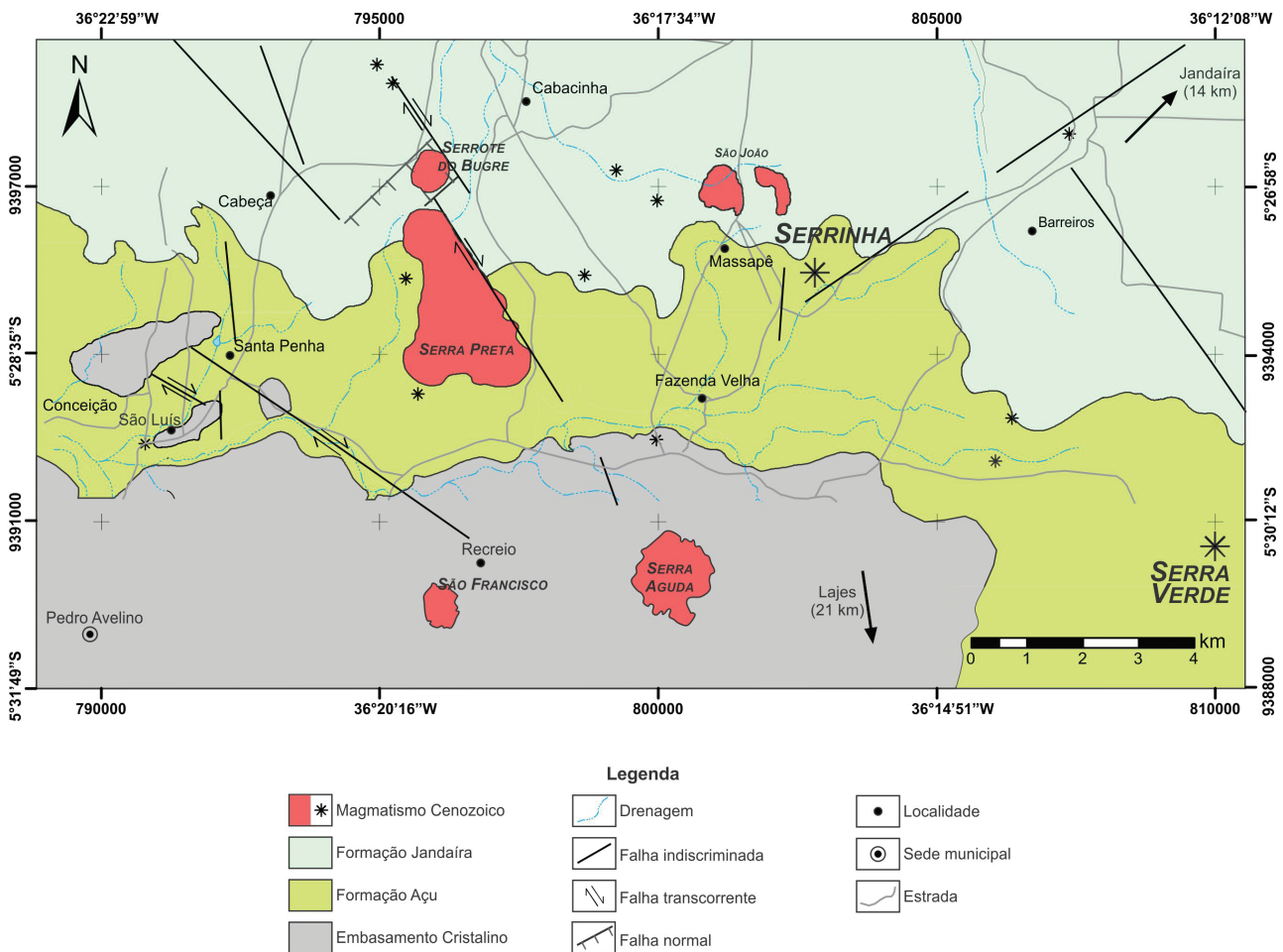


Figura 2. Mapa geológico mostrando a localização dos corpos Serrinha e Serra Verde, descritos neste trabalho, e demais ocorrências citadas no texto ou reportadas na literatura.

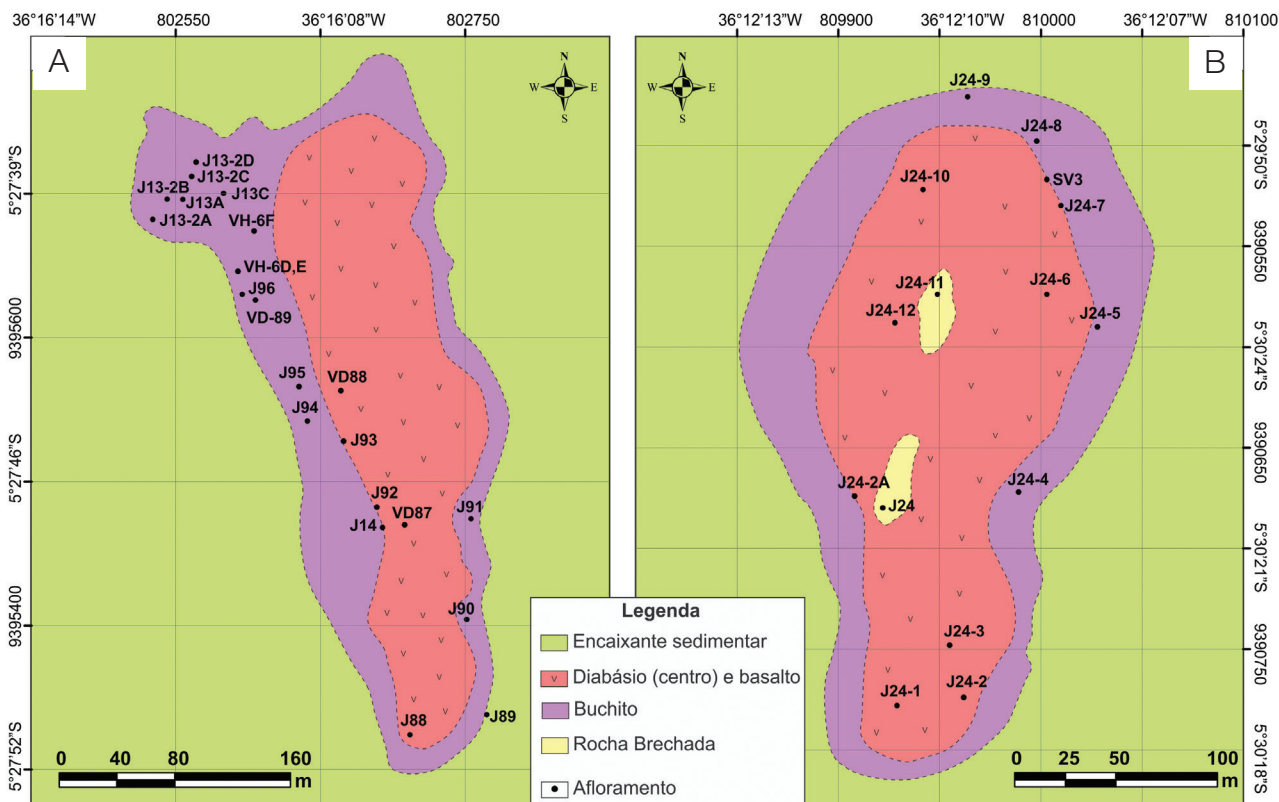


Figura 3. Esboço geológico dos corpos Serrinha (A) e Serra Verde (B), mostrando a auréola de metamorfismo de contato (lilás) e localização de afloramentos visitados.

microcristalinos porfíricos, finos a médios, com fenocristais e xenocristais de olivina, e fenocristais de clinopiroxênio, podendo conter amígdalas com carbonato. Os diabásios têm textura média equigranular, com fenocristais de olivina e clinopiroxênio e textura intergranular. Propriedades ópticas sugerem piroxênio do tipo augita ou Ti-augita (coloração marrom, pleocroísmo fraco, ângulo de extinção $\sim 40^\circ$, ângulo $2V_z \sim 60^\circ$, alongação positiva).

Nos basaltos e no diabásio, a olivina geralmente ocorre como fenocristais (até 5,0 mm) anédricos a subédricos (Figura 5A), com terminações triangulares, sofrendo processos de alteração (oxidação e serpentinização) principalmente ao longo de fraturas. Nos grãos sem alteração, propriedades ópticas (incolores, biaxial positivo com $2V_z \sim 80^\circ$) sugerem olivina rica em moléculas de forsterita. Na fácies microcristalina, os grãos podem exibir extinção ondulante ou bordas de corrosão. No basalto criptocristalino porfírico os fenocristais de olivina formam textura do tipo *synneusis* (Figura 5B).

No basalto microcristalino, o clinopiroxênio pode formar agregados de formas arredondadas, que podem incluir olivina, caracterizando uma textura porfírica a glomeroporfírica. Já no diabásio, o clinopiroxênio ocorre em cristais verde pálidos, subédricos, prismáticos e anédricos,

frequentemente formando textura em corona envolvendo olivina. No basalto criptocristalino, o clinopiroxênio aparece como grânulos na matriz.

O plagioclásio (An_{30-40}) ocorre como finas ripas na matriz e raramente como fenocristais (Figura 5C). No basalto microcristalino, micrólitos orientados delineiam texturas traquitoide, hialopilitica ou pilotaxítica, revelando orientação de fluxo magmático. Os fenocristais nos basaltos chegam a medir 0,6 mm, podendo alcançar 2,0 mm nos diabásios, onde têm hábito tabular subédrico a anédrico, incluem olivina e clinopiroxênio e mostram zonação concêntrica. Porções de vidro marrom podem ser encontradas intersticialmente definindo a textura intersertal (Figura 5D). Em basalto criptocristalino, ocorrem amígdalas (Figura 5E) unicamente com calcita ou zonadas (vidro amarelo pálido na parte periférica e carbonato e/ou calcedônia no centro). Minerais opacos encontram-se dispersos pela matriz ou inclusos em fenocristais de olivina.

O *plug* Serra Verde comporta rochas básicas com feições interpretadas como autólitos com contatos interlobados entre diferentes basaltos (cripto e microcristalino) e diabásio fino a médio. Também ocorre basalto de granulação média com textura amigdaloidal, tendo preenchimento de natrolita radial, calcedônia e fluorita na borda.

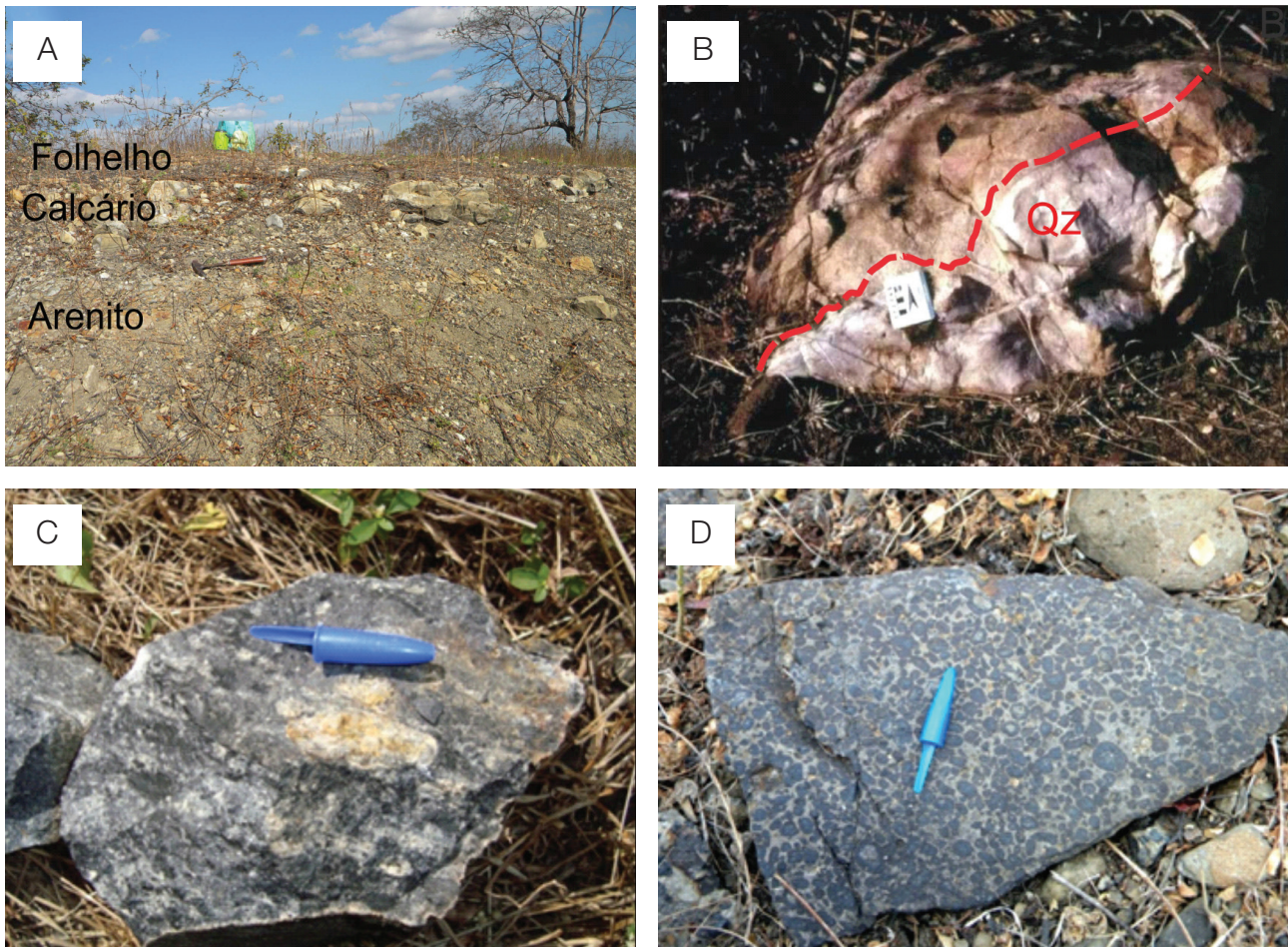


Figura 4. Efeitos de contato no topo da Formação Açú. (A) Intercalação de arenito, calcário e folhelho negro, todos afetados termalmente; (B) Arenito compacto, termalmente recrystalizado, com aspecto de quartzito (*hornfels*), cortado por veio de quartzo branco (Qz); (C) Fragmentos reliquiares de quartzo do arenito protolítico em matriz escura; (D) Gerações de buchitos escuro (fusão de folhelho) e claro (fusão da matriz feldspática do arenito), conferindo aspecto de brecha magmática. (A) e (B) *Plug Serrinha*; (C) e (D) *Plug Serra Verde*.

Na rocha com autólitos (Figura 5F), a porção mais escura, criptocristalina, é formada essencialmente por matriz escura com grânulos opacos e microfenocristais de olivina e plagioclásio, enquanto microautólitos de diabásio contêm ripas (até 1,0 mm) de plagioclásio (An_{30-40}), clinopiroxênio (0,4 mm), fenocristais (1,0 mm) de olivina e minerais opacos. Apresenta textura ofítica a subofítica e, localmente, microfenocristais de olivina. Xenocristais (1,0 mm) de olivina são fraturados e exibem extinção fortemente ondulante. No tipo amigdaloidal, as ripas de plagioclásio da matriz formam a textura traquitoide.

No basalto com autólitos também estão presentes raros xenocristais de quartzo e de espinélio marrom (interpretado como Cr-espinélio pela cor avermelhada em observação com polarizadores paralelos). Os primeiros são envolvidos por material vítreo e grãos de clinopiroxênio, enquanto o espinélio tem borda de opaco, possivelmente cromita.

BUCHITOS

Caracterização dos buchitos

O termo buchito relaciona-se ao fenômeno de pirometamorfismo, definido como um tipo de metamorfismo de contato sob elevadas temperaturas e baixíssimas pressões, em condições da fácies sanidinito, capazes de provocar fusão em certas litologias. O pirometamorfismo ígneo se reflete em auréolas termais nos contatos de intrusões rasas de magmas básicos ou intermediários, ou em xenólitos preservados de suítes pirometamorfizadas (Grapes, 2011).

Os buchitos são rochas extensivamente vitrificadas (Grapes, 2011), derivadas da fusão (parcial ou total) de protólito pelítico-psamítico submetido a temperaturas de aproximadamente 830 a 1150°C e pressões inferiores

a 0,5 kbar. Segundo Grapes (2011), buchitos derivados de rochas quartzo-feldspáticas pirometamorfisadas contêm fases minerais peculiares tais como tridimita, mullita / sillimanita, Fe-cordierita, clinopiroxênio, faialita e sanidina, geralmente associadas com vidro dacítico a riolítico. As rochas termalmente afetadas, mas não fundidas, são denominadas *burnt rocks* ou *baked rocks* (rochas “queimadas” ou “cozidas”) e juntamente com as *clinkers* (rochas parcialmente fundidas) e paralavas (totalmente fundidas)

estão, normalmente, associadas ao pirometamorfismo por combustão de matéria orgânica.

Petrografia e texturas dos buchitos estudados

Em função de diferenças petrográficas, texturais e composicionais dos buchitos analisados, tais rochas foram subdivididas em buchitos claros (Figuras 6A e 6B) e escuros (Figuras 6C e 6D). Os primeiros apresentam coloração cinza clara ou

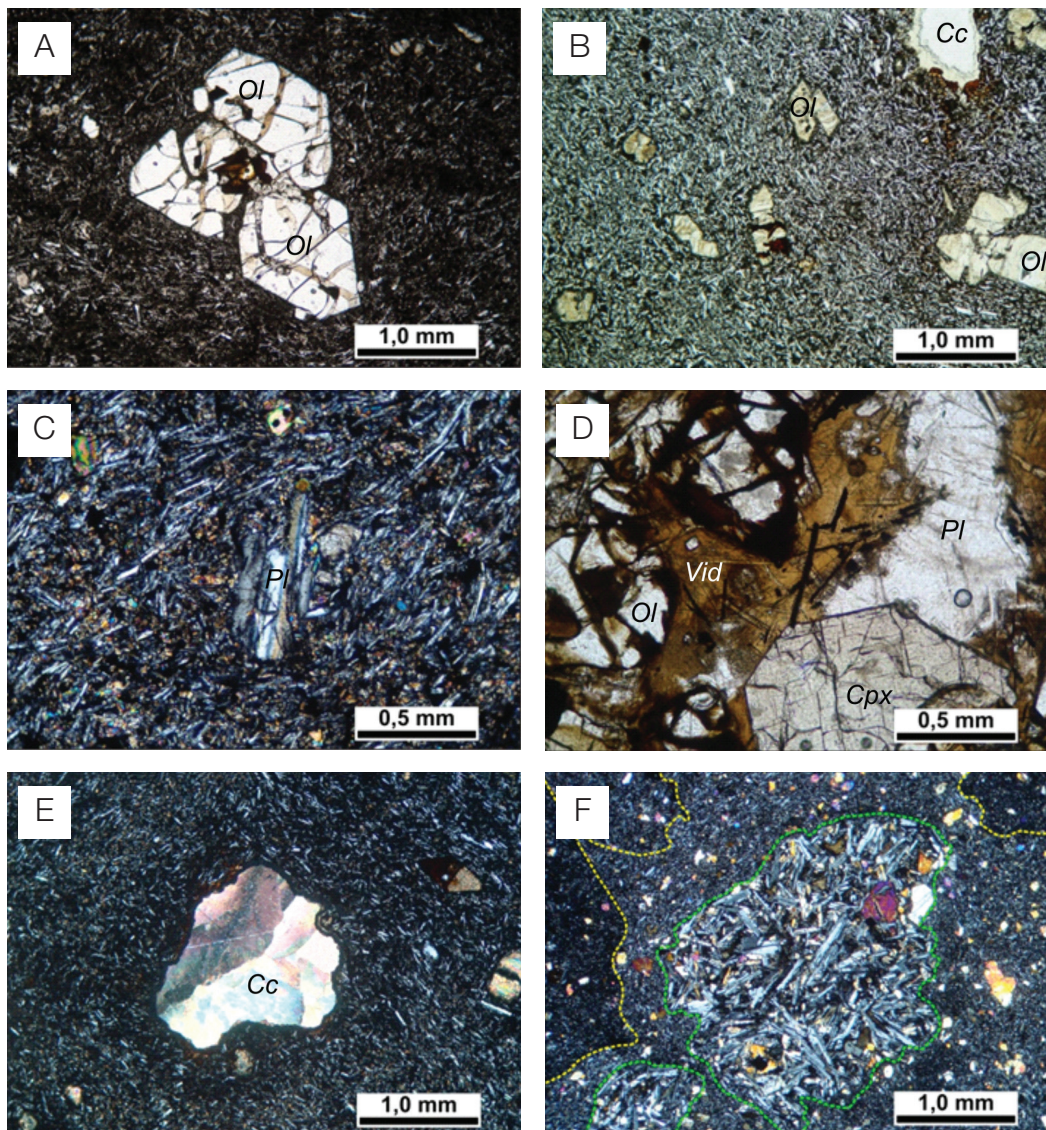


Figura 5. Tipos texturais nas rochas básicas intrusivas. (A) Basalto microcristalino exibindo fenocristal subédrico de olivina (Ol — amostra J14); (B) Basalto cripto a microcristalino porfírico com fenocristais de olivina formando textura tipo *synneusis* e amígdala com calcita (Cc) na amostra J111B; (C) Fenocristal de plagioclásio (Pl) e micrólitos orientados do mesmo mineral, compoendo a matriz (amostra J14); (D) Diabásio contendo porção vítrea amarronzada (Vid), plagioclásio (Pl), olivina (Ol) e clinopiroxênio (Cpx) na amostra J116; (E) Amígdala preenchida por calcita (Cc — amostra J116); (F) Basalto com autólitos de texturas cripto e microcristalinas (limitadas pela linha amarela); no centro da imagem observa-se um microautólito de diabásio, delineado pelo contorno verde (amostra J24-14). Figuras 5C, 5E e 5F obtidas com polarizadores cruzados; Figuras 5A, 5B e 5D com polarizadores paralelos.

branca e composição rica em sílica (76,76%). Por sua vez, os buchitos escuros, com coloração cinza escura a preta em amostras de mão, assemelham-se macroscopicamente a taquilito e têm composição sílico-aluminosa-potássica, com quantidade de SiO_2 , Al_2O_3 e K_2O de, respectivamente, 53,60 a 49,44; 44,16 a 41,24 e 0,39 a 0,07%.

Buchito claro

Petrograficamente, os buchitos claros, encontrados nas regiões dos corpos Serrinha e Serra Verde, são rochas de origem siliciclástica compostas por clastos de quartzo e feldspatos, minerais opacos e quantidades traço de grãos detríticos de zircão, epidoto, clorita, granada, estauroлита, biotita e apatita, imersos em matriz criptocristalina a vítrea. Com o aumento do efeito termal, ocorre formação de material vítreo e cristais fibro-radiados de tridimita (Figuras 7A e 7B). A composição modal sugere que se tratava de um arenito arcoseano,

mal selecionado, imaturo, possuindo grãos arredondados a muito angulosos e de baixa esfericidade, com granulometria variando de areia muito fina a muito grossa (0,1 a 2,0 mm) e apresentando grãos flutuantes, contatos retos ou longos e côncavo-convexos.

As rochas sedimentares menos afetadas termalmente possuem cimento silicoso, constituído por sílica neoformada micropolicristalina (*chert*) e fibrosa (calcedônia), preenchendo fraturas ou ocupando espaços intergranulares (Figura 7C). Nos clastos de quartzo são frequentes bordas de crescimento secundário.

Nos buchitos mais representativos desaparece o cimento silicoso (*chert* e calcedônia). Observa-se intenso processo de vitrificação, denotado por uma matriz criptocristalina a vítrea englobando clastos de quartzo, bem como cristais prismáticos finos e aciculares de tridimita e clinopiroxênio (Figuras 7D e 7E). O hábito acicular e o vidro silicoso indicam que houve um estágio com líquido magmático e

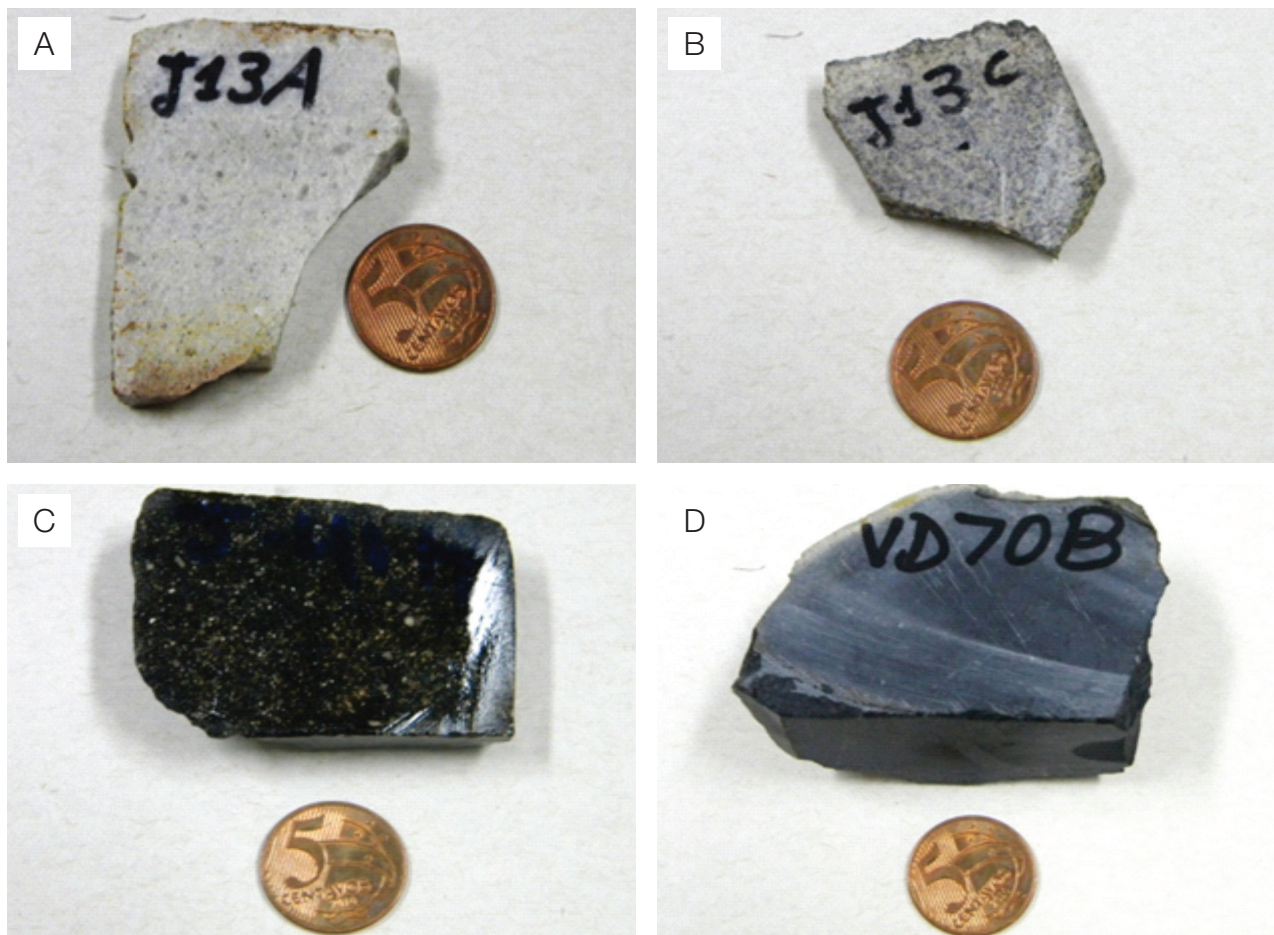


Figura 6. Tabletes representativos de buchitos claros (A, B) e escuros (C, D), o último com aparência de taquilito. Amostras J13A (A), J13C (B), J41H (C) e VD70B (D).

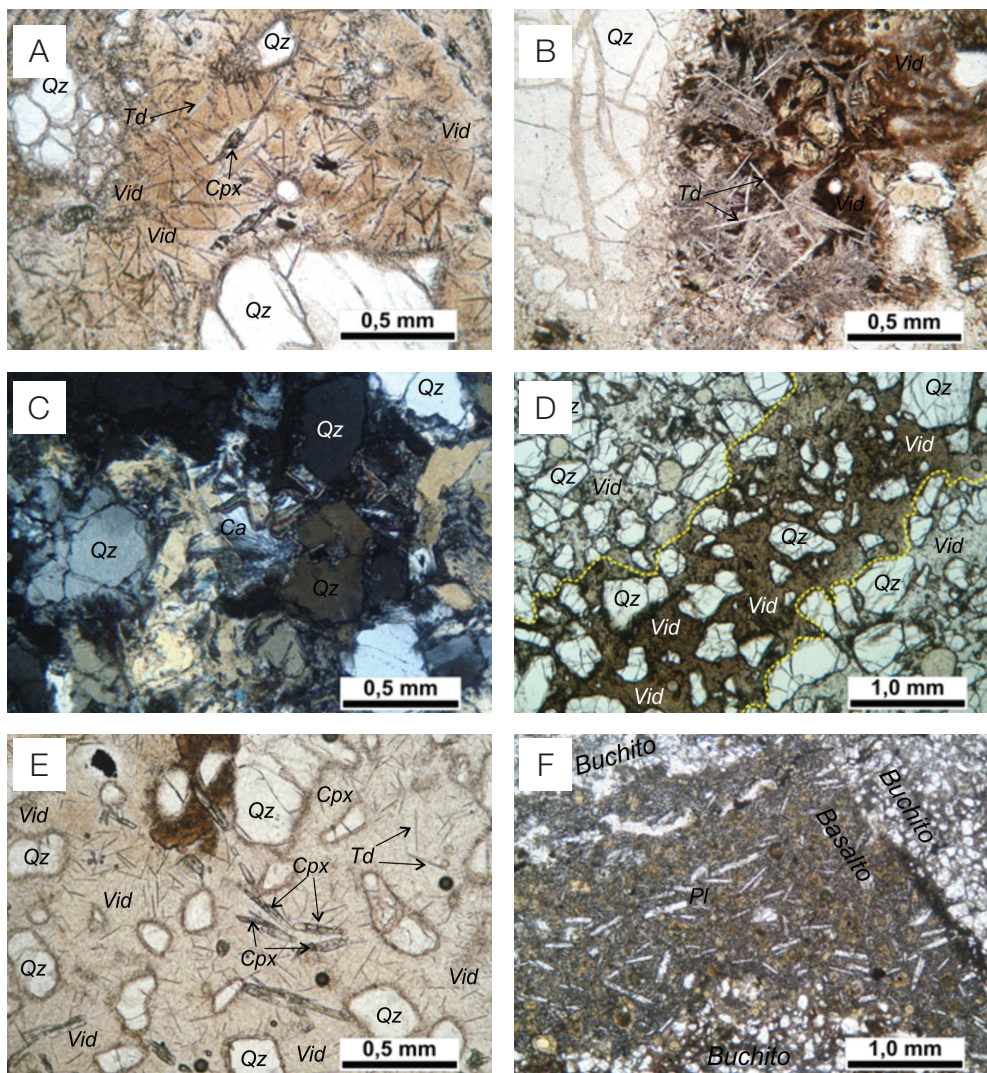


Figura 7. Texturas dos buchitos claros. (A) e (B) Clastos de quartzo (Qz) e vidro (Vid) em tons amarronzados contendo acículas e cristaltos de tridimita (Td) e clinopiroxênio (Cpx) na amostra J13C; (C) Calcedônia (Ca) intersticial em arenito maciço, compacto, sem evidência de fusão (amostra J13A); (D) Aspecto geral de um buchito com destaque para material vítreo (Vid) de diferentes tonalidades de marrom (limitado pelas linhas amarelas) e cinza englobando clastos de quartzo (Qz) na amostra J24-19B; (E) Clastos de quartzo (Qz) circundados por agulhas de tridimita (Td) e cristais alongados de clinopiroxênio (Cpx) imersos em matriz vítrea (amostra J13C); (F) Venulação de basalto (porção castanha com micrólitos de plagioclásio) em contato com arenito buchítico (amostra J24-20). Figura 7C obtida com polarizadores cruzados; as demais com polarizadores paralelos.

que este evoluiu por resfriamento ultrarrápido. A extensão do efeito termal é visualizada nos contatos laterais de venulação basáltica (Figura 7F); neste caso, pode ocorrer interdigitação ou limite abrupto em ambos, provocando efeito termal no arenito.

A Tabela 1 mostra a composição modal com base em contagem de pontos de arenitos não afetados e arenitos buchíticos. Em termos comparativos, os arenitos não afetados possuem clastos de microclina, com frequente presença

de minerais de argila (caolinita, ilita-esmectita), além de preservação de porosidade geralmente do tipo intergranular e raramente móldica ou intragranular. Algumas amostras podem conter grãos detriticos de diferentes minerais, principalmente zircão, que também ocorre no arenito buchítico. Em amostras com micas detriticas, é comum a presença de hidróxido de ferro e/ou opacos, além de clorita, decorrentes de processos de alteração como oxidação e cloritização, respectivamente. É possível encontrar também, em

Tabela 1. Composição modal (%) de arenitos não afetados (HZ6A, J41-2 e J24-13) e arenitos termalmente afetados (J13C, J13-2A4, J13A).

	Não afetado			Afetado (distância da intrusão)		
	HZ6A	J41-2	J24-13	(40 m) J13C	(60 m) J13A	(80 m) J13-2A
Quartzo D	53	43,2	52,2	45,8	41	56,1
Microclina D	10,1	21	6	-	-	-
Caolinita A	9,4	3,6	0,2	-	-	-
Hidróxido / opacos	3,6	-	-	0,4	-	0,4
Plagioclásio D	2,6	2,4	-	-	2,2	4,6
Biotita D	1,8	-	-	-	-	-
Clorita	1,7	-	-	-	-	-
Muscovita D	0,4	-	-	-	-	-
Zircão D	0,2	0,2	0,2	0,4	0,2	0,2
Microclina A	0,1	0,2	-	-	-	-
Granada D	-	-	-	-	0,2	0,2
Epídoto D	-	-	-	0,2	0,3	0,3
Estaurólita D	-	-	-	-	-	0,4
Calcedônia A	-	0,4	24,2	-	10,4	17
Ilita-Esmectita A	-	27,8	5,6	-	-	-
Quartzo A	-	-	-	0,4	-	-
Tridimita	-	-	-	14	25,4	14,6
Clinopiroxênio	-	-	-	6,8	-	-
Material vítreo	-	-	-	32,0	20,3	6,2
Porosidade	17,1	1,2	11,6	-	-	-

D: detritico; A: autigênico.

ambos os arenitos, clastos de plagioclásio. Em algumas amostras observam-se grãos de quartzo formados provavelmente antes do soterramento, portanto autigênicos, por vezes compondo bordas de crescimento secundário, o que também ocorre em arenito buchítico extensivamente vitrificado. O material vítreo aparece apenas nas amostras termalmente afetadas, bem como uma grande quantidade de acículas de tridimita. Nota-se aumento gradativo de vidro no sentido do contato do corpo intrusivo, passando de 6,2 a 32%. Nas amostras afetadas com menor conteúdo de vidro, é comum a ocorrência de sílica criptocristalina ou calcedônia.

De maneira geral, os clastos de quartzo são mais abundantes tanto nas rochas afetadas quanto nas não afetadas. Nos arenitos não afetados, ocorre porosidade, enquanto nos afetados o material vítreo está presente e a porosidade desaparece. Minerais como pigeonita e tridimita são constatados apenas nas amostras afetadas, comprovando a atuação do pirometamorfismo.

Grãos clásticos de quartzo geralmente são monocristalinos e angulosos, fraturados, por vezes policristalinos e com extinção ondulante. Observa-se a presença de argila (possivelmente um componente reliquiar da matriz) intra e intergranular bordejando os grãos de quartzo e caracterizando o crescimento secundário durante a diagênese.

Além de quartzo, encontram-se cristais incolores de clinopiroxênio prismático e alongado (Figura 7E), de relevo forte, ângulo de extinção até 44°, alongação positiva, biaxial positivo com ângulo 2V baixo (~60°), e raras seções com duas clivagens subortogonais. Cristais alongados, com porções ocas e faces cristalinas incompletas caracterizam uma textura de resfriamento muito rápido (*quenching*). Análises dos piroxênios, obtidas por microsonda eletrônica (Tabela 2), mostram que eles possuem baixo teor de CaO e quantidades semelhantes de MgO e FeO. Considerando os critérios de classificação sugeridos por Morimoto (1989), os piroxênios estudados apresentam os parâmetros Q (= Ca + Mg + Fe²⁺) e J (= 2Na) no campo

Tabela 2. Composições químicas de clinopiroxênios encontrados em buchitos da Formação Açú, Bacia Potiguar, amostra J13C. Análises obtidas por microsonda eletrônica JEOL JXA 8230 (IG/UnB).

Óxidos	% em peso								
	1	2	3	6	8	11	12	média	σ
SiO ₂	52,67	52,36	52,02	52,47	52,33	52,87	52,36	52,44	0,27
TiO ₂	0,30	0,28	0,24	0,31	0,28	0,27	0,27	0,28	0,02
Al ₂ O ₃	1,09	1,06	1,05	1,25	0,92	1,01	1,24	1,09	0,12
Cr ₂ O ₃	0,14	0,07	0,11	0,05	0,03	0,08	0,06	0,08	0,04
FeO	20,13	19,79	19,42	19,97	22,46	20,68	21,46	20,56	1,07
MnO	0,73	0,65	0,78	0,73	0,87	0,82	0,79	0,77	0,07
MgO	21,83	21,48	22,17	22,13	19,70	21,15	20,48	21,28	0,91
CaO	2,23	2,24	2,10	2,25	2,71	2,30	2,97	2,40	0,32
Na ₂ O	0,02	0,04	0,00	0,00	0,00	0,03	0,06	0,02	0,02
Total	99,14	97,97	97,89	99,16	99,30	99,21	99,69	98,91	0,69
Cátions	Cátions								
Si	1,97	1,99	1,96	1,96	1,99	1,99	1,97	1,97	0,01
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
Al	0,05	0,05	0,05	0,06	0,04	0,05	0,06	0,05	0,01
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,63	0,63	0,59	0,63	0,71	0,65	0,67	0,65	0,04
Mn	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02	0,00
Mg	1,22	1,22	1,24	1,23	1,11	1,19	1,15	1,19	0,05
Ca	0,09	0,09	0,08	0,09	0,11	0,09	0,12	0,10	0,01
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Nº Cátions	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	0,00
Nº Oxigênios	6,01	6,02	6,00	6,00	6,01	6,02	6,00	6,01	0,01
Q (Ca + Mg + Fe ²⁺)	1,94	1,93	1,94	1,95	1,94	1,93	1,94	1,94	0,01
J (2Na)	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Wo (%mol)	4,64	4,71	4,28	4,62	5,68	4,82	6,18	4,99	0,68
En (%mol)	62,85	62,82	63,44	63,28	57,51	61,48	59,04	61,49	2,33
Fs (%mol)	32,51	32,47	32,28	32,10	36,81	33,70	34,78	33,52	1,74
Total	100,00	100,00	100	100	100	100	100	100	0

Quad, em função dos altos valores de Mg e Fe²⁺. Assim, eles podem ser plotados no diagrama triangular Wo-En-Fs e, com base também em suas propriedades ópticas, classificados como pigeonita (Figura 8).

Acículas de tridimita (exibem extinção reta, relevo fraco negativo, baixa birrefringência) aparecem na matriz e, localmente, na borda de alguns clastos de quartzo, formando franjas. Ocorrem em cristais isolados ou em aglomerados no meio de porções vítreas. O aspecto textural permite interpretar que houve resfriamento rápido a partir de um líquido silicoso.

A matriz é representada por um material criptocristalino a vítreo, apresentando comportamento isotrópico em tons de marrom ou amarelo. Análises pontuais por microsonda eletrônica mostram que o vidro possui composição riolítica, sendo rico em quartzo e ortoclásio normativos, com corindon abaixo de 2,5% e albita normativa de 6 a 12% (Tabela 3).

Buchito escuro

Os buchitos escuros, presentes nas regiões do Assentamento Baixa do Meio e dos *plugs* Serrote do Bugre e Serra Verde,

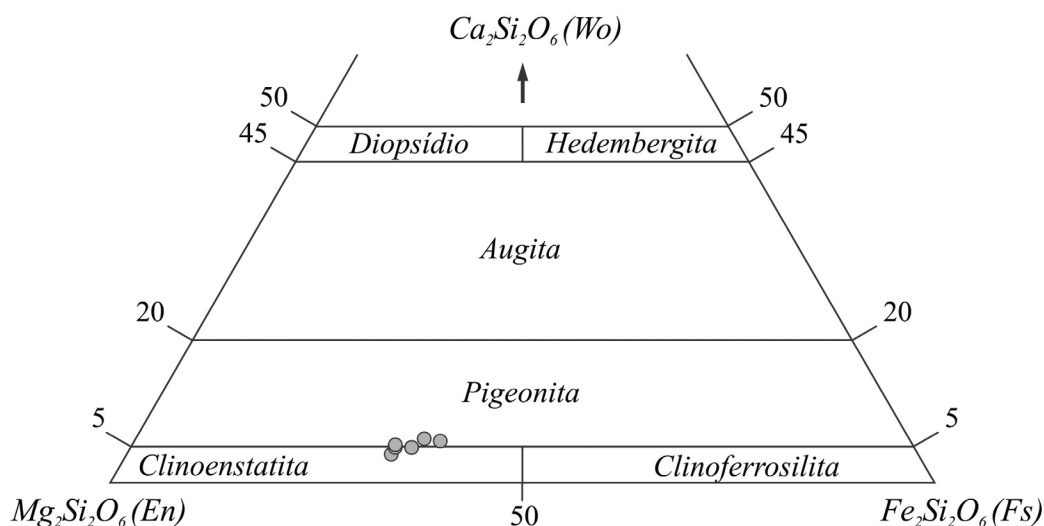


Figura 8. Diagrama Wollastonita (Wo) – Enstatita (En) – Ferrossilita (Fs) mostrando a classificação dos clinopiroxênios (Morimoto, 1989) encontrados no buchito da amostra J13C.

Tabela 3. Análises químicas (% em peso recalculada em base anidra) determinadas na microsonda eletrônica JEOL JXA 8230 do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília e respectivas normas *Cross, Iddings, Pearsons and Washington* da matriz vítrea de buchito claro da amostra J13C.

Óxidos	% em peso											média	σ
	7	9	10	15	16	17	8	10.1	11	26	27		
SiO ₂	78,00	77,22	75,30	77,02	76,78	76,91	76,54	76,87	76,65	78,05	74,86	76,74	0,97
TiO ₂	0,57	0,73	0,76	0,52	0,49	0,55	0,66	0,56	0,59	0,81	0,91	0,65	0,14
Al ₂ O ₃	12,97	12,93	12,70	12,89	12,83	13,05	12,93	13,20	12,92	12,29	11,77	12,78	0,41
Fe ₂ O ₃	0,39	0,46	0,61	0,39	0,40	0,40	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,24	0,24
FeO	0,82	1,00	1,28	0,81	0,84	0,85	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,51	0,50
MnO	0,03	0,02	0,07	0,05	0,02	0,03	1,44	1,74	1,64	1,64	3,91	0,96	1,25
MgO	0,03	0,07	0,12	0,22	0,27	0,20	0,10	0,07	0,13	0,00	0,37	0,14	0,11
CaO	1,40	1,38	1,72	1,19	1,18	1,03	1,47	1,41	1,66	0,77	1,94	1,38	0,33
Na ₂ O	0,93	0,95	1,34	0,93	0,90	0,88	0,82	0,91	0,74	1,02	0,76	0,93	0,16
K ₂ O	4,85	5,23	6,10	5,98	6,28	6,11	6,02	5,24	5,66	5,42	5,47	5,67	0,46
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	
Norma Cross, Iddings, Pearsons and Washington													
Quartzo	51,51	49,10	40,19	46,02	44,66	46,14	45,11	48,07	46,52	49,57	43,16	46,37	3,17
Anortita	6,75	6,65	8,24	5,71	5,65	4,95	7,06	6,82	8,00	3,71	9,46	6,64	1,61
Hiperstênio	0,27	0,34	0,74	0,73	0,86	0,67	1,28	1,72	1,69	1,16	4,75	1,29	1,24
Albita	8,06	8,23	11,53	8,02	7,75	7,59	7,08	7,91	6,41	8,84	6,66	8,01	1,36
Ortoclásio	30,04	32,38	37,51	36,85	38,64	37,68	37,15	32,54	35,03	33,58	34,25	35,06	2,73
Ilmenita	0,61	0,78	0,81	0,56	0,52	0,59	0,71	0,60	0,63	0,87	0,99	0,70	0,15
Corindon	2,47	2,17	0,54	1,84	1,62	2,09	1,61	2,34	1,72	2,26	0,73	1,76	0,63
Magnetita	0,29	0,35	0,45	0,29	0,30	0,30	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,18	0,18

contêm uma matriz criptocristalina a vítrea, podendo ter ainda clastos de quartzo e feldspatos reliquiais do folhelho protolítico. Distinguem-se dos buchitos claros por terem material criptocristalino escuro e feldspatos intensamente obliterados, estes reconhecidos pelo hábito e traços de geminação (Figura 9A). Alguns desses buchitos exibem fraturas preenchidas por calcedônia e nota-se que nas porções mais escuras há redução granulométrica. Foram ainda encontrados buchitos muito finos, homogêneos, com aspecto textural de taquilito em amostra de mão, com raros clastos de quartzo e de feldspato alterado, diminutos cristais de minerais opacos, e fraturas preenchidas por carbonato. São comuns cristaltos de Fe-cordierita (Figura 9B), reconhecida por meio de análises por microsonda eletrônica e difração de raios-X. Também há ocorrências de buchitos escuros compostos apenas por clastos de quartzo envolvidos em nódulos opacos (óxidos de titânio e ferro) e matriz amorfa de coloração marrom, gerando aspecto brechado em amostra de mão (Figura 4D).

A Figura 10 mostra espectros de difração de raios-X de três amostras, sendo um folhelho escuro parcialmente afetado no contato com *plug* básico Serrinha (VH6C) e dois buchitos escuros (VD70B e VH8B), um da região do Serrote do Bugre e o outro do *plug* São João, respectivamente. Na primeira, encontram-se picos de sanidina, cordierita e muscovita. Em VD70B, observam-se picos de secaninaíta (Fe-cordierita), mulita, armalcolita e tridimita. Armalcolita é um óxido de titânio, magnésio e ferro ($(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})\text{Ti}_2\text{O}_5$) encontrado inicialmente em amostras de basaltos lunares (Pederson, 1979). Em VH8B, encontram-se picos de flogopita, sanidina e cordierita, podendo refletir um protólito com contribuição do tipo marga.

Análises por microsonda eletrônica indicam que os buchitos pretos possuem composição essencialmente sílico-aluminosa, o que resulta em altos valores de coríndon normativo (11 a 38%), com ortoclásio e albita normativos inferiores a 8% (Tabela 4).

DISCUSSÕES

O efeito térmico provocado por intrusões básicas nos arenitos se reflete petrograficamente por recristalização parcial ou total do material argiloso e dos clastos de quartzo, que os transformam em arenitos silicificados, e da obliteração de clastos de feldspatos. Além destes indícios, a presença de fases minerais sob a forma de cristais prismáticos alongados e/ou aciculares e ocos nos arenitos transformados indica que os minerais foram formados a partir de uma elevada taxa de arrefecimento de um material fundido, o que também resultou em intensa vitrificação posterior ao *quenching*.

Por meio de observações em microscópio petrográfico, não foi possível identificar tais fases minerais, devido ao tamanho e forma dos cristais. Porém, com base em análises químicas obtidas por microsonda eletrônica, revelaram-se composições compatíveis com tridimita e piroxênio (pigeonita) para os cristais aciculares e prismáticos alongados, respectivamente. Tais evidências corroboram o conceito de buchito proposto por Grapes (2011), que o define como uma rocha derivada de protólito pelítico-psamítico pirometamorfisada no contato com uma intrusão, geralmente de natureza básica, com extensiva vitrificação e minerais típicos da fácies sanidinito.

O mineral armalcolita, encontrado na amostra VD70B (Figura 10B), forma-se durante resfriamento rápido

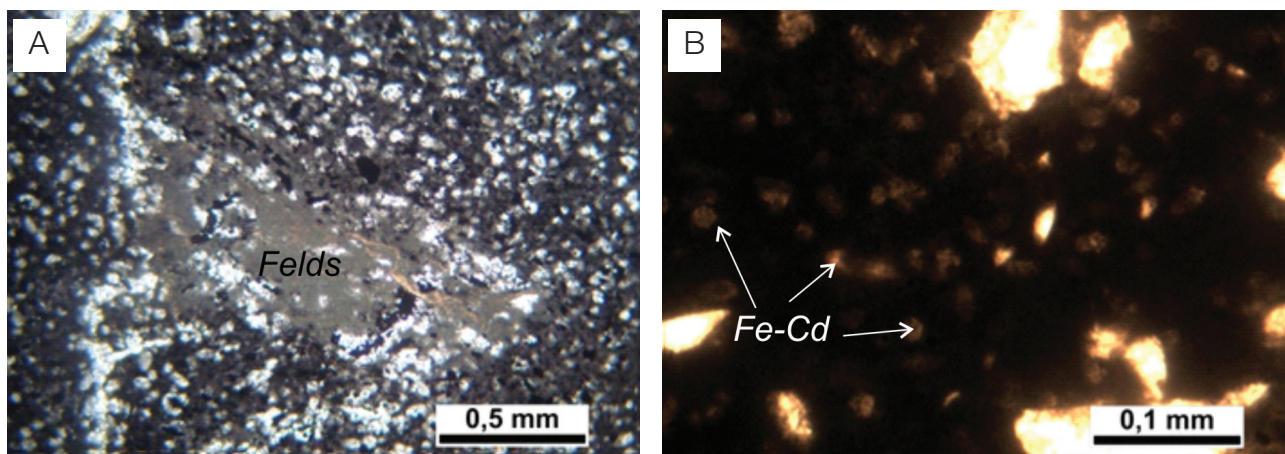


Figura 9. Texturas dos buchitos escuros. (A) Relicto de feldspato (*Felds*) obliterado (lâmina VD70B); (B) Cristaltos de secaninaíta (Fe-cordierita; Fe-Cd) e clastos de quartzo (Qz) na amostra J24-11B. Figura 9A obtida com polarizadores cruzados.

(*quenching*) a pressões muito baixas e altíssimas temperaturas, superiores a 1.000°C (Pederson, 1979). Este autor reportou ocorrências de armalcolita em protólito do tipo folhelho carbonoso por reação e interação com magma basáltico toleítico na Groenlândia. Neste caso, também são encontrados plagioclásio, cordierita, Mg-espínélio, corindon e grafita, relictos de vitrinita, além de clastos de quartzo e

feldspato esponjoso devido à reação com o magma básico; agregados de rutilo e armalcolita substituíram clastos de ilmenita, rutilo e pseudomorfos granulares de óxido de titânio. São inferidas condições redutoras (matéria orgânica do folhelho original) e temperaturas da ordem de 1150 a 1200°C. Secaninaíta, mullita e tridimita corroboram cristalização e *quenching* de fases aluminosas e/ou silicosas. A sequência de *liquidus* teria mullita + tridimita, seguida por cristalização de secaninaíta e, finalmente, faialita + clinoferrossilita (Grapes, 2011).

A Figura 11 ilustra as condições mínimas de pressão e temperatura atingidas. O piroxênio indica temperaturas superiores a 800°C. Todavia, ele é estável acima de 1000°C, que marca a presença de mullita + sillimanita ou superior a 1100°C, no caso de mullita sem sillimanita associada, que parece mais adequada ao observado. A ocorrência de tridimita reforça pressão inferior a aproximadamente 1,0 kbar (ou profundidade equivalente a 3,3 km), o que é coerente com o contexto de campo e a textura de rochas básicas hipabissais (diabásios ocorrem usualmente no núcleo dos *plugs*).

Os buchitos apresentam uma matriz vítrea a criptocristalina de composição sílico-aluminosa, com proporções variáveis, na maior parte com predominância de SiO₂ em relação a Al₂O₃. Neste caso, foram individualizados dois grupos de buchitos: os claros com quantidades de SiO₂ até cerca de seis vezes mais altas que as de Al₂O₃, e os escuros com teores elevados e próximos de SiO₂ e Al₂O₃ e, portanto, bem mais ricos em corindon normativo, corroborando origem por fusão crustal. Grapes (2011) relata que em auréolas de contato podem ser atingidas temperaturas extremamente elevadas, em alguns casos aproximando-se de 1200°C, que resultam em um acentuado gradiente geotérmico, por ele atribuído à percolação de magma por meio de condutos, fluxos de magma turbulento e correntes de convecção em câmaras magmáticas. As relações temperatura-distância são suportadas pela abundância de vidro presentes nas rochas de contato, descritas como buchito. Tomando como exemplo os perfis térmicos de *plugs* de gabro e peridotito na Escócia, Grapes (2011) reporta que a uma distância de cerca de 15 m do corpo gabroico inicia-se a fusão nas rochas arcoseanas — no caso dos peridotitos ocorre a menor distância (6 m), e em ambos o volume de material fundido aumenta significativamente com o início da fusão, chegando a 75% em poucos metros. Acredita-se que os buchitos presentes na Bacia Potiguar, também de composição arcoseana e intrudidos por rochas hipabissais, foram submetidos a condições similares às aquelas reportadas na Escócia. A auréola termal delimitada na Figura 3A indica que o efeito se estendeu até pelo menos a 80 m da intrusão, com vidro perfazendo 6,2% (Tabela 1, amostra J13-2A4). Próximo do contato (a 40 m

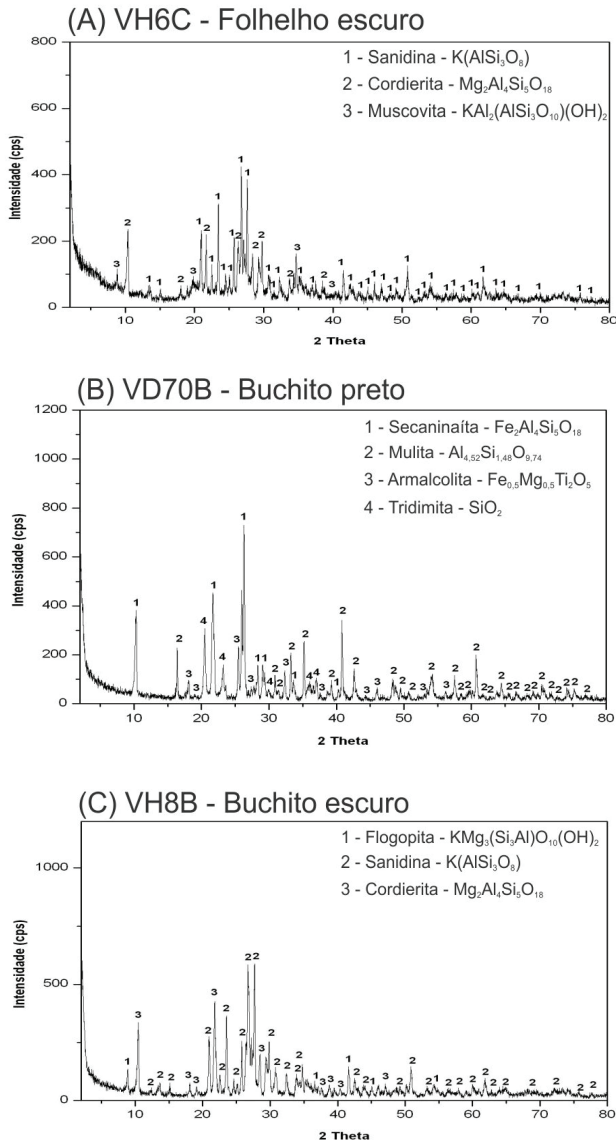


Figura 10. Difração de raios-X das amostras VH6C (A), VD70B (B) e VH8B (C). (A) representa um folhelho no contato como o *plug* Serrinha; (B) e (C) representam buchitos escuros de aspecto taquilítico em amostra de mão (comparar com Figuras 6C e 6D), encontrados no entorno dos *plugs* Serrote do Bugre e São João, respectivamente.

Tabela 4. Análises químicas por microsonda eletrônica modelo JEOL JXA 8230 — Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (% em peso) e respectivas normas *Cross, Iddings, Pearsons and Washington* da matriz vítrea de buchitos escuros das amostras VD70B e SV3J.

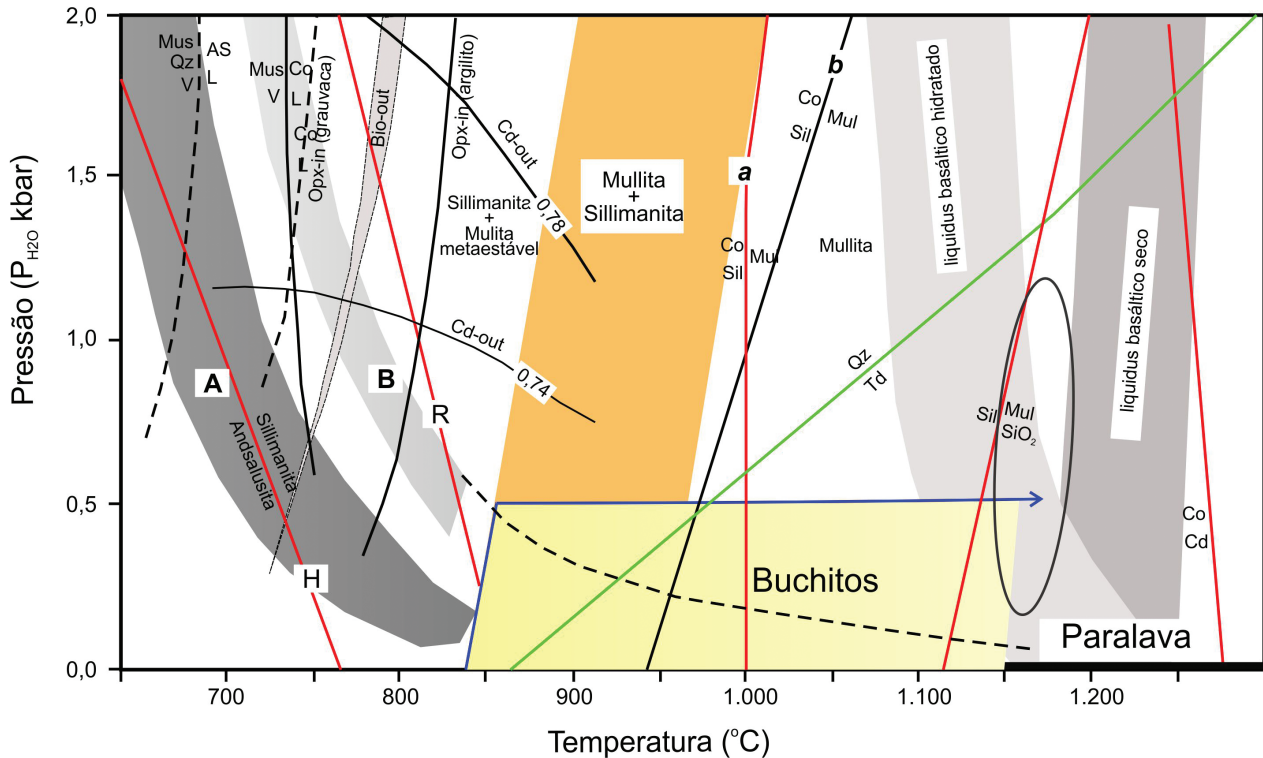
Óxidos	VD70B								SV3J							
	% em peso															
	29	36	38	41	55	45	média	σ	82	83	84	64	65	72	média	σ
SiO ₂	47,66	63,93	62,75	51,58	46,17	49,55	53,60	7,76	49,45	43,87	53,15	52,62	50,83	46,73	49,44	3,58
TiO ₂	0,63	0,51	0,50	0,46	0,56	0,80	0,58	0,12	1,86	6,48	1,07	5,02	1,90	0,72	2,84	2,35
Al ₂ O ₃	49,05	33,95	35,79	46,86	51,04	48,25	44,16	7,34	44,16	41,78	42,72	34,79	43,67	40,32	41,24	3,44
Fe ₂ O ₃	0,23	0,21	0,16	0,23	0,27	0,29	0,23	0,05	1,30	2,27	0,80	2,24	0,97	3,83	1,90	1,13
FeO	0,48	0,43	0,34	0,48	0,56	0,61	0,48	0,10	2,73	4,77	1,67	4,69	2,04	8,03	3,99	2,37
MnO	0,00	0,00	0,03	0,05	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02	0,11	0,02	0,08	0,13	0,05	0,07	0,05
MgO	0,04	0,14	0,03	0,02	0,00	0,06	0,05	0,05	0,20	0,51	0,18	0,31	0,18	0,16	0,25	0,14
CaO	0,13	0,36	0,06	0,14	0,18	0,08	0,16	0,11	0,17	0,19	0,17	0,27	0,22	0,35	0,23	0,07
Na ₂ O	0,73	0,30	0,27	0,19	0,56	0,18	0,37	0,22	0,18	0,15	0,21	0,14	0,13	0,13	0,16	0,03
K ₂ O	1,08	0,20	0,11	0,06	0,69	0,20	0,39	0,41	0,05	0,10	0,10	0,07	0,03	0,06	0,07	0,03
Total	100,02	100,02	100,05	100,08	100,03	100,03	100,04	0,02	100,13	100,23	100,08	100,22	100,10	100,38	100,19	0,11
Norma <i>Cross, Iddings, Pearsons and Washington</i>																
Quartzo	46,27	68,25	68,95	59,37	47,96	56,94	57,95	9,66	56,99	51,67	60,02	60,65	59,05	49,78	56,36	4,57
Anortita	0,74	1,94	0,33	0,79	1,03	0,46	0,88	0,58	0,98	1,13	0,96	1,54	1,26	2,08	1,32	0,43
Hiperstênio	0,10	0,33	0,07	0,07	0,00	0,15	0,12	0,11	1,23	1,31	0,98	0,77	0,48	9,15	2,32	3,36
Albita	7,42	2,90	2,63	1,93	5,76	1,85	3,75	2,30	1,86	1,60	2,13	1,44	1,34	1,39	1,63	0,31
Ortoclásio	7,85	1,38	0,77	0,44	5,08	1,47	2,83	2,97	0,37	0,76	0,73	0,51	0,22	0,46	0,51	0,21
Ilmenita	0,67	0,57	0,50	0,58	0,71	0,86	0,65	0,13	2,38	7,17	1,34	6,39	2,42	0,95	3,44	2,66
Corindon	36,74	24,50	26,61	36,62	39,26	38,01	33,62	6,36	35,02	34,10	33,14	27,18	34,38	32,67	32,75	2,86
Rutilo	0,07	0,02	0,06	0,00	0,00	0,09	0,04	0,04	0,00	0,83	0,00	0,00	0,00	0,00	0,14	0,34
Magnetita	0,00	0,00	0,00	0,20	0,11	0,00	0,05	0,09	1,16	0,00	0,70	0,51	0,86	3,52	1,13	1,24
Hematita	0,14	0,12	0,09	0,00	0,09	0,18	0,10	0,06	0,00	1,43	0,00	1,01	0,00	0,00	0,41	0,64

da intrusão), a quantidade de vidro atinge 32% (Tabela 1, amostra J13C). Admitindo que a porcentagem de vidro seria uma estimativa mínima da taxa de fusão, o efeito termal do corpo estudado teria sido mais intenso (alcançaria maiores distâncias e volume) do que o reportado por Grapes (2011) para o exemplo da Escócia.

CONCLUSÕES

Com base no exposto, são enumeradas como principais conclusões:

- (1) intrusões de rochas básicas, geralmente na forma de *plugs*, na Bacia Potiguar (RN) produziram efeitos de contato proeminentes em arenitos feldspáticos, folhelhos e calcários;
- (2) em particular no caso de arenitos feldspáticos e folhelhos, observam-se feições de cozimento (*hornfels*) e formação de buchitos, com graus variados de fusão parcial do protólito sedimentar estendendo-se até a 60 e 80 m do contato;
- (3) a fusão de arenitos e folhelhos se evidencia por estudos petrográficos, texturais e de química mineral, com aparecimento de vidro vulcânico (tipo obsidiana), em parte



Co = Corindon Td = Tridimita AS = Aluminossilicato Saf = Safirina Mus = Muscovita Sil = Sillimanita Cd = Cordierita Qz = Quartz
A *Solidus* de arenitos / siltitos grauvaquicos **B** *Solidus* de folhelhos **H** Holdaway (1971)
a Reação Co Sil = Mul de Holm e Kleppa (1966) **b** Reação Co Sil = Mul de Weill (1966) **R** Richardson et al. (1969)

Figura 11. Diagrama P-T compilado de Grapes (2011) com elipse marcando o campo de pressão e temperatura do efeito termal estudado.

peraluminoso (alto corindon normativo), englobando acículas de tridimita e clinopiroxênio, além de cristálitos de mullita, sanidina e Fe-cordierita;

- (4) as paragêneses citadas indicam que foram ultrapassadas temperaturas de 800°C, podendo atingir 1100 a 1150°C;
- (5) estas altas temperaturas certamente modificaram as rochas encaixantes no contato dos *plugs*, podendo provocar remobilização de hidrocarbonetos em um primeiro momento, mas, a seguir, gerando líquidos derivados de fusão da encaixante e que resfriam rapidamente, funcionando como selantes dos depósitos de óleo e gás;
- (6) como sugestão diante da importância do tema, recomenda-se efetuar estudos petrofísicos (porosidade, densidade, fluxo térmico) para avaliar a extensão do efeito termal, litogeoquímica do vidro e química mineral detalhada, bem como estudar outros corpos presentes na área.

AGRADECIMENTOS

Larissa dos Santos e Zorano Sérgio de Souza agradecem ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) por concessão de bolsas de Mestrado e de Pesquisa (313654/2009-3), respectivamente, e ao Programa de Pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica e Departamento de Geologia da UFRN pelo apoio logístico e confecção de lâminas delgadas. Os autores são gratos também aos laboratórios de microsonda eletrônica do IG/UnB e difração de raios-X do LAMUTA da UFMT, e a dois revisores anônimos.

REFERÊNCIAS

Almeida, F. F. M., Carneiro, C. R. D., Machado Jr., D. L., Dehira, L. K. (1988). Magmatismo pós-Paleozóico no nordeste oriental do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 18, 451-462.

- Araripe, P. T., Feijó, F. J. (1994). Bacia Potiguar. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 8(1), 127-141.
- Cassab, R. C. T. (2003). *Paleontologia da Formação Jandaíra, Cretáceo Superior da Bacia Potiguar, com ênfase na paleobiologia dos gastrópodos*. Tese (Doutorado). Rio de Janeiro: Instituto de Geociências – UFRJ.
- Eiras, J. F., Wanderley Filho, J. R. (2003). Sistemas petrolíferos ígneo-sedimentares. *II Congresso Brasileiro de P&D em Petróleo & Gás*, 2, CR-rom, 6 p. Rio de Janeiro: ANP/PRHs.
- Grapes, R. H. (2011). *Pyrometamorphism* (2nd ed.). Berlin: Springer-Verlag.
- Knesel, K. M., Souza, Z. S., Vasconcelos, P. M., Cohen, B. E., Silveira, F. V. (2011). Young volcanism in the Borborema Province, NE Brazil, shows no evidence for a trace of the Fernando de Noronha plume on the continent. *Earth and Planetary Science Letters*, 302(1-2), 38-50.
- Mizusaki, A. M. P., Thomaz-Filho, A., Milani, E. J., Césero, P. (2002). Mesozoic and Cenozoic igneous activity and its tectonic control in northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(2), 183-198.
- Mizusaki, A. M. P., Thomaz Filho, A., Roisenberg, A. (2008). Rochas ígneo-básicas das bacias sedimentares brasileiras como potenciais reservatórios de hidrocarbonetos. *IV Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados*, CD-Rom, 4 p. Foz do Iguaçu: SBG.
- Morimoto, N. (1989). Nomenclature of pyroxenes. *Canadian Mineralogist*, 27, 143-156.
- Paiva, H. S. (2004). *Caracterização geológica e petrografia de corpos vulcânicos cenozóicos na região de Lajes a Pedro Avelino-RN*. Monografia (Conclusão de Curso). Natal: Curso de Geologia – UFRN.
- Pederson, A. K. (1979). A shale buchite xenolith with Al-armalcolite and native iron in a lava from Asuk, Disco, Central West Greenland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69, 83-94.
- Pessoa Neto, O. C., Soares, U. M., Silva, J. G. F., Roesner, E. H., Florêncio, C. P., Souza, C. A. V. (2007). Bacia Potiguar. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15(2), 357-369.
- Santos, L. (2011). *Ocorrência de buchitos na Bacia Potiguar (RN): implicações na exploração de hidrocarbonetos*. Monografia (Conclusão de Curso). Natal: Curso de Geologia – UFRN.
- Santos, L., Souza, Z. S., Botelho, N. F. (2012). Pirometamorfismo na Bacia Potiguar (RN). *XLVI Congresso Brasileiro de Geologia*, CD-Rom, 1 p. Santos: SBG.
- Santos, L., Souza, Z. S., Sousa, V. F. C., Botelho, N. F., Srivastava, N. K., Vieira, M. M., Viana, R. R. (2011). Buchitos na Formação Açú, Bacia Potiguar emersa (RN): implicações na exploração de hidrocarbonetos. *XXIV Simpósio de Geologia do Nordeste*, Atas, 359-359. Aracaju: SBG.
- Sial, A. N. (1976). The post-Paleozoic volcanism of north-east Brazil and its tectonic significance. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 48, 299-311.
- Silveira, F. V. (2006). *Magmatismo cenozóico da porção central do Rio Grande do Norte, NE do Brasil*. Tese (Doutorado). Natal: Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica – UFRN.
- Soares, U. M., Rossetti, E. L., Cassab, R. C. T. (2003). Bacias sedimentares brasileiras. Bacia Potiguar. *Fundação Paleontológica Phoenix*, Aracaju, informativo nº 52.
- Sousa, V. F. C., Nobre, H. A., Souza, Z. S., Silveira, F. V., Paiva, H. S., Viegas, M. C. (2008). Efeitos termais provocados por intrusões básicas Cenozóicas em rochas sedimentares da Bacia Potiguar (RN). *XLIV Congresso Brasileiro de Geologia*, Anais, 549-549. Curitiba: SBG.
- Souza, Z. S., Santos, L., Botelho, N. P. (2012). Igneous pyrometamorphism: Implications for hydrocarbon exploration in NE Brazil. *XXXIV International Geological Congress*, Proceedings, Abstract, 2949-2949. Brisbane: University of Queensland.
- Souza, Z. S., Santos, L., Sousa, V. F. C., Botelho, N. F., Legrand, J. M., Srivastava, N. K., Vieira, M. M., Nobre, H. A. M., Viana, R. V. (2011). Pirometamorfismo em fácies sanidinito na Bacia Potiguar (RN) provocado por intrusões básicas cenozoicas. *24º Simpósio de Geologia do Nordeste*, Anais, 367-367. Aracaju: SBG.
- Souza, Z. S., Vasconcelos, P. M., Nascimento, M. A. L., Silveira, F. V., Paiva, H. S., Dias, L. G. S., Thiede, D., Carmo, I. O. (2003). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of Mesozoic and Cenozoic magmatism in NE Brazil. *IV South American Symposium on Isotope Geology*, Short Papers, 2, 691-694. Salvador.

Souza, Z. S., Vasconcelos, P. M., Nascimento, M. A. L., Silveira, F. V., Paiva, H. S., Dias, L. G. S, Viegas, M. C. D., Galindo, A. C., Oliveira, M. J. R. (2004). Geocronologia e geoquímica do magmatismo cretácico a terciário do NE do Brasil. *XLII Congresso Brasileiro de Geologia*, Anais, 1 p. Araxá: SBG.

Thomaz Filho, A., Mizusaki, A. M. P., Antonioli, L. (2008). Magmatismo nas bacias sedimentares brasileiras e sua

influência na geologia do petróleo. *Revista Brasileira de Geociências*, 38(2 Supl 1), 128-137.

Zhenyan, C., Huo, Y., Junsheng, L., Zhang, G., Zhanwen, Z., Baozhu, L. (1999). Relationship between tertiary volcanic rocks and hydrocarbons in the Liaohe Basin, People's Republic of China. *The American Association of Petroleum Geologists*, 83(6), 1004-1014.