

Pirometamorfismo em carbonatos cretácicos da Formação Jandaíra, Bacia Potiguar, Nordeste do Brasil

Pirometamorphism in cretaceous carbonates from the Jandaíra Formation, Potiguar Basin, Northeastern Brazil

Silvia Amorim Terra¹, Zorano Sérgio de Souza², Nilson Francisquini Botelho³,
Rúbia Ribeiro Viana⁴, Jean Michel Legrand², Narendra Kumar Srivastava²

¹Programa de Pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte - UFRN, Avenida Senador Salgado Filho, 3.000 - Lagoa Nova, Caixa Postal 1.596, CEP 59078-970, Natal, RN, BR (silvia.geologia@gmail.com)

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

Recebido em 23 de fevereiro de 2015; aceito em 14 de janeiro de 2016

Resumo

Este trabalho enfoca o efeito termal provocado por intrusões básicas hipabissais encaixadas em rochas carbonáticas cretáceas da Formação Jandaíra, Bacia Potiguar emersa, NE do Brasil. Com tal objetivo, foram usados dados de campo, microscópicos, difração de raios X, microsonda eletrônica e litogeoquímica de rocha total dos calcários. Os calcários preservados, situados nas proximidades da área de estudo, são constituídos de grãos carbonáticos, matrizes, cimentos, poros, e, mineralogicamente, contêm calcita, ankerita, dolomita, pequena quantidade de argilas (montmorilonita) e traços de quartzo, microclina, pirita e limonita. Nos calcários pirometamorfizados ocorre aumento da granulação, desaparecem os componentes fossilíferos e a porosidade é insignificante. A composição modal dos carbonatos sugere como protólitos calcários calcíferos a dolomíticos. Nos carbonatos recristalizados, podem ser formados os minerais lizardita e espinélio nas amostras pouco e moderadamente afetadas, e espinélio, espurrita e forsterita nas fortemente afetadas. Considerando o contexto geológico, a composição mineralógica e diagramas petrológicos da literatura, sugerem-se temperaturas e pressões máximas de 1050 a 1200°C e 0,5 a 1,0 kbar, respectivamente. Além da importância petrológica na caracterização do pirometamorfismo, as conclusões desta pesquisa deixam em aberto a possibilidade de modificação no sistema petrolífero em reservatórios de hidrocarbonetos na Bacia Potiguar e demais bacias sedimentares brasileiras com rochas magmáticas associadas.

Palavras-chave: Pirometamorfismo; Calcários; Bacia Potiguar; NE do Brasil.

Abstract

This work focuses on the thermal effects caused by hypabyssal basic intrusions hosted in cretaceous carbonatic rocks of the Jandaíra Formation, onshore Potiguar Basin, Northeastern Brazil. For this purpose, we used data from field work, microscopic, X-ray diffraction, electron microprobe, and whole rock lithogeochemistry of carbonates. The preserved limestones, located nearby the studied area, have carbonates grains, matrices, cements, pores, and, mineralogically, they have calcite, ankerite, dolomite, minor amount of clays (montmorillonite), and traces of quartz, microcline, pyrite and limonite. Pyrometamorphosed limestones are coarser, the fossiliferous components disappear, and the porosity is irrelevant. The modal composition of carbonates suggests as protoliths calciferous to dolomitic carbonates. Lizardite and spinel minerals can be formed within recrystallized carbonates in little to moderate affected samples, and spinel, spurrite and forsterite in strongly affected samples. Considering the geological context, the mineralogical composition and petrological diagrams from the literature, maximum temperatures and pressures of 1050 to 1200°C and 0.5 to 1.0 kbar, respectively, are suggested. Besides the petrological importance for the characterization of the pyrometamorphism, the conclusions of this research open the possibility of changing the petroliferous system of hydrocarbon reservoirs in the Potiguar Basin and other Brazilian sedimentary basins with associated magmatic rocks.

Keywords: Pirometamorphism; Limestones; Potiguar Basin; NE Brazil.

INTRODUÇÃO

O termo “pirometamorfismo” foi primeiramente utilizado por Brauns (1912, apud Grapes, 2011) para descrever mudanças de alta temperatura no contato entre o magma e rochas encaixantes. Segundo Grapes (2011), o pirometamorfismo é um tipo de metamorfismo de contato, da fácies sanidinito, que ocorre em pressões muito baixas (< 3 kbar) e temperaturas muito altas ($> 800^{\circ}\text{C}$), chegando a produzir fusão da encaixante e gerar textura vítrea durante o resfriamento. As fontes de calor para esse tipo de evento são, geralmente, intrusões rasas e lavas, afetando xenólitos ou formando auréolas de contato até poucos metros da encaixante. Além dessas fontes, o pirometamorfismo também pode ser gerado a partir de eventos de combustão e relâmpagos. Os efeitos causados nas rochas são, normalmente, bastante distintos das outras fácies de metamorfismo, distinguindo-os pelas composições, associações minerais pirometamórficas, presença de vidro e preservação do hábito cristalino dos reagentes e das texturas das rochas.

Na Bacia Potiguar essas intrusões manifestam-se pela ocorrência de rochas vulcânicas e hipabissais que afloram como *plugs*, diques, soleiras e pequenos derrames, referidos na literatura como o magmatismo cenozoico (Sial, 1976; Almeida et al., 1988; Mizusaki et al., 2002). Com a presença numerosa desses corpos encaixados nas rochas sedimentares, torna-se de grande relevância o estudo da interação termal e química entre essas rochas e os eventuais efeitos nas encaixantes, especialmente reservatórios de hidrocarbonetos.

Trabalhos recentes de Santos (2011, 2013) e Santos et al. (2014) mostraram influência dessas intrusões em rochas pelíticas e psamíticas da Formação Açú, com formação de buchitos, definidos, segundo Grapes (2011), como rochas extensivamente vitrificadas derivadas da fusão parcial ou total de protólitos pelíticos-psamíticos. Carbonatos submetidos às condições similares às desses buchitos ainda não foram estudados detalhadamente em nenhuma das bacias brasileiras. Neste trabalho são analisadas as interações das intrusões com rochas carbonáticas da Formação Jandaíra, compreendendo a influência e extensão do efeito térmico das intrusivas nas encaixantes, com enfoque em descrições petrográficas e texturais das rochas pirometamorfizadas.

A área pesquisada está situada na porção setentrional do estado do Rio Grande do Norte, entre os municípios de Pedro Avelino e Jandaíra, inserida no contexto geológico da Bacia Potiguar (Figura 1).

METODOLOGIA

Neste trabalho, foram realizadas atividades de campo, confecção de mapas, descrições das amostras coletadas e interpretação e análise dos dados obtidos. As amostras

coletadas em campo foram submetidas a estudos com microscópio óptico, microsonda eletrônica, difração de raios X, análises litogeoquímicas e coloração com alizarina sulfonato vermelha em lâminas delgadas polidas.

Durante a pesquisa foram descritas 45 lâminas de basaltos, diabásios, calcários e calcários pirometamorfizados com microscópio óptico Leica DMLP no Laboratório de Microscopia do Programa de Pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica (PPGG) da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN). Trinta e duas amostras de calcário pirometamorfizado foram analisadas por meio da microsonda eletrônica JEOL-JXA-8230 do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (IG/UnB). Vinte e uma amostras de rocha total e concentrados, após ataque com HCl a 5%, foram analisadas por difração de raios X na Universidade Federal do Mato Grosso (UFMT) e na UFRN. Na UFMT, usou-se o difratômetro Shimadzu XRD-6000. Na UFRN, usou-se tubo de cobre, voltagem de 45 kV, corrente de 35 mA, varredura de $10\text{-}160^{\circ}$ (2θ) e velocidade de $2^{\circ}/\text{min}$. Na UFRN, usou-se o difratômetro Shimadzu XRD-7000, com tubo de cobre, voltagem 40 kV, corrente de 30 mA, varredura de 5 a 120 (2θ) e velocidade de $1^{\circ}/\text{min}$. A litogeoquímica das rochas foi descrita a partir de análises de elementos maiores, menores, traços e terras raras, obtidas pelo método de espectrometria de massas com fonte de plasma (ICP-MS), realizado no *State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources* da Universidade de Geociências da China, em Wuhan, e no AcmeLabs, em Vancouver, Canadá.

GEOLOGIA REGIONAL

A Bacia Potiguar localiza-se no extremo leste da margem equatorial brasileira, distribuída entre os estados do Rio Grande do Norte e Ceará, abrangendo uma área total de aproximadamente 48 mil km^2 , sendo 55% na porção submersa e 45% na parte emersa (Pessoa Neto et al., 2007).

A origem dessa bacia está diretamente relacionada à evolução da margem continental brasileira, submetida a uma tectônica transtensional (Françolin e Szatmari, 1987). Segundo Pessoa Neto et al. (2007), o preenchimento sedimentar da Bacia Potiguar se relaciona às diferentes fases de sua evolução tectônica, sendo sua estratigrafia dividida em três supersequências: rifte, pós-rifte e drifte. A supersequência drifte compreende toda a sedimentação marinha (transgressiva e regressiva) a partir do Albiano Inferior, depositada durante a fase termal da bacia, abrangendo as formações Açú, Ponta do Mel, Quebradas, Jandaíra, Ubarana, Guamaré, Tibau e Barreiras. Além das unidades relativas a essas supersequências, são encontradas rochas vulcânicas referentes a três eventos magmáticos, denominados de Rio Ceará Mirim ($132,1 \pm 1$ Ma), Serra do Cuó ($93,1 \pm 0,8$ Ma) e Macau (70 ± 6 Ma) (Souza et al., 2003; Knesel et al., 2011).

Na porção emersa da bacia são localizadas apenas rochas das formações Açú (unidades Açú 3 e 4), Jandaíra e Barreiras.

A Formação Jandaíra, objeto do presente trabalho, foi definida por Sampaio e Schaller (1968) como a seção carbonática de alta energia sobreposta aos arenitos da Formação Açú. O limite entre as duas formações é concordante e representa a superfície de inundação máxima do Cretáceo Superior. Em consequência, o pacote da Formação Jandaíra foi depositado no Trato de Sistema de Mar Alto, com ambiente de plataforma/rampa carbonática dominada por maré (Pessoa Neto et al., 2007). Segundo Córdoba et al. (1996) e Córdoba (2001), ela é composta por calcários classificados como *mudstones* a *grainstones* (Dunham, 1962), constituídos predominantemente por bioclastos, oólitos, oncólitos, intraclastos e peloides, e são associados, por vezes, com rochas dolomíticas, evaporitos, arenitos e pelitos.

O magmatismo Macau é composto por rochas ígneas básicas (basalto e diabásios associados) e vulcanoclásticas

(Mizusaki, 1989). Esse evento ocorre na forma de derrames, *necks*, *plugs* e diques intrudindo os sedimentos da bacia e no embasamento cristalino pré-cambriano. Datações $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ indicam diversos pulsos magmáticos no intervalo de 70 – 65 Ma a 9 – 7 Ma, com picos em $93,1 \pm 0,8$; $48,9 \pm 2,9$; $31,4 \pm 1,5$; $24,4 \pm 1,8$; $14,7 \pm 0,9$ e $8,1 \pm 0,7$ Ma (Souza et al., 2003; Pessoa Neto et al., 2007; Knesel et al., 2011).

GEOLOGIA LOCAL

A Figura 2 ilustra o contexto geológico local dos corpos estudados, respectivamente, Serrinha, São João (também chamado Massapê) e Nova Conquista, situados entre os municípios Jandaíra e Pedro Avelino (Rio Grande do Norte), no contato da Formação Açú e Formação Jandaíra (Bacia Potiguar).

Os calcários da Formação Jandaíra próximos aos corpos ígneos são encontrados em lajedos e blocos soltos, exibindo

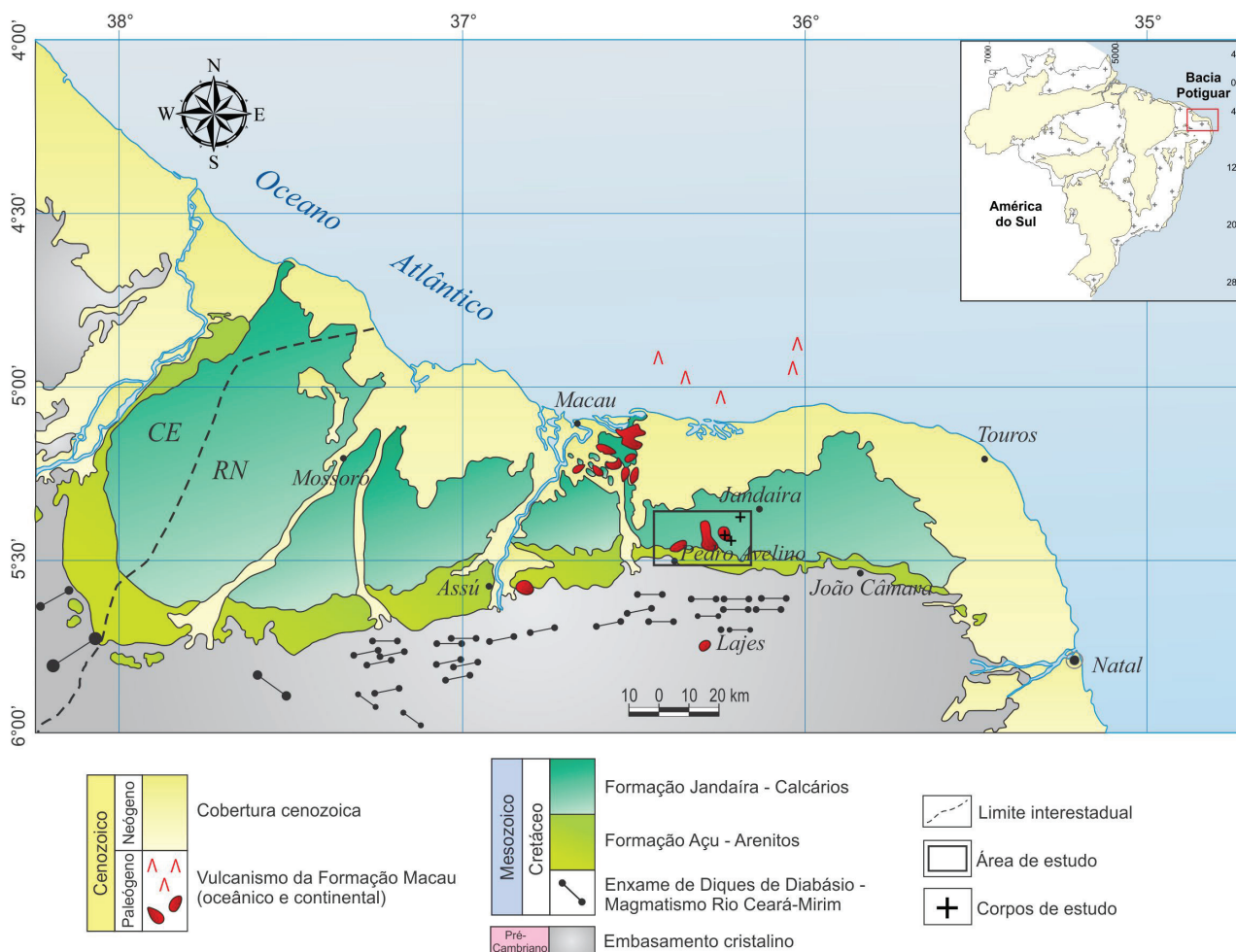


Figura 1. Mapa geológico da porção emersa da Bacia Potiguar com a área de estudo delimitada pelo quadrado preto (modificado de Cassab, 2003; Angelim et al., 2006).

camadas com suaves mergulhos (até 20 graus) para NE, SE e SW, e colorações bege claro, creme, cinza claro e levemente róseo. Constituídos, por vezes, de geodos de calcita milimétricos a centimétricos, *birdseyes*, contendo gretas de ressecamento, e falhas, fraturas e juntas de duas direções principais (30 e 330° Az). De acordo com a classificação de Dunham (1962), são classificados como *wackestones*, *packstones* e *grainstones*.

Microscopicamente, é possível observar no arcabouço dessas rochas grãos carbonáticos, matrizes, cimentos, poros, traços de terrígenos e alguns processos diagenéticos. Os grãos carbonáticos foram identificados como peloides, intraclastos simples e compostos, bem como bioclásticos do tipo foraminíferos bentônicos (miliólídeo, textularina e rotalina), espinhos de equinodermas, ostracodes, algas verdes, briozoários, gastrópodes, corais e fragmentos de bivalves (Figuras 3A e 3B). As matrizes são micrítica recristalizada fina a grossa ou siltica-peloidal e os cimentos encontrados são do tipo sintaxial, mosaico blocoso e calcita espática fina a grossa (Figura 3C). Os poros foram classificados como de intrapartícula, interpartícula, intercrystalina, móldica, vulgular e de canal, abrangendo até, aproximadamente, 5% da rocha (Figura 3F). Os grãos terrígenos foram identificados como quartzo e feldspato potássico. Usando difração de raios X (DRX) de amostra concentrada, foram identificados os minerais montmorillonita, microclina, ankerita e dolomita.

Além da cimentação, encontram-se outros processos diagenéticos nessas rochas, como micritização parcial ou total nos grãos carbonáticos, diferentes graus de dolomitização, desdolomitização, indicadores de compactação e dissolução,

como contatos suturados e estilólitos, e precipitação de pirita, com consequente limonitização (Figuras 3D e 3E).

As rochas básicas intrusivas correspondem a olivina basalto e olivina diabásio, com texturas incluindo tipos micro a criptocristalinos, microporfíricos, com feno e xenocristais de olivina e clinopiroxênio, além de ocasionais xenólitos de peridotito e amígdalas (nos basaltos) preenchidas por philipsita, calcedônia e calcita (Figuras 4A a 4C). A olivina é do tipo forsterita, observada em seção delgada com hábito anédrico a euédrico, fraturadas, e com serpentinização em fraturas e bordas de grãos. O piroxênio é augita, de tonalidade castanho clara, ocorrendo, por vezes, zonado e com textura em peneira.

Os diabásios variam localmente para tipos de textura mais grossa, micrograboides. São, em geral, inequigranulares, compostos por olivina, piroxênio, plagioclásio e minerais opacos. Podem eventualmente apresentar carbonato intersticial, indicando percolação de fluidos ricos em CO₂ (Figuras 4D a 4F). Em algumas rochas, ainda é possível observar diques milimétricos a centimétricos de basaltos cortando diabásios. Esses, via de regra, afloram nas porções centrais dos corpos, ao passo que os basaltos se restringem às bordas internas.

CALCÁRIOS PIROMETAMORFIZADOS

Os calcários afetados pelo pirometamorfismo (calcários cristalinos ou “mármore”) ocorrem em auréolas de contato, distribuídos em distâncias de até, aproximadamente, 30 a 90 m

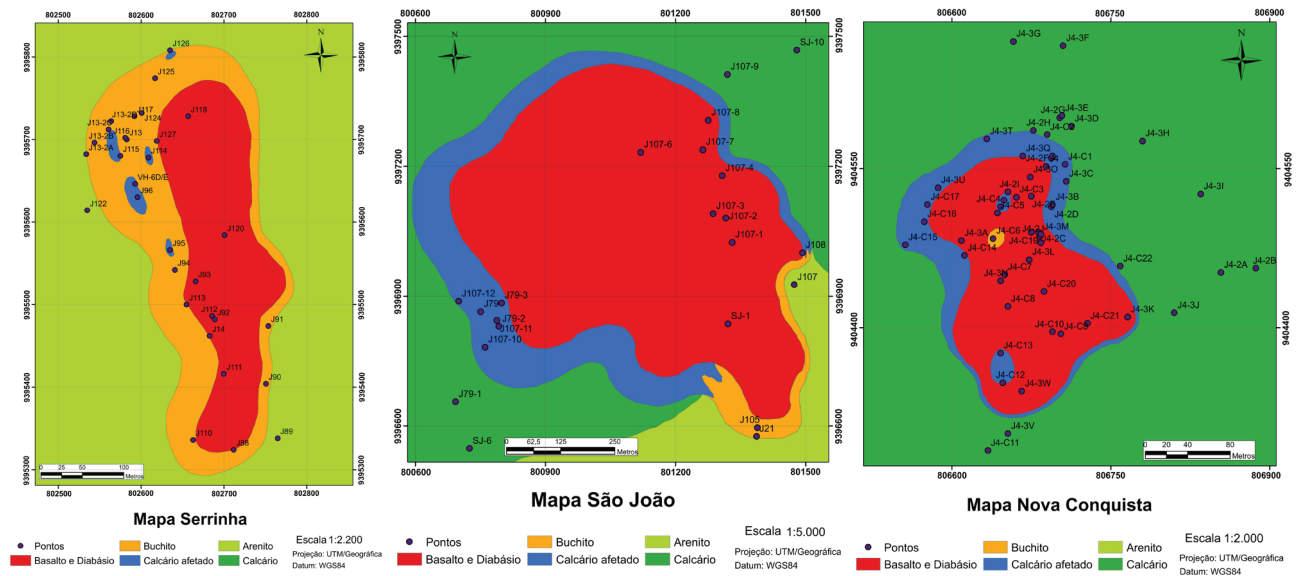


Figura 2. Geologia dos corpos estudados Serrinha (modificado de Santos et al., 2014), São João (ou Massapê; modificado de Santos, 2011) e Nova Conquista (modificado de Medeiros, 2013).

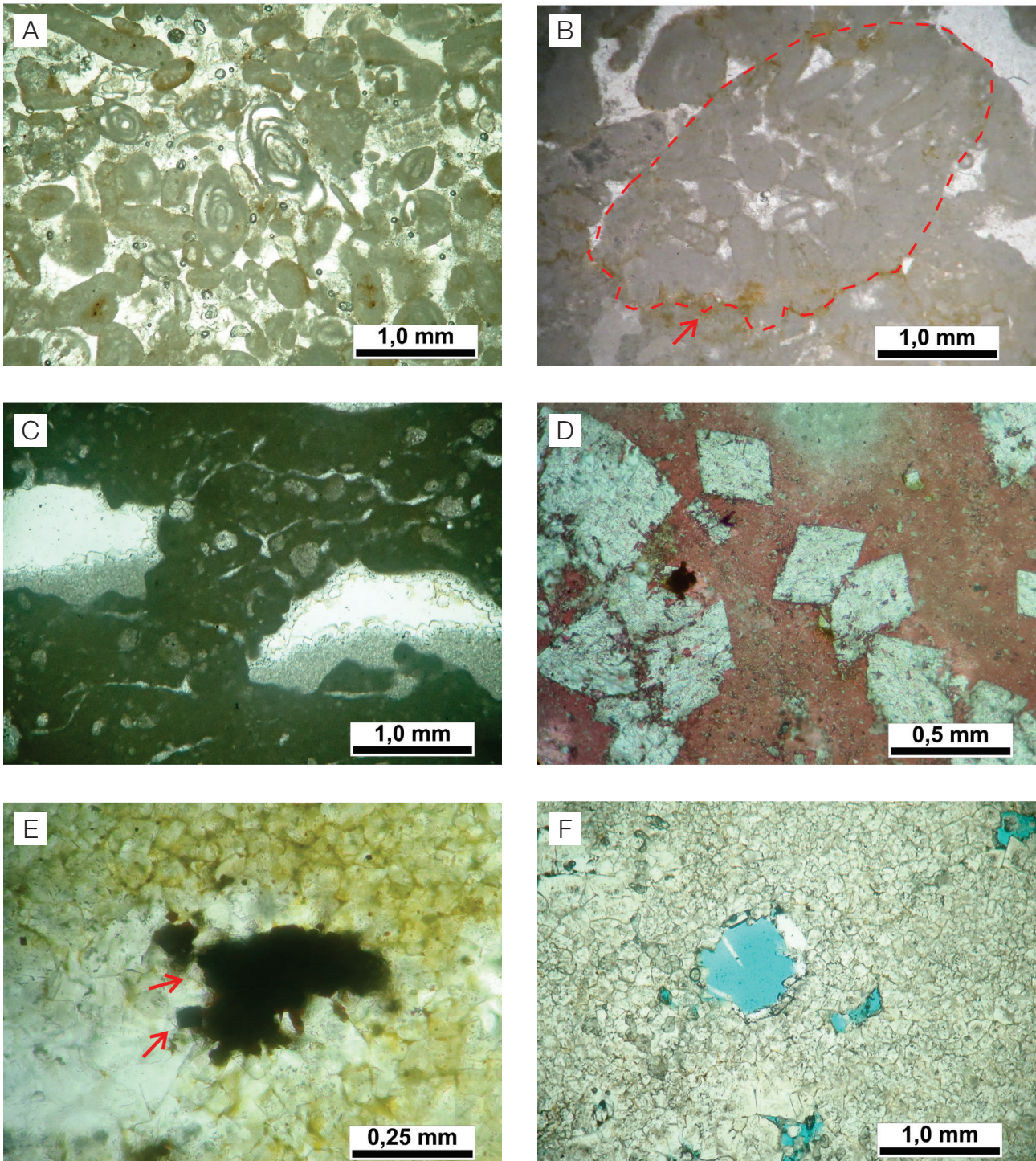
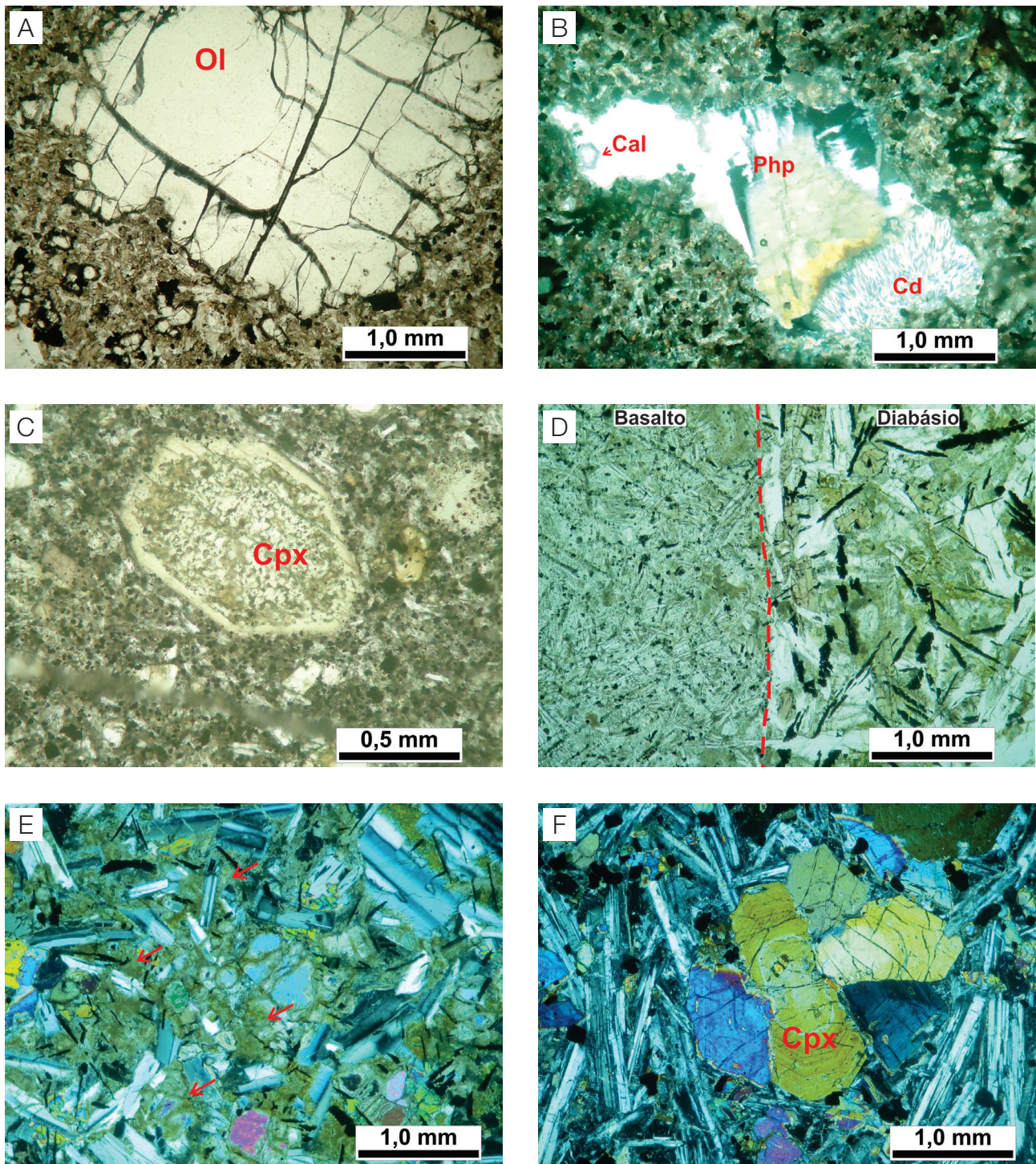


Figura 3. Exemplos de calcários não afetados termalmente pelas intrusões básicas. (A) Calcário fossilífero, com grãos parcialmente a totalmente micritizados e rica em fominíferos bentônicos (amostra HZ-15); (B) calcário bastante micritizado e com acentuada compactação, evidenciada por contatos suturados entre os grãos e estilólitos, apontado pela seta vermelha (amostra J4C-2B); (C) calcário com matriz siltica-peloidal, *birdseyes* parcialmente preenchidos por cimento de calcita espática, e gretas de ressecamento (amostra HZ-3); (D) rocha parcialmente dolomitizada com matriz siltica-peloidal. A dolomita foi identificada com auxílio da coloração com alizarina sulfonato vermelha (amostra J71.1); (E) pirita xenomórfica e idiomórfica provenientes de processos diagenéticos, apontadas pelas setas vermelhas (amostra VH-23B); (F) porosidades móldica e intercrystalina destacada pela impregnação com resina epóxi azul (amostra SJ6). Fotomicrografias em polarizadores paralelos.



Ol: olivina; Cal: calcita; Php: phillipsita; Cd: calcedônia; Cpx: clinopiroxênio.

Figura 4. Fotomicrografias de basaltos e diabásios. (A) Basalto microcristalino com xenocristal de olivina bastante fraturado (foto da amostra HZ-12E sob polarizadores paralelos); (B) basalto criptocristalino com amígdala preenchida por phillipsita, calcedônia e calcita (foto da amostra HZ-16B sob polarizadores cruzados); (C) basalto criptocristalino com fenocristal de clinopiroxênio (augita) euédrica e com textura em peneira (amostra HZ-4A sob polarizadores paralelos); (D) diabásio cortado por dique de basalto (amostra J21A sob polarizadores paralelos); (E) diabásio com carbonato intersticial, com partes indicadas pelas setas vermelhas (amostra SJ-1C sob polarizadores cruzados); (F) ripas de plagioclásio e fenocristais de augita zonada (amostra SJ-1C sob polarizadores cruzados).

do corpo ígneo. São encontrados em afloramentos do tipo lajedo e concentração de blocos decimétricos a métricos, apresentando um arcabouço bem mais compacto do que os calcários normais, e coloração e granulometria bastante variadas, de creme claro a cinza escuro. Em alguns pontos das auréolas termais são localizados em contato com os basaltos e intercalados com siltitos calcíferos e folhelhos escuros (buchitos). De acordo com a composição dos protólitos, as rochas carbonáticas foram divididas em dois grupos, sendo um de composição calcítica e outro de natureza dolomítica.

Protólito calcítico

Nos calcários calcíticos termalmente afetados, foi possível observar uma diferença no grau de cristalização, ocasionada devido à variação do fluxo de calor ocorrido ao longo da auréola de contato. A partir dessa característica, elas foram divididas em três subgrupos, a saber: pouco afetados, moderadamente afetados e muito afetados termalmente.

Calcários pouco afetados termalmente

Os calcários termalmente pouco afetados foram observados nos três corpos intrusivos estudados (São João, Serrinha e Nova Conquista), caracterizados nas seções delgadas das amostras J4K, J4-3P2, J107-11, J107-12A, J91A e J114.

São encontrados nas porções mais externas das auréolas de contato afetados por temperaturas mais baixas em comparação aos grupos a seguir. De um modo geral, esses calcários compõem-se de uma matriz criptocristalina a microcristalina, com granulometria variando de fração argila a areia fina. Em parte das amostras, essa matriz ainda se encontra muito similar à matriz micrítica e siltica-peloidal das rochas originais. Em outros lugares, nota-se a aglomeração de pequenos romboedros distribuídos aleatoriamente. Apresentam um arcabouço bastante fechado e integram falhas e fraturas de mais de uma direção, preenchidas por calcita, por vezes associada à dolomita na porção central da fratura, ou clorita em forma de franjas fibrosas nas bordas. Na trama dessas rochas, é possível observar partes com coloração muito escura e partes castanho-alaranjadas, interpretadas como sulfetos e óxidos/hidróxidos de ferro, respectivamente, muito finos.

Constituintes do arcabouço dos protólitos, como os grãos carbonáticos e cimento espático, ainda são possíveis de serem localizados em algumas amostras, porém, os grãos também podem ocorrer totalmente recristalizados, perdendo toda a sua característica e constituindo calcita de cristalinidade mais grossa, ou formando pequenos nódulos de calcita (Figura 5).

As análises de DRX realizadas em amostras de rocha total e concentradas indicaram a presença de calcita, ankerita, espinélio, lizardita e clorita (chamosita) (Figuras 6A e 6B).

Calcários moderadamente afetados termalmente

Localizam-se um pouco mais próximos do corpo intrusivo comparado ao grupo anterior, aproximadamente 45 a 15 metros do contato, tendo sido expostas a temperaturas um pouco mais elevadas. Foram encontradas na auréola de contato dos três corpos intrusivos, descritas em lâminas petrográficas das amostras J4C-4A, J79-1B, J79-3C, J107-12B, J13-2B e J13-2C.

Estas rochas são encontradas, como um todo, com granulometria fina a média, constituídas predominantemente por calcita de dimensão, em média, de 0,2 a 0,4 mm, hábito anédrico a euédrico (romboédrico), incolores, e com resquícios de material micrítico nas partes centrais (Figura 7). Em determinadas amostras, a calcita ocorre como cristais policristalinos a microcristalinos, por vezes fraturados, e em outras como cristais poiquiloblásticos, com dimensões de até 1,5 mm, englobando pequenos romboedros de calcita, similares àqueles descritos nas amostras pouco afetadas.

As características das rochas originais são praticamente ausentes nesse grau de recristalização. Porém, em algumas amostras é possível verificar a presença de grãos carbonáticos, a partir de pequenos trechos compostos por calcitas grossas.

Além de calcita, também foram identificados minerais opacos e óxidos/hidróxidos de ferro. Esses minerais são encontrados localmente em quantidades expressivas, distribuídos entre os grãos de calcita, fornecendo à amostra de mão uma coloração escura.

Por meio de DRX, foram identificados os minerais de calcita, ankerita, espinélio, lizardita, chamosita e quartzo (Figuras 6C e 6D). Nessa rocha, os picos principais da lizardita apresentaram menores quantidades, comparados com os do calcário termalmente pouco afetado.

Como feições tardias ou pós-evento termal, citam-se ocorrências de falhas e fraturas preenchidas por calcita ou quartzo, ou formando porosidade do tipo fratura.

Calcários muito afetados termalmente

No contato com as intrusões básicas, encontram-se os calcários mais fortemente afetados pelo pirometamorfismo. Nesse local, as rochas foram submetidas às maiores temperaturas do evento, apresentando, conseqüentemente, maior grau de recristalização, resultando tipos com granulação média a muito grossa. Para esse grupo de rochas, foram descritas as seções delgadas das amostras J96E, J96H, VH-D1 e VH-6E, todas do corpo Serrinha.

Microscopicamente, nota-se a predominância dos minerais de calcita, espurrada, espinélio, com quantidades subordinadas de minerais opacos e óxidos/hidróxidos de ferro (Figura 8). A espurrada e o espinélio foram identificados com o auxílio de DRX (Figuras 6E e 6F) e microsonda eletrônica (vide adiante).

A calcita aparece em grãos variando de 0,2 a 0,8 mm, com hábito anédrico ou euédrico, romboedral. Podem conter resquícios de argilominerais nas porções centrais ou concentrados ao longo das clivagens. A espurrita é encontrada em até 15% da rocha, distribuída entre e por vezes inclusos na calcita. Ocorre em grãos incolores, euédricos ou subédricos, com dimensões de até 0,2 mm e relevo muito alto. O espinélio, quantificado em até 5% da rocha, tem hábito anédrico ou euédrico, pequenas dimensões (aproximadamente 0,04 mm), relevo alto, cor verde a castanho com tons esverdeados, e ocorre geralmente entre os cristais de calcita, associado à espurrita, e raramente incluso nas calcitas. Os minerais opacos são finos a muito finos, ocorrendo como inclusões em calcita e associados a óxidos/hidróxidos de ferro.

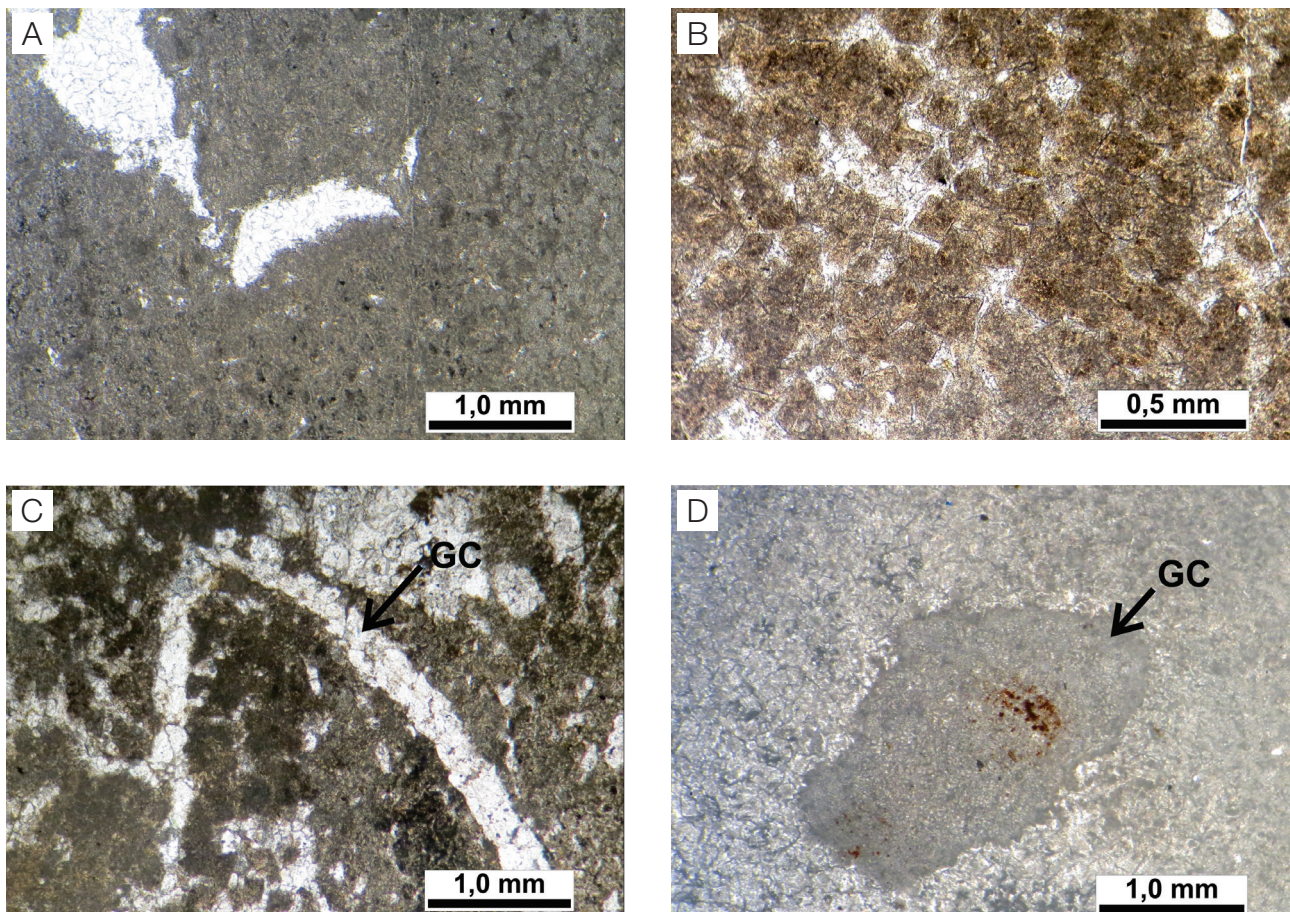
Apesar da classificação feita desses calcários pirometamorfizados ao longo da auréola de contato, tais variações

também ocorrem em escala milimétrica. Isso é exemplificado na Figura 9, que ilustra a transição do grau fraco ao intermediário na mesma lâmina delgada, bem como um aparente fluxo preferencial de cristais de carbonato (amostra J122, corpo Serrinha).

Protólito dolomítico

A partir da amostra analisada J115, localizada no corpo Serrinha, pode-se dizer que essas rochas são compostas de cristais médios de calcita, incolores a castanho de tons alaranjados, euédricos a subédricos, com hábito romboédrico, e com uma ou mais zonações, marcadas por pontuações de material opaco.

Os minerais opacos geralmente são encontrados associados a materiais de coloração castanho escuro, interpretados como sulfetos e óxidos/hidróxidos de ferro, respectivamente.



GC: grãos carbonáticos.

Figura 5. Exemplos de calcários pouco afetados pelo pirometamorfismo. (A) Calcário pouco afetado com matriz criptocristalina, similar à matriz micrítica de calcários preservados (amostra J91A); (B) calcário pouco afetado com matriz constituída de romboedros aleatórios (amostra J107-11); (C) calcário pouco afetado com matriz criptocristalina, similar à matriz siltica-peloidal, e grãos carbonáticos da rocha original com hábito preservado, como o bioclastos de bivalve (amostra J4-3P2); (D) calcário pouco afetado com matriz microcristalina e grãos carbonáticos da rocha original com hábito preservado, como o intraclasto lamoso (J107-11). Fotomicrografias obtidas com polarizadores paralelos.

A abundância desses dois constituintes fornece uma coloração bastante escura à amostra, em escala macroscópica (Figura 10).

O arcabouço da rocha é cortado por diferentes gerações de falhas/fraturas, preenchidas por calcita.

A localização intermediária na auréola e a ausência de minerais pirometamórficos nessas rochas permitem inferir que, com relação ao grau de recristalização, elas seriam moderadamente afetadas.

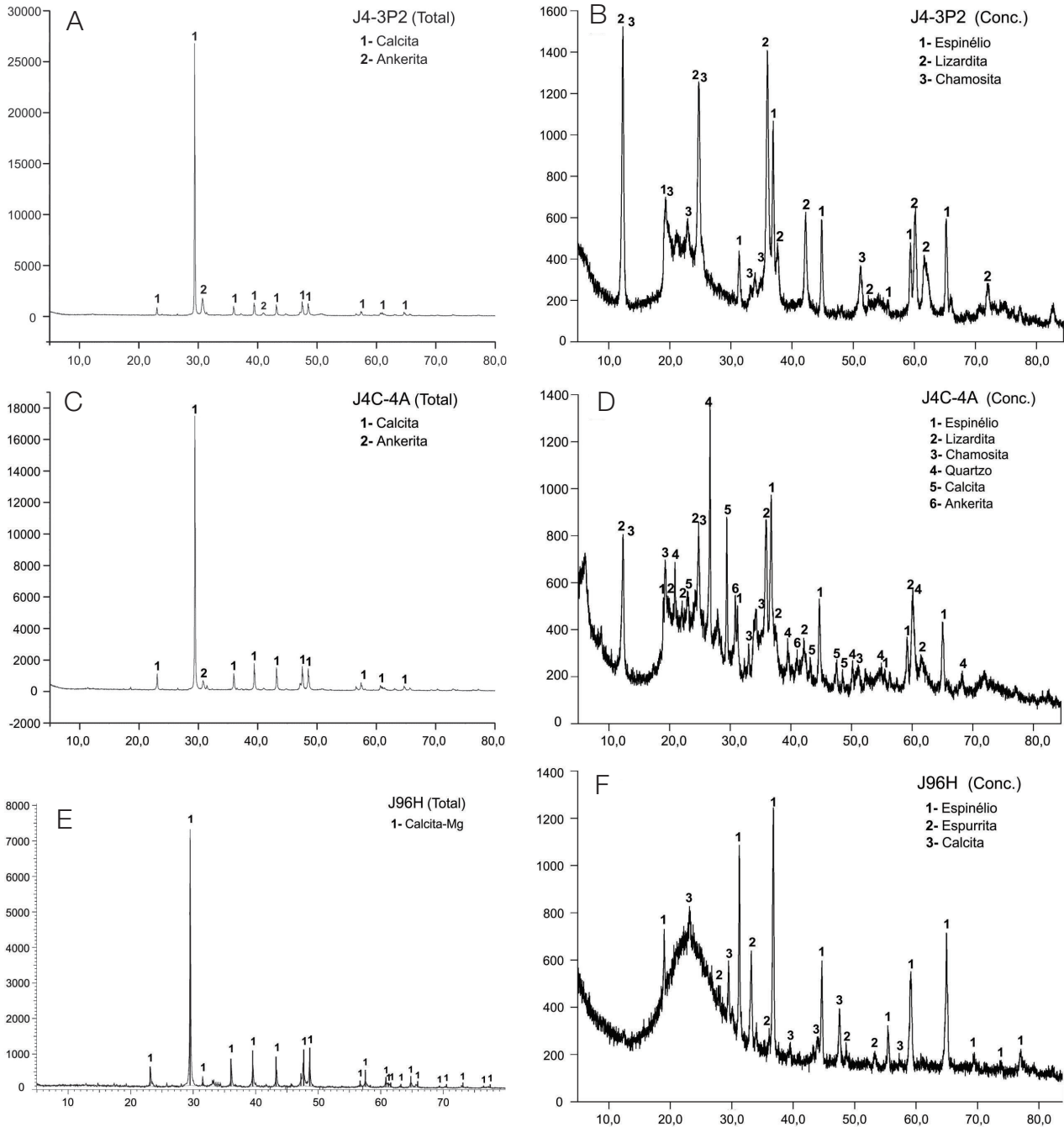


Figura 6. Difratomogramas representativos de amostras concentradas e totais dos subgrupos de calcários calcínicos pouco afetados termalmente (A, B), moderadamente afetados (C, D) e fortemente afetados (E, F).

LITOGEOQUÍMICA DOS CARBONATOS

Alguns dos calcários não afetados (C1) e afetados (C2) pelo pirometamorfismo foram submetidos a análises de rocha total para elementos maiores, traços e terras raras, com o objetivo de comparar e relacionar esses dois grupos de rocha. Dentre as amostras C1, foram selecionados dois calcários (VH-16 e J4C-2A) e um dolomito (VH10), e dos C2, um de protólito dolomítico moderadamente afetado (J115), um de protólito calcítico pouco afetado (J4-K) e um muito afetado (VH6E).

As análises foram feitas pelo método de espectrometria de massa (ICP-MS), realizado nos laboratórios AcmeLabs (Vancouver) e CUG (Wuhan), e os resultados obtidos estão dispostos na Tabela 1. Devido à perda ao fogo (PF), as análises de óxidos foram recalculadas para 100%.

As amostras termalmente afetadas dolomíticas e calcíticas mostraram valores, em porcentagem de peso, maiores nos óxidos de Ti, Al, Si, Fe (total) e Mn e um pouco menores em Mg, K e Ca, do que as amostras não afetadas.

Analisando os padrões de distribuição das amostras nos plots binários, exibidos na Figura 11, observa-se que os carbonatos moderadamente e muito afetados (VH10 e J115) apresentam concentrações de SiO_2 , TiO_2 e Al_2O_3 bem maiores do que o calcário pouco afetado (J4K), exibindo, esse último, valores bem próximos aos C1. O alumínio e o titânio expressam comportamentos essencialmente similares. O FeO_t aumenta proporcionalmente ao MnO , e ambos demonstram valores maiores na amostra de protólito dolomítico, e nenhum aumento nos calcários pouco afetados. O MgO , K_2O e CaO apresentaram, no geral, valores

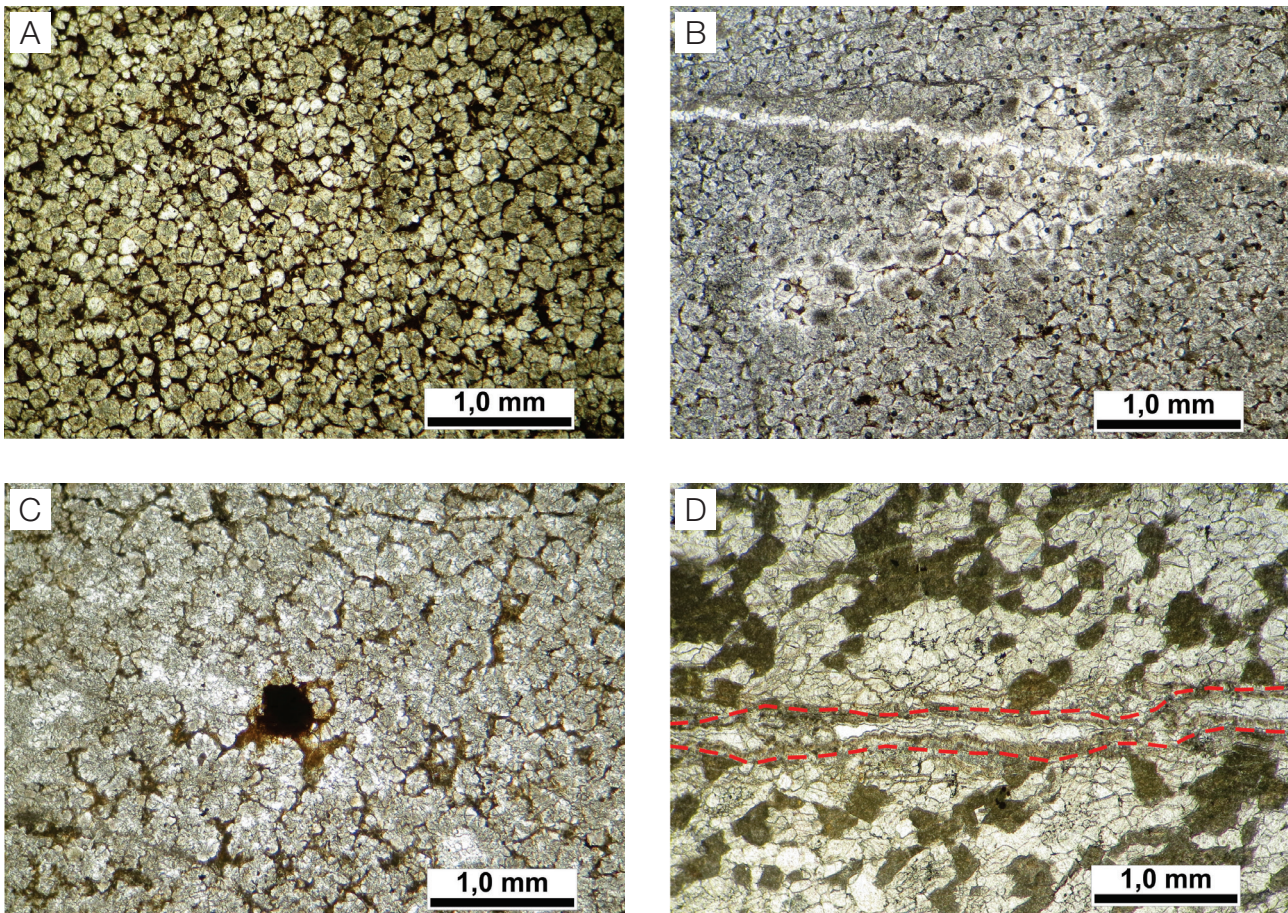
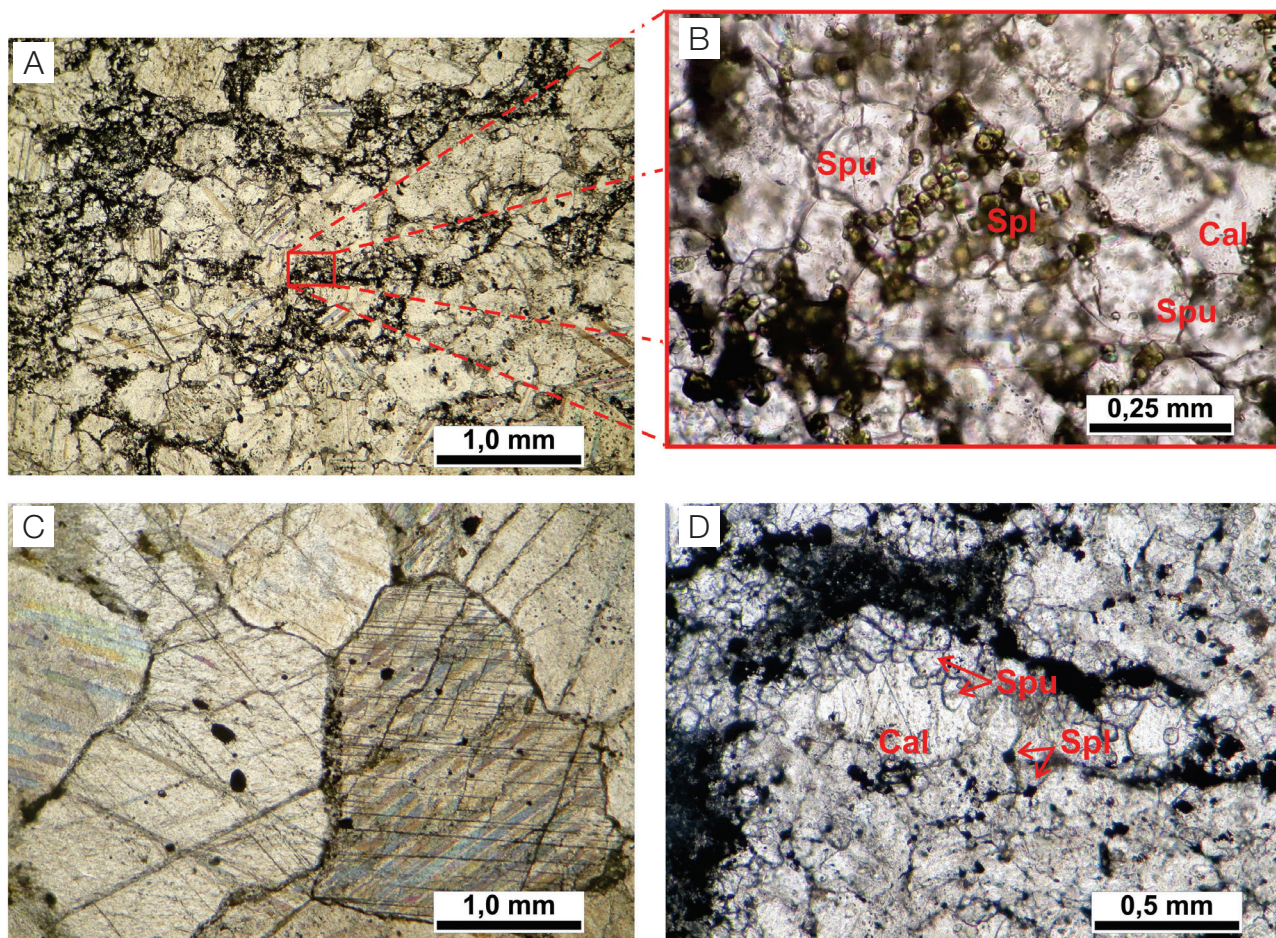


Figura 7. Exemplos de calcários moderadamente afetados pelo pirometamorfismo. (A) Calcário moderadamente afetado composto por calcitas de granulação média a fina com grandes quantidades de óxido/hidróxido de ferro entre os cristais (amostra J13-2B); (B) calcário moderadamente afetado com calcitas de granulometria média a fina, por vezes romboedral, e com concentração de calcita de granulometria grossa, indicando grãos carbonáticos prévios (amostra J79-1B); (C) calcário moderadamente afetado constituído de calcitas policristalinas anédricas, e com mineral opaco e hidróxido de ferro associados (amostra J13-2C); (D) calcário moderadamente afetado composto de calcita de granulometria fina a média e resquícios de romboedros criptocristalinos, e seccionado por um veio posterior ao pirometamorfismo, preenchido de quartzo, delimitado pela linha tracejada vermelha (amostra J4C-4A). Fotomicrografias obtidas com polarizadores paralelos.



Spu: espurrita; Spl: espinélio; Cal: calcita.

Figura 8. Feições texturais de calcários fortemente afetados termalmente. (A) Calcita, espurrita e espinélio; (B) detalhe da espurrita e espinélio da figura (A) (amostra VH6E); (C) cristais de calcita de granulometria muito grossa e opacos granulares inclusos e entre os cristais (amostra VH6D1); (D) calcário com espinélio verde escuro e spurrita granoblástica (amostra J96H). Fotomicrografias obtidas com polarizadores paralelos.

levemente menores nas amostras C2, comparado com as C1. No MgO e K₂O essa diminuição ocorreu somente das amostras moderadamente e muito afetadas, e o CaO decresceu nos calcários afetados calcíticos (pouco e muito afetado) e permaneceu com praticamente a mesma quantidade nos calcários afetados dolomíticos.

Com relação aos elementos traços, foram analisados 13 elementos em concentrações de ppm. Entre eles, Ba, Cr, Nb, Pb, Sr, Th, V, Y e Zn apresentaram, no geral, valores maiores nos calcários afetados do que nos calcários não afetados, em ambos os tipos (calcíticos e dolomíticos), e o Rb apresentou valores menores. Bário, nióbio e tório são encontrados em concentrações maiores nos carbonatos moderadamente a muito afetados (VH10 e J115), e nos poucos afetados com valores próximos aos das rochas C1 (Ba 19,8 a 68,7 ppm; Nb 1,1 a 4,6 ppm; Th 0,41 a 2,72 ppm). Vanádio e ítrio estão concentrados em maiores quantidades no C2 de protólito dolomítico (V 7,88 a 32,08 ppm; Y 4,31 a 21,49 ppm); cromo e zinco,



Figura 9. Variação textural na escala microscópica, evidenciando aumento do efeito termal de uma extremidade para outra da seção delgada. Fotomosaico de parte da amostra J122 sob polarizadores paralelos.

com valores maiores nos calcários pouco afetados (Cr 24,37 a 61,93 ppm; Zn 41,14 a 130,47 ppm), e o Pb, no calcário mais afetado (Pb 2,54 a 4,27 ppm).

Os comportamentos desses elementos traços podem ser bem visualizados e analisados a partir dos diagramas de perdas e ganhos de cada tipo de calcário (calcítico e dolomítico) nas Figuras 12 e 13, no diagrama tipo spider,

com os elementos normalizados ao condrito (McDonough e Sun, 1995), na Figura 12, e nos diagramas de plotes binários da Figura 13.

Comparando os elementos traços com os óxidos, é possível correlacionar o aumento positivo nas amostras termalmente afetadas (C2) dos elementos V e Y com os óxidos de Fe e Mn, e dos elementos Ba, Nb e Th com óxidos de Si, Al e Ti.

Os elementos terras raras exibiram um aumento da soma total nos calcários afetados (C2), comparados com os não afetados (C1). Em todas essas rochas (C1 e C2) a soma dos elementos terras raras leves apresentaram valores bem maiores do que os elementos terras raras pesados, representando cerca de 90% da quantidade total (Tabela 1).

Espectros de elementos terras raras (Figura 14) mostram similaridades na forma geral dos padrões e na anomalia moderadamente negativa de Eu (0,63 – 0,74). Há uma clara tendência de aumento de Yb_N nos carbonatos afetados termalmente. Os espectros são paralelos entre si, com razões

$(La/Sm)_N$ entre 4,98 e 7,27, e $(Gd/Yb)_N$ de 1,76 a 2,59. Todavia, nota-se valores absolutos mais elevados tanto dos termos leves (La-Sm) quanto dos pesados (Gd-Lu) para os carbonatos afetados termalmente.

REAÇÕES METAMÓRFICAS E CONDIÇÕES DE PRESSÃO E TEMPERATURA

A partir do que foi exposto nas descrições dos calcários pirometamorfizados, pode-se inferir que os principais minerais resultantes do evento termal encontrados na área de estudo foram calcita, lizardita, espinélio e espurrita. Com base, passamos a tecer considerações sobre as condições de pressão litostática, pressão de vapor e temperatura atuantes no pirometamorfismo.

A calcita é um dos minerais com distribuição mais generalizada, e sua recristalização acontece numa faixa muito

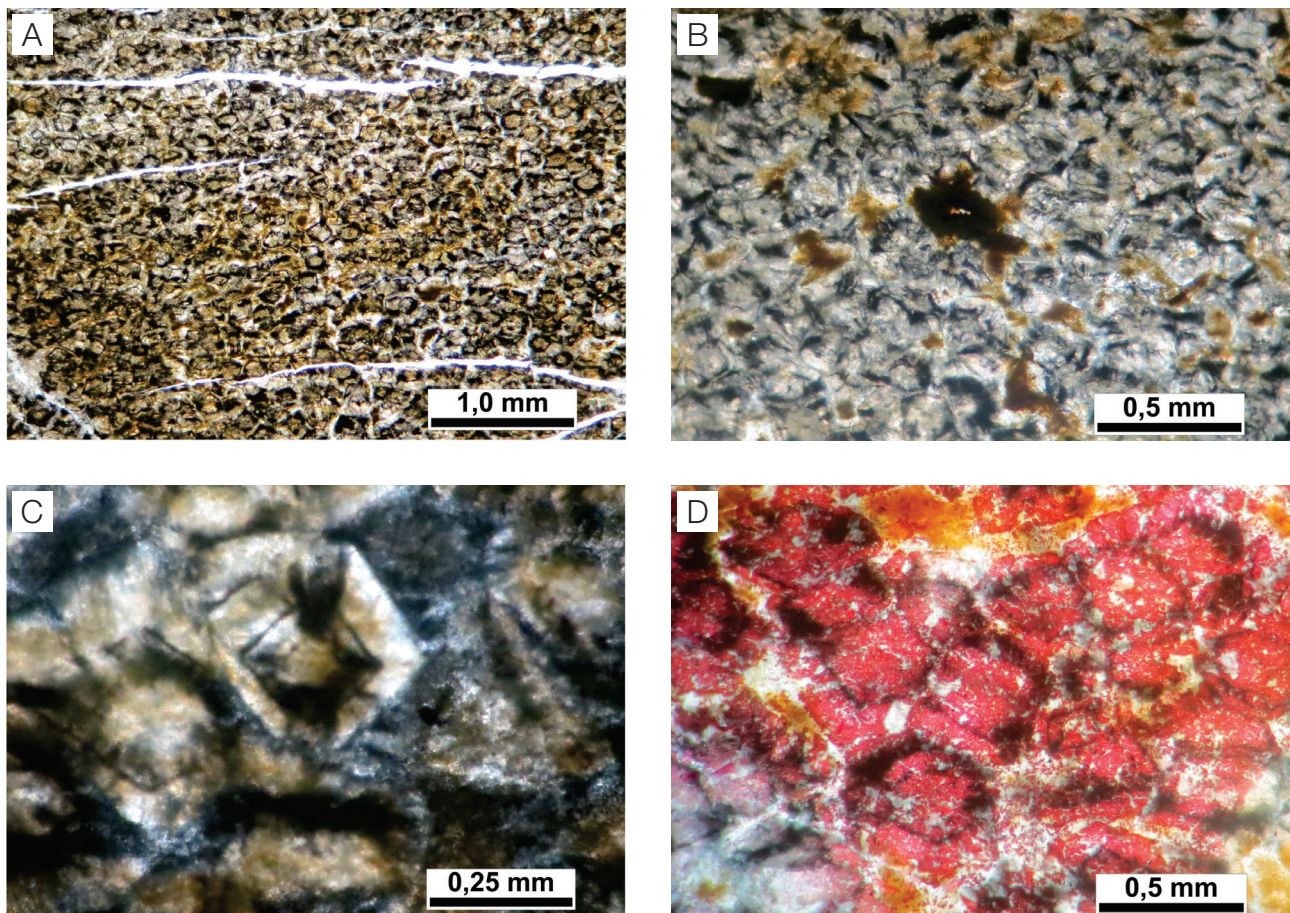


Figura 10. Feições texturais de calcário cristalino de protólito dolomítico. (A) Calcário com arcaço escuro, cortado por falhas/fraturas posteriores preenchidas por calcita; (B) opacos e material castanho com tons alaranjados muito finos e em grande quantidade na rocha; (C) romboedros de calcita com coloração castanha e tons alaranjados, devido à presença de óxido/hidróxido de ferro, e com zonação delineada por opacos; (D) coloração com alizarina comprovando a presença de calcita. Fotomicrografias da amostra J115 obtidas com polarizadores paralelos.

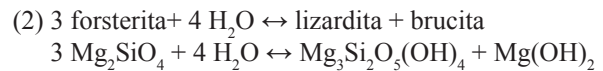
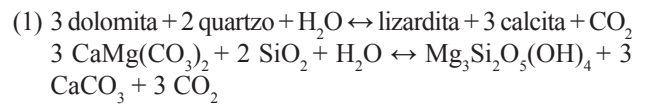
Tabela 1. Composição química de rocha total para calcários não afetados (C1) e afetados termalmente (C2).

	Calcários não afetados (C1)			Calcários afetados (C2)		
Amostra	VH10	J4C-2A	VH16	J115	J4-K	VH6E
Concentração de óxidos (% peso)						
SiO ₂	1,92	8,24	3,85	20,16	5,14	14,70
TiO ₂	0,06	0,04	0,05	0,24	0,07	0,20
Al ₂ O ₃	0,81	0,44	0,78	4,71	1,00	4,19
FeOt	0,30	0,00	0,00	3,31	0,00	0,72
MnO	0,02	0,02	0,00	0,17	0,00	0,04
MgO	38,56	0,44	1,54	15,51	8,27	1,04
CaO	58,07	90,65	93,56	55,79	85,24	78,94
Na ₂ O	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,19	0,14	0,18	0,06	0,25	0,13
P ₂ O ₅	0,02	0,04	0,04	0,06	0,03	0,04
Total	100	100	100	100	100	100
PF	46,50	43,91	47,45	31,64	45,41	35,56
Concentração de elementos traços (ppm)						
Ba	9,00	5,66	7,42	68,66	19,82	67,48
Co	8,40	3,75	11,46	10,55	9,72	5,79
Cr	13,68	17,94	9,74	36,01	61,93	24,37
Nb	0,60	0,38	0,30	4,24	1,10	4,62
Ni	1,10	45,11	47,04	54,12	80,58	44,75
Rb	3,70	2,77	2,96	1,53	5,69	1,58
Pb	0,70	1,48	0,70	2,54	2,77	4,27
Sr	95,40	286,55	132,09	151,01	294,49	182,08
Th	0,40	0,42	0,23	1,98	0,41	2,72
U	0,50	0,56	1,12	1,82	0,77	0,81
V	<8	3,53	6,95	32,08	7,88	11,21
Y	1,90	4,77	1,77	21,49	4,31	9,60
Zn	2,00	37,36	6,65	41,14	130,47	56,22
Concentração de elementos terras raras (ppm)						
La	2,70	4,63	2,76	25,35	6,32	15,35
Ce	4,70	9,24	5,46	37,25	11,23	24,99
Pr	0,54	0,65	0,39	3,26	0,83	2,36
Nd	2,00	2,37	1,45	12,40	3,04	8,51
Pm						
Sm	0,35	0,47	0,26	2,25	0,58	1,56
Eu	0,07	0,12	0,06	0,57	0,14	0,33
Gd	0,32	0,54	0,25	2,44	0,59	1,41
Tb	0,05	0,08	0,04	0,38	0,09	0,23
Dy	0,28	0,44	0,19	2,17	0,49	1,21
Ho	0,05	0,09	0,04	0,44	0,10	0,24
Er	0,16	0,26	0,10	1,28	0,28	0,72
Tm	0,02	0,03	0,01	0,17	0,04	0,09
Yb	0,15	0,20	0,08	1,02	0,21	0,60
Lu	0,02	0,03	0,01	0,15	0,03	0,09
ΣETR	11,41	19,16	11,10	89,13	23,96	57,69
ΣETRL	10,29	17,37	10,32	80,51	22,00	52,78
ΣETRP	1,12	1,79	0,78	8,62	1,96	4,91

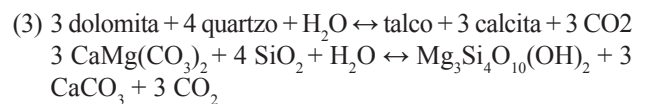
ampla de temperaturas desde muito baixas a elevadas, porém a fusão para vapor e líquido ocorre somente em temperaturas superiores a 1300°C (para pressão de 1 kbar, em um sistema anidro, $P_T = P_{CO_2}$) (Deer et al., 2008). Na presença de vapor constituído quase totalmente de H₂O, a fusão pode ocorrer em temperaturas aproximadas a 650°C, para $P_T = 1$ kbar (Wyllie e Tuttle, 1960).

A lizardita (Mg₃Si₂O₅(OH)₄) é o mineral mais estável e abundante do grupo das serpentinas (Deer et al., 2008). É formada em temperaturas relativamente baixas (até 375 a 425°C), estável em até, aproximadamente, 700 a 800°C, e apresenta-se, normalmente, em grãos extremamente finos, não permitindo uma descrição óptica completa. Nas rochas em estudo, a lizardita foi identificada somente pelo método de DRX, nos calcários pouco e moderadamente afetados.

Para sua formação sugerem-se duas prováveis reações, uma durante metamorfismo progressivo, e outra de alteração hidrotermal. A primeira (1), baseada no trabalho de Anjos e Guimarães (2008), consiste em dolomita e quartzo, em presença de água, formando a lizardita e calcita, liberando CO₂. E a segunda (2) seria a reação mais tradicional de formação desse mineral, a serpetinização de olivinas.



Essa primeira reação (1) foi fundamentada na reação de formação do talco (3), pois esses dois minerais (talco e serpentina) apresentam estabilidade térmica e composições semelhantes (Deer et al., 2008). A reação do talco é muito comum na fase inicial do metamorfismo de calcários dolomíticos silicosos, porém aparentemente não ocorreu nas rochas analisadas. A condição que distinguirá a formação desses minerais será a disponibilidade de sílica, necessitando quantidades menores para a formação da lizardita (Anjos e Guimarães, 2008).



A olivina do tipo forsterita (Mg₂SiO₄) pode ser encontrada em diversas rochas vulcânicas como fenocristais e/ou constituinte da matriz, e em rochas metamórficas provenientes de rochas com composição ultrabásicas ou carbonatos impuros. A temperatura de formação desse mineral vai depender das condições ambientais (pressão e saturação de água), variando de 500 a 1400°C, e seu ponto de fusão em sistema anidro é de 1890 ± 20°C. Na área de estudo não foi possível comprovar a presença desse mineral diante das

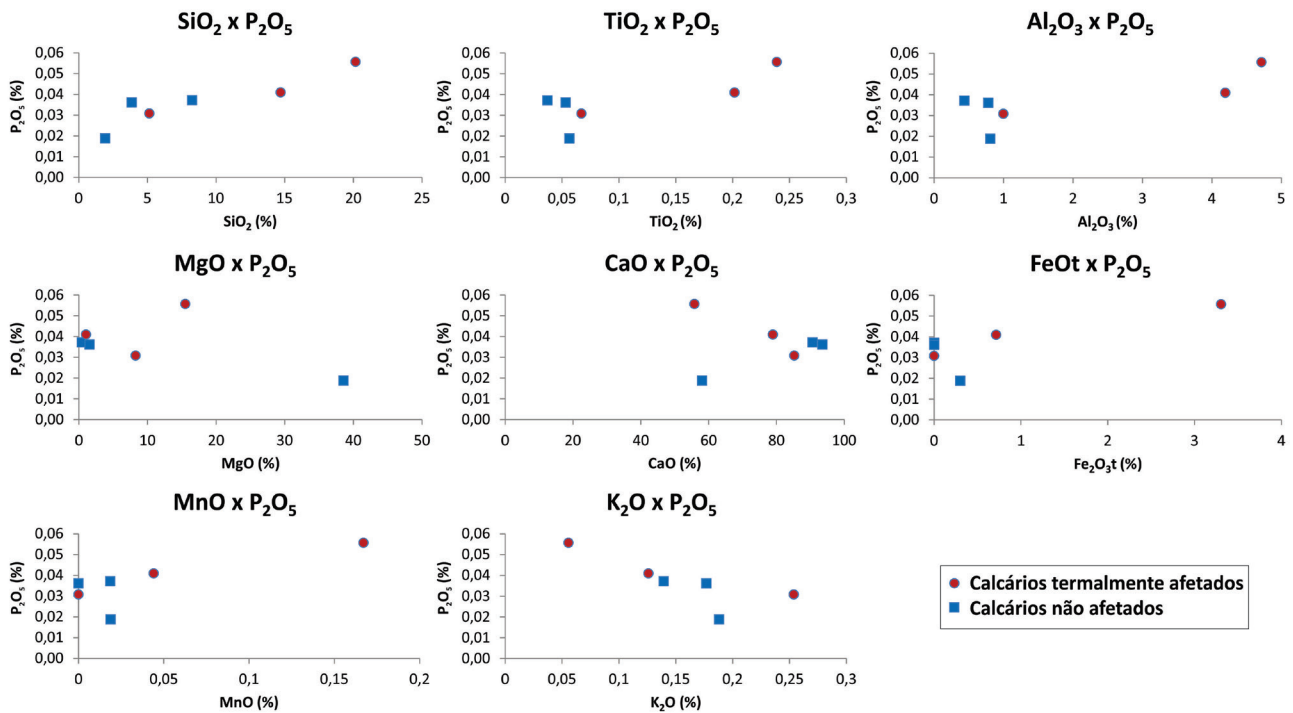
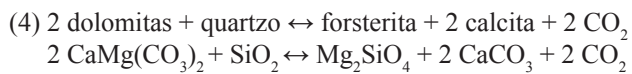


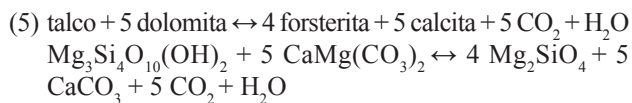
Figura 11. Plotes binários para óxidos de calcários afetados (ponto vermelho) e não afetados (quadrado azul) termalmente. Dados da Tabela 1.

amostras analisadas, porém acredita-se na possibilidade de sua cristalização devido às composições das rochas estudadas.

Segundo Deer et al. (2008), sob condições anídras, a formação da forsterita em carbonatos impuros pode ser dada pela seguinte reação (4):



Metz e Trommsdorff (1968 apud Winkler 1977) propõem em uma de suas reações para o metamorfismo de calcários dolomíticos silicosos, a formação da forsterita a partir do talco com a dolomita (5). Baseando nessa reação, e utilizando o mesmo fundamento citado para a reação (1) da lizardita, foi possível sugerir a formação dessa olivina a partir da lizardita com a dolomita (6).



Reação sugerida:

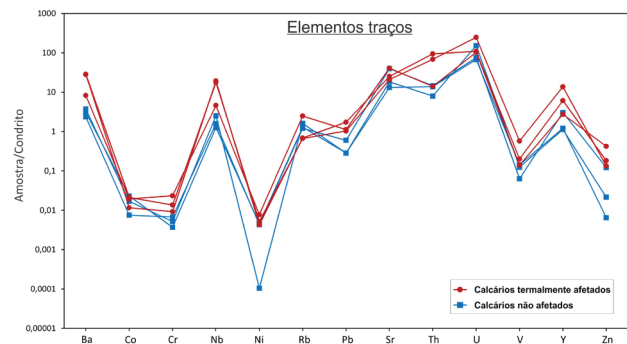
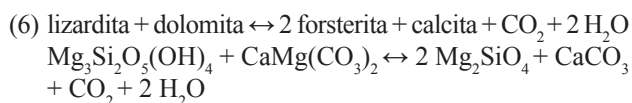


Figura 12. Diagrama tipo spider dos elementos traços normalizados ao condrito de McDonough e Sun (1995), com os calcários não afetados (C1) representados pelas linhas e quadrados azuis, e os calcários termalmente afetados (C2), pelas linhas e pontos vermelhos.

O espinélio é encontrado frequentemente em rochas metamórficas e xenólitos ricos em alumínio. Em calcários com metamorfismo de contato, ocorre geralmente associado a forsterita e diopsídio. O campo de estabilidade desse mineral é bastante variado, podendo ocorrer a partir de temperaturas de 450°C, e o ponto de fusão do mineral puro (MgAl_2O_3) é em $2135 \pm 20^\circ\text{C}$ (Brown et al., 1988; Deer et al., 2008). No grupo dos espinélios há uma substituição contínua desde

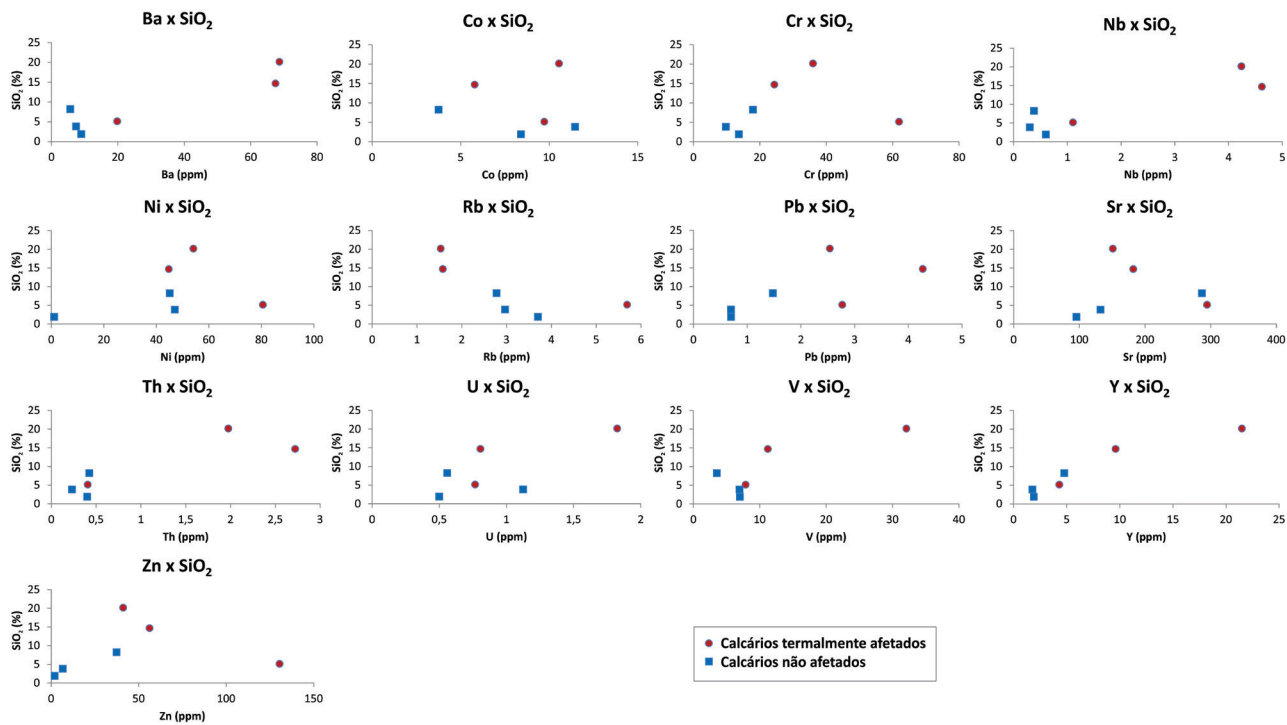
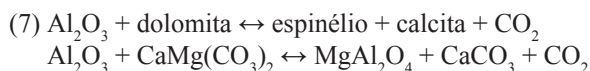


Figura 13. Plotes binários para elementos traços para carbonatos afetados (ponto vermelho) e não afetados (quadrado azul) termalmente. Dados da Tabela 1.

o espinélio ($MgAl_2O_4$) até a hercinita ($Fe^{2+}Al_2O_4$), com a troca $Fe^{2+} \leftrightarrow Mg$. Para a identificação precisa desse mineral foi utilizada a microsonda eletrônica em uma das amostras, e em seguida foi feito o cálculo da fórmula química com os dados obtidos (Tabela 2). Para sua formação, sugere-se a reação (7) da dolomita com o alumínio proveniente de minerais detriticos do protólito (microclina, montomorilonita) ou das rochas adjacentes, carreados com a percolação de fluidos.



A espurrita ($Ca_5(SiO_4)_2CO_3$) é um mineral tipicamente encontrado em metamorfismo de contato de calcários silicosos em altas temperaturas e baixas pressões, ocorrendo em contato com rochas intrusivas como diorito, granito (*skarns*), riolito e rochas básicas (Deer et al., 1986). O campo de estabilidade desse mineral é significativamente afetado pela pressão parcial de CO_2 e H_2O , com redução das temperaturas em presença de altos teores de vapor de H_2O no sistema, variando a partir de 430°C até valores superiores a 1000°C (Henmi e Henmi, 1978; Tuttle e Harker, 1957; Joesten, 1976). Na série progressiva de decarbonatação de Bowen (1940), ela ocorre após o mineral akermanita e antes da merwinita. Foi diferenciada dos minerais similares com o auxílio da microsonda eletrônica, tendo sua composição

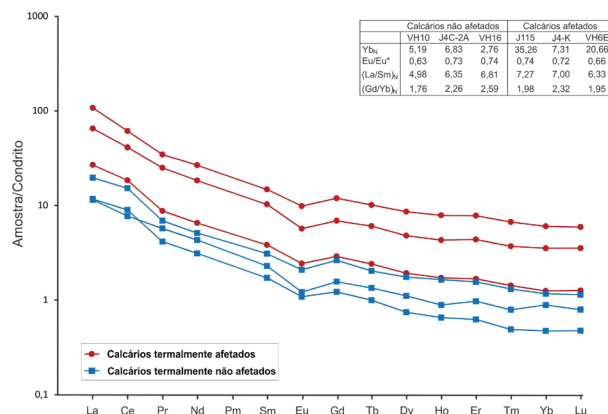
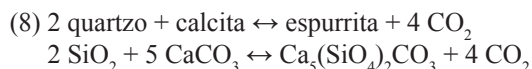


Figura 14. Espectros de elementos terras raras (normalizados em relação ao condrito de Sun e McDonough (1989), comparando calcários afetados (linha e ponto vermelho) e não afetados (linha e quadrado azul). Dados da Tabela 1. Eu/Eu^* = anomalia de európio, calculada do seguinte modo: $Eu/Eu^* = Eu_N / ((Sm_N + Gd_N)/2)$.

química na Tabela 2. Para a formação desse mineral sugere-se a reação (8):



Segundo Grapes (2011), os calcários pirometamorfizados podem ser classificados a partir de seus protólitos e associações minerais. Os protólitos apresentam proporções variáveis de dolomita, calcita e quartzo, que são as fontes para as associações metamórficas de alta temperatura, composta por silicatos de Ca e/ou Mg. A cristalização de minerais ricos em alumínio e ferro pode indicar contaminação pelo magma e/ou presença de minerais acessórios (detriticos e autigênicos) no protólito. Esse mesmo autor apresenta projeções no sistema CaO-SiO₂-MgO-CO₂ com campos que permitem inferir protólitos e assembleias minerais desses calcários, e diagramas de pressão e temperatura para cada tipo deles. Para essas projeções, foram utilizadas porcentagens molares calculadas a partir das análises dos óxidos citados anteriormente na Tabela 1. Deste modo, as amostras afetadas analisadas plotaram no campo de calcários (VH6E), calcários dolomíticos (J4-K) e dolomitos calcíticos (J115), e as não afetadas

no campo dos calcários (J4C-2A, VH16) e dolomitos (VH10) (Figura 15).

As projeções com os campos das associações minerais das rochas pirometamorfizadas são divididos em dois tipos, um para temperaturas mais baixas, denominado de subfácies monticellita-melilita, e outro para temperaturas mais altas, a subfácies larnita-merwinita-espurrita. Para as rochas analisadas, esses diagramas sugerem os minerais wollastonita, melilita, calcita, monticellita, forsterita e periclásio, em temperaturas mais baixas, e merwinita, espurrita, calcita, monticellita e periclásio, nas mais altas (Figura 16).

Comparando as projeções, observa-se que as associações minerais wollastonita-melilita-calcita e merwinita-espurrita-calcita seriam para as rochas com protólito calcário, e a monticellita-forsterita-calcita, forsterita-periclásio-calcita e monticellita-periclásio-calcita para o protólito do tipo calcário dolomítico/dolomito calcítico.

Tabela 2. Composição química (óxidos) de espinélio e espurrita, obtida por microsonda eletrônica. Amostras VH6E e J96G, classificadas como calcários muito afetados.

Análises de microsonda da espurrita (% peso)										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	26,61	26,56	26,22	26,50	26,38	26,47	25,90	26,65	26,53	26,34
Al ₂ O ₃	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	-	-	-	-	-
MnO	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,05	0,01	0,01	0,00
FeO	0,07	0,00	0,00	0,00	0,03	0,14	0,04	0,02	0,01	0,05
MgO	0,01	0,01	0,04	0,03	0,01	0,04	0,03	0,02	0,05	0,03
CaO	62,97	63,37	62,80	63,00	62,50	62,74	62,56	62,90	63,02	62,48
Na ₂ O	0,04	0,04	0,04	0,01	0,01	-	-	-	-	-
Total	89,97	90,19	89,33	89,92	89,06	89,49	88,83	89,71	89,75	89,07
Cálculo da fórmula da espurrita (% mol)										
SiO ₂ (%)	28,29	28,12	28,04	28,20	28,27	28,25	27,87	28,34	28,21	28,24
CaO (%)	71,71	71,88	71,96	71,80	71,73	71,75	72,13	71,66	71,79	71,76
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Análises de microsonda do espinélio (% peso)										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	61,52	54,73	59,22	59,80	60,54	60,52	61,55	61,60	62,04	54,96
MnO	0,65	0,63	0,59	0,61	0,52	0,48	0,51	0,46	0,52	0,70
FeO	11,98	17,33	14,06	13,07	12,95	12,91	12,50	11,02	10,59	17,57
MgO	24,49	23,69	24,56	25,19	24,78	24,99	24,96	25,99	25,91	24,89
CaO	0,52	1,04	0,47	0,52	0,24	0,62	0,40	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	100,17	98,28	100,06	100,14	99,94	100,37	100,67	99,22	99,30	98,62
Cálculo da fórmula do espinélio (% mol)										
Al ₂ O ₃ (%)	46,95	43,56	45,47	45,39	46,08	45,89	46,43	45,88	46,22	42,60
FeO (%)	5,83	8,80	6,88	6,33	6,28	6,24	6,01	5,23	5,03	8,68
MgO (%)	47,22	47,64	47,64	48,29	47,64	47,86	47,55	48,89	48,75	48,72
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Herc (%)	10,99	15,59	12,63	11,58	11,65	11,54	11,23	9,67	9,35	15,12
Esp (%)	89,01	84,41	87,37	88,42	88,35	88,46	88,77	90,33	90,65	84,88

Continua...

Tabela 2. Continuação.

Análises de microsonda da espurrita (% peso)									
	11	12	13	14	15	16	17	Média	σ
SiO ₂	26,37	26,27	26,60	26,50	26,06	26,43	26,37	26,40	0,20
Al ₂ O ₃	–	–	–	–	–	–	–	0,00	0,00
MnO	0,03	0,06	0,00	0,04	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02
FeO	0,06	0,00	0,09	0,05	0,10	0,03	0,09	0,04	0,04
MgO	0,14	0,03	0,01	0,02	0,07	0,01	0,04	0,03	0,03
CaO	61,78	62,69	63,47	63,57	61,68	63,13	62,72	62,79	0,51
Na ₂ O	–	–	–	–	–	–	–	0,03	0,02
Total	89,50	89,27	90,33	90,37	91,88	89,83	89,41	89,76	0,71
Cálculo da fórmula da espurrita (% mol)									
SiO ₂ (%)	28,50	28,12	28,12	28,01	28,28	28,10	28,18	28,18	0,14
CaO (%)	71,50	71,88	71,88	71,99	71,72	71,90	71,82	71,82	0,14
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	0,00
Análises de microsonda do espinélio (% peso)									
	11	12	13	14	15	Média	σ		
SiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Al ₂ O ₃	51,02	57,75	61,80	61,67	65,60	59,62	3,38		
MnO	0,84	0,65	0,53	0,48	0,52	0,58	0,06		
FeO	20,14	14,93	10,71	10,05	9,58	13,29	2,99		
MgO	24,18	25,00	25,76	25,69	27,81	25,19	0,49		
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,25	0,33		
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01		
Total	98,41	98,63	98,97	98,11	103,68	99,35	0,87		
Cálculo da fórmula do espinélio (% mol)									
Al ₂ O ₃ (%)	40,83	44,28	46,22	46,38	46,21	45,26	1,74		
FeO (%)	10,28	7,30	5,11	4,82	4,30	6,43	1,62		
MgO (%)	48,89	48,42	48,67	48,80	49,48	48,31	0,59		
Total	100	100	100	100	100	100	0,00		
Herc (%)	17,37	13,10	9,50	8,99	8,00	11,75	2,53		
Esp (%)	82,63	86,90	90,50	91,01	92,00	88,25	2,53		

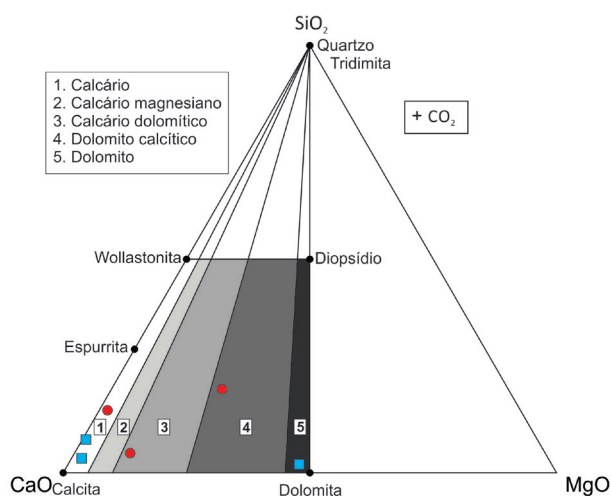


Figura 15. Projeção dos calcários analisados no diagrama CaO-MgO-SiO₂ (proporção molar, com campos baseados em Grapes, 2011). Ponto vermelho = calcário afetado termalmente, quadrado azul = calcário não afetado termalmente.

Entre as amostras termalmente afetadas analisadas, somente uma se encontra pirometamorfizada, também designada neste trabalho como calcário termalmente muito afetado (VH6E). Na mineralogia dessa rocha e de todos os outros carbonatos muito afetados descritos neste trabalho, foi identificado somente o mineral espurrita, com relação aos propostos nos diagramas (Figura 16). Os minerais monticellita, melilita e merwinita provavelmente não foram formados por deficiência de SiO₂ no sistema. A forsterita e o periclásio possivelmente não foram encontrados pela escassez de amostras de protólito dolomítico na área.

Analisando os diagramas de pressão e temperatura dos calcários pirometamorfizados juntamente com as descrições das rochas em estudo, é possível dizer que os minerais índices de maiores temperaturas, para esse caso, são a espurrita e olivina.

Um dos fatores principais que caracteriza o pirometamorfismo é a ocorrência da pressão baixa durante o evento.

O valor dessa pressão está intimamente relacionado com o tipo de intrusão que ocorreu no local. Considerando que as encaixantes foram intrudidas por corpos básicos rasos, sugerem-se pressões litostáticas máximas de, aproximadamente 0,5 a 1 kbar.

A partir dos diagramas PT ($P_{total} = P_{CO_2}$) propostos por Joesten (1976) e Grapes (2011), interpreta-se que o campo de estabilidade da espurrita, nas pressões estimadas no local, sugere temperaturas máximas de 1050°C para o pirometamorfismo, e o da olivina, temperaturas máximas de 1100 a 1200°C (Figuras 17 e 18).

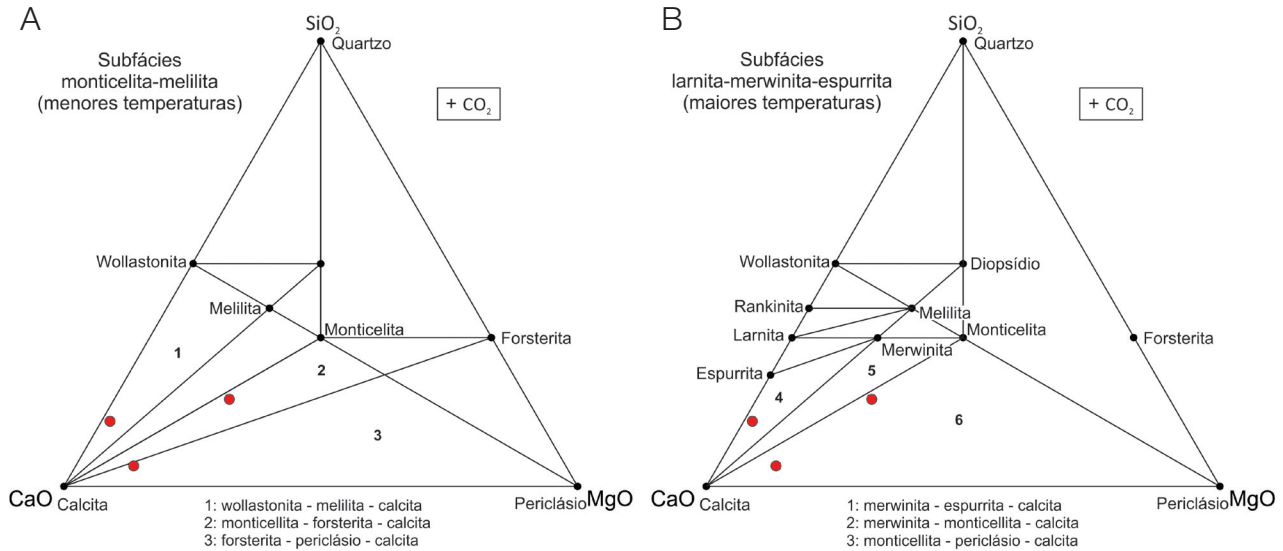


Figura 16. Projeções CaO-SiO₂-MgO com excesso de CO₂ (campos baseados em Grapes, 2011). (A) Campos das assembleias minerais para temperaturas mais baixas; (B) campos das associações minerais para temperaturas mais altas. Ponto vermelho = calcário afetado termalmente.

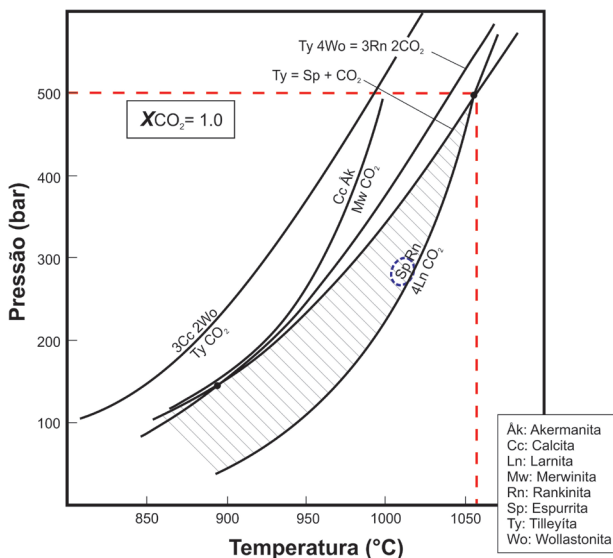


Figura 17. Diagrama PxT modificado de Joesten (1976) com curvas de reações possíveis no pirometamorfismo de calcários calcíticos, indicando com o círculo tracejado azul o mineral índice e com o tracejado vermelho a pressão e temperatura máxima estimada para estas rochas.

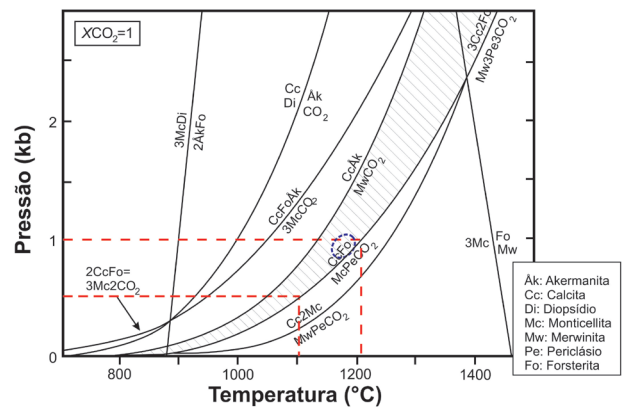
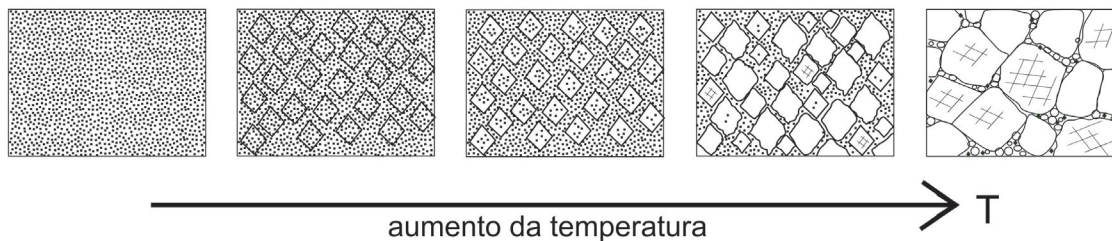


Figura 18. Diagrama PxT ($P_{total} = P_{CO_2}$) modificado de Wallmach et al. (1989), com curvas de reações possíveis no pirometamorfismo de calcários de composições dolômicas, indicando com o círculo tracejado azul o mineral índice e com o tracejado vermelho a pressão e temperatura máxima estimada para estas rochas.

Cristalização dos calcários



	Preservados	Afetados
Textura	Micrítica	Criptocristalina, romboedros com material muito fino, médio e grosso.
Mineralogia	Calcita, dolomita, ankerita, montmorillonita, sanidina, sulfetos, óxidos/hidróxidos de ferro	Calcita, lizardita, espinélio, espurrita, forsterita, sulfetos, óxidos/hidróxidos de ferro
Química	SiO ₂ ≈ 4% Al ₂ O ₃ ≈ 0,8% Ba ≈ 8 ppm Nb ≈ 0,4 ppm	SiO ₂ ≈ 15% Al ₂ O ₃ ≈ 4% Ba ≈ 68 ppm Nb ≈ 4,5 ppm

Figura 19. Desenho esquemático mostra a evolução da cristalização dos calcários e uma tabela de comparação com os calcários originais.

DISCUSSÕES

Os calcários pirometamorfizados da área de estudo ocorrem, em alguns locais, em contato e intercalados com buchitos (rochas pirometamorfizadas da Formação Açú), e estão inseridos em auréolas termais provocadas por corpos básicos intrusivos, provenientes do magmatismo Macau.

As auréolas termais delimitadas neste trabalho apresentaram distâncias de até 90 metros do contato ígneo em superfície, porém com dimensões bem distintas de um lado para outro do corpo.

Segundo Grapes (2011), a reconstituição mineral das rochas pirometamorfizadas ocorre apenas em até 0,5 metros do contato ígneo, e em alguns casos, efeitos termais e estruturas do evento podem ser encontrados a cerca de 50 metros da intrusão. A partir dessa informação, juntamente com as feições observadas na área, sugere-se que as dimensões reais das auréolas são um pouco menores das máximas calculadas em superfície. Medidas mais precisas só poderiam

ser inferidas após a caracterização da morfologia do corpo em subsuperfície.

As rochas da Formação Jandaira termalmente afetadas, descritas neste trabalho, apresentaram protólitos de composições calcítica e dolomítica.

Protólito dolomítico

Os calcários cristalinos advindos de dolomititos são descritos como rochas bastante escuras, pouco a moderadamente afetadas pelo calor, compostas por cristais de calcita zonados, minerais opacos entre as zonações e óxido/hidróxido de ferro.

O protólito dessas rochas provavelmente sofreu processos diagenéticos de dolomitização em todo o arcabouço (por substituição e/ou precipitação) e sobrecrecimento/precipitação de dolomita ferrosa ou ankerita, formando cristais zonados de dolomititas. Além desse processo, é comum nessas rochas a formação de pirita autigênica e a limonitização desse mineral.

Durante o metamorfismo, os cristais de dolomita foram substituídos pela calcita, com o processo denominado de desdolomitização. Para esse processo sugere-se a formação da calcita a partir da reação de dissociação da dolomita, formando calcita, periclásio e liberando CO_2 , ou a alteração hidrotermal da dolomita, resultando em calcita, brucita e liberando CO_2 .

Segundo Flügel (2010), uma das possíveis condições para a ocorrência dessa reação nos carbonatos é a percolação de fluidos com sulfato de cálcio (CaSO_4). Na literatura encontra-se que esse sulfato pode ser proveniente de alteração hidrotermal de calcários ou até mesmo dolomitos. Com essas informações, tem-se a hipótese de que fluidos com sulfato de cálcio percolaram pelas fraturas dessas rochas provocando, juntamente com as temperaturas, a reação de desdolomitização. O enxofre (S) desses sulfatos juntamente com o ferro (Fe) liberado das dolomitas ferrosas/ankeritas formaram sulfetos, precipitados entre as zonas dos cristais, e ainda, o Fe dessas dolomitas formaram óxidos/hidróxidos de Fe, observados em boa parte do arcabouço das rochas (não esquecendo os sulfetos e óxidos/hidróxidos de Fe provenientes dos protólitos). Esses minerais (óxidos/hidróxidos de Fe e sulfetos de Fe) forneceram o tom escuro da rocha, visualizado macroscopicamente, que é uma das características distintivas de rochas que sofreram desdolomitização (Flügel, 2010).

Protólito calcítico

Os calcários calcíticos afetados pelo pirometamorfismo são observados com diferentes graus de recristalização, que aumentam no sentido das extremidades da auréola termal para os contatos com o corpo intrusivo, devido à variação do fluxo térmico.

Partindo dos calcários pouco afetados termalmente para os muito afetados nota-se, no geral, um grande aumento da granulometria, extinção de minerais e texturas reliquias dos protólitos e cristalização dos minerais pirometamórficos espinélio e espurrita, além da recristalização da calcita.

Muitas das rochas pouco afetadas desse grupo apresentam, em pelo menos parte do arcabouço, matriz de frações micrométricas, que se assemelham à matriz micrítica ou síltica-peloidal presentes nos protólitos. Para essas rochas sugere-se que, com a atuação do calor, as matrizes começaram a sofrer recristalização, formando pequenos romboedros na rocha, preenchidos ainda pelo material muito fino. O progressivo aumento da temperatura provocou a recristalização desse mineral com dimensões cada vez maiores, chegando a formar cristais incolores com dimensões de até 8 milímetros.

O aumento da granulometria desses calcários também ocorreu devido às rochas mais afetadas pelo evento térmico estarem mais próximas do corpo, ou seja, o resfriamento foi mais lento, comparado com as rochas mais distais. Em zonas

de diminuição de temperatura extremamente rápida, além da pequena granulometria das rochas, foi possível observar calcitas poiquilóticas em algumas amostras.

Durante a recristalização da calcita, elementos presentes nesse mineral, como o ferro, foram liberados, formando óxidos/hidróxidos de ferro, encontrados em muitas rochas (além dos detriticos do protólito).

Análises químicas

Nas análises químicas, os calcários pirometamorfizados apresentaram valores maiores e menores de concentração de alguns elementos (maiores, traços e terras raras) do que os calcários não afetados pelo calor.

Nas concentrações dos óxidos estudados observou-se um grande aumento de Si, Al e Ti nas rochas mais afetadas pelo pirometamorfismo (calcítica e dolomítica), porém no caso do TiO_2 as proporções foram em números bem menores.

O FeO e o MnO apresentam propriedades químicas semelhantes, e geralmente se correlacionam positivamente quando o fator controlador da distribuição é a substituição isomórfica em calcitas e dolomitas. As concentrações desses elementos ocorrem em quantidades maiores nos dolomitos do que nos calcários (Veizer, 1978). Neste trabalho esses elementos seguiram o dissertado na teoria, com semelhanças no padrão de distribuição das amostras no plotes binários e maiores concentrações nas rochas com protólito dolomítico.

No caso dos elementos traços, os calcários termalmente afetados calcíticos e dolomíticos apresentaram anomalias positivas nos elementos Ba, Cr, Nb, Pb, Sr, Th, V, Y e Zn, e negativa no Rb. Analisando o comportamento dos elementos traços e maiores, supõe-se que o aumento dos elementos Ba, Nb e Th estão relacionados com o dos elementos SiO_2 , Al_2O_3 e TiO_2 , e o V e Y com FeO e MnO .

Os elementos terras raras, segundo Figueiredo (1985), são praticamente imóveis durante eventos de metamorfismo, mobilizando-se significativamente apenas em caso de fusão parcial, anatexia e/ou influência de fluidos nas rochas.

Comparando os elementos terras raras (ETRs) das amostras analisadas, observou-se aumento de concentração dos elementos e do grau de fracionamento nos calcários que sofreram o pirometamorfismo. Como nas descrições de campo e lâmina delgada não foi notada nenhuma indicação de fusão parcial e anatexia dessas amostras, deduz-se que durante o metamorfismo as rochas sofreram influências de fluidos, ocasionando a mobilidade dos ETRs.

Integrando as informações obtidas a partir das análises de óxidos, elementos traços e ETRs, pode-se interpretar que os calcários da área de estudo foram submetidos a um metamorfismo com sistema aberto, perdendo e ganhando material de fontes externas. A incursão dos elementos ocorreu através da percolação dos fluidos, que passaram pelas

rochas em contato (buchitos da Formação Açu e/ou ígneas dos corpos intrusivos), e atuaram com maior intensidade nos calcários submetidos a maiores temperaturas, ou seja, nas rochas mais afetadas pelo pirometamorfismo.

O Al_2O_3 e o SiO_2 inseridos nos calcários cristalinos contribuíram na cristalização dos minerais encontrados, porém não ocorreu incursão de SiO_2 suficiente para formar os minerais previstos por Grapes (2011).

A anomalia negativa do Eu (Tabela 1 e Figura 14) sugere a prevalência de um ambiente redutor na formação dos calcários analisados. Esse tipo de ambiente é propício para a precipitação de sulfetos, como a pirita encontrada em grande parte das amostras descritas.

Reações metamórficas e condições de pressão e temperatura

Com o calor proveniente dos corpos intrusivos, os calcários foram afetados em diferentes níveis, de acordo com a distância do contato, alterando texturas, porosidade e composição da rocha original. A partir das descrições e análises das rochas, observa-se que ocorreram reações e recristalização desde as rochas menos até as mais afetadas pelo calor (Figura 19).

A lizardita é um mineral que normalmente ocorre em granulometrias bastante finas. No caso das rochas deste trabalho não foi possível identificar esse mineral em microscópio óptico, pois, além dessa característica, ele foi formado em condições de resfriamento rápido, favorecendo mais ainda a pequena dimensão do grão. Foi localizado a partir da DRX nas rochas pouco a moderadamente afetadas termalmente, com quantidades maiores nas pouco afetadas, e teria derivado a partir de duas possíveis reações. Uma seria a reação da dolomita (ou do Mg da calcita magnésiana) com o quartzo, na presença de água, com a sílica proveniente dos fluidos metamórficos (citado nas análises químicas), ou de minerais detríticos do protólito. E outra, a partir da alteração hidrotermal de olivinas (forsterita), também chamado de serpentinização da olivina.

A primeira reação também foi encontrada em calcários da Formação Irati (Bacia do Paraná) afetados por intrusões de rochas básicas pós-Triássicas descritos por Anjos e Guimarães (2008). Os principais minerais encontrados nas rochas da Formação Irati foram talco, serpentina (lizardita) e diopsídio, com a serpentina ocorrendo em condições de menores teores de sílica do que o talco. No caso da Formação Jandaíra não houve sílica suficiente no sistema para a cristalização do talco, formando apenas a serpentina.

O espinélio cristalizou a partir da reação da dolomita com o alumínio proveniente dos fluidos metamórficos ou de argilominerais e minerais detríticos dos protólitos (ex: montmorillonita e feldspatos). Por apresentar um *range* relativamente grande de temperatura de cristalização (a partir de 450°C), ele foi encontrado desde as rochas pouco a muito afetadas.

Porém o mineral só tomou dimensões visíveis em microscópio óptico nos calcários mais próximos do contato ígneo.

A ocorrência dos minerais lizardita e espinélio nas rochas pouco a moderadamente afetadas sugere temperaturas mínimas de aproximadamente 450°C, e máximas de aproximadamente 800°C.

Por fim, nas rochas calcíticas com maior grau de recristalização, a sílica proveniente de fluidos metamórficos e/ou dos minerais detríticos dos protólitos reagiu com a calcita, originando a espurrita. Nas rochas mais dolomíticas ocorreu a formação da olivina a partir da reação da dolomita com o quartzo, ou da lizardita com dolomita.

Comparando os calcários com os calcários cristalinos, observa-se que após o evento houve grande redução da porosidade, deixando as rochas bastante compactas, e o arcabouço foi totalmente transformado, perdendo todos os constituintes do calcário, como matriz, cimento e grãos carbonáticos. Feições dos constituintes primários foram identificadas somente nas rochas de mais baixo grau de cristalização. Comparando as rochas pirometamorfizadas com as pouco e moderadamente afetadas, observa-se a extinção da ankerita, proveniente do protólito, e da lizardita, resultante das reações metamórficas de menores graus.

Como dito anteriormente, ao longo de algumas auréolas termais formadas pelos corpos ígneos da área de estudo, os calcários são encontrados intercalados com folhelhos negros e buchitos, que foram estudados por Santos et al. (2014). Os autores descreveram essas rochas como constituídas por vidros (obsidiana) e fases minerais sob a forma de cristais prismáticos alongados e/ou aciculares e ocos, que são características de fusão do protólito seguido de um rápido resfriamento (*quenching*). Os minerais identificados foram mullita, secaninaíta, sanidina, tridimita, clinopiroxênio e armalcolita, sugerindo temperaturas máximas de 1100 a 1150°C durante a formação dos buchitos.

A presença de vapor de H_2O ($\text{XCO}_2 < 1$) no metamorfismo de rochas carbonáticas provoca deslocamento das curvas de reações dos minerais para temperaturas menores, em uma mesma pressão. Fluidos com composição de H_2O são possíveis no sistema das rochas estudadas neste trabalho, porém as temperaturas estimadas no contato da intrusão, para $\text{XCO}_2 = 1$, são muito próximas das encontradas para os buchitos que estão no seu contato (trabalho de Santos et al., 2014). Portanto, durante esse metamorfismo, fluidos com composição de H_2O ocorreram somente na parte mais externa da auréola, permitindo a reação da lizardita, e no contato da intrusão o sistema era praticamente anidro, com muito pouco ou nada de H_2O .

Estruturas de fusão parcial, similares aos já identificados na literatura, como em Floess et al. (2015), não foram identificadas nessas rochas.

CONCLUSÕES

Com base no exposto, pode-se afirmar que os corpos Serrinha, São João e Assentamento Nova conquista intrudiram nas rochas sedimentares da Formação Açú e Jandaíra, ocasionando um pirometamorfismo no contato, e formando auréolas termais de até 90 metros em superfície.

Ao longo dessas auréolas, os calcários primários foram totalmente transformados, formando rochas compactas, com diferentes graus de recristalização, devido à variação do fluxo térmico.

O metamorfismo ocorreu em condições de sistema aberto, com percolação de fluidos, transportando SiO_2 , Al_2O_3 e TiO_2 das rochas do contato (além dos elementos traços e terras raras) para as encaixantes e carreando um pouco do MgO , K_2O e CaO .

Analisando as variações de concentração dos elementos maiores e traços, observa-se que aumento dos elementos Ba, Nb e Th estaria relacionado com o aumento do SiO_2 , Al_2O_3 e TiO_2 , e o V e Y com o FeO e o MnO . Os ETR leves e pesados aumentaram na mesma proporção, com o crescimento do grau de recristalização.

Os protólitos das rochas eram calcários, calcários dolomíticos e dolomitos calcíticos. Essas rochas foram submetidas a um metamorfismo com percolação de fluidos, que favoreceu a cristalização da lizardita e espinélio nas rochas de menores graus metamórficos, e espurrita, espinélio e forsterita nos calcários pirometamórficos. Por fim, observam-se então os seguintes minerais:

calcita + dolomita = calcita + espurrita + espinélio + forsterita

As condições de pressão e temperaturas máximas sugeridas a partir das associações mineralógicas e da comparação com dados da literatura seriam de, aproximadamente, $P = 0,5$ a $1,0$ kbar e $T = 1050$ a 1200°C , para $P_{\text{total}} = P_{\text{CO}_2}$.

No caso de áreas com reservatórios em rochas carbonáticas, a ocorrência do pirometamorfismo prejudicaria significativamente o sistema petrolífero, devido à diminuição expressiva da porosidade nas rochas termalmente afetadas.

AGRADECIMENTOS

Os autores são gratos ao Programa de Pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (PGGG/UFRN), ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) por bolsas de estudo (SAT) e de pesquisa (ZSS, processo 449616/2014), e às universidades de Geociências da China (CUG), de Brasília (UnB) e Federal de Mato Grosso (UFMT) pela facilidade de aquisição de dados analíticos.

REFERÊNCIAS

Almeida, F. F. M., Carneiro, C. D. R., Machado Jr., D. L., Dehira L. K. (1988). Magmatismo pós-Paleozóico no nordeste oriental do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 18(4), 451-462.

Angelim, L. A. A., Medeiros, V. C., Nesi, J. R. (2006). *Mapa geológico do Estado do Rio Grande do Norte*. Programa Geologia do Brasil. Projeto Geologia e Recursos Minerais do Estado do Rio Grande do Norte. Escala 1:500.000. Recife: CPRM/FAPERN.

Anjos, C. W. D., Guimarães, E. M. (2008). Metamorfismo de contato nas rochas da Formação Irati (Permiano), norte da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, 38(4), 138-148.

Bowen, N. L. (1940). Progressive metamorphism of siliceous limestone and dolomite. *Journal of Geology*, 48(3), 225-274.

Brown, T. H., Berman, R. G., Perkins, E. H. (1988). GeO-Calc: a software package for calculation and display of pressure-temperature-composition phase diagrams using an IBM or compatible personal computer. *Computers & Geosciences*, 14(3), 279-289.

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.

Córdoba, V. C. (2001). *A evolução da plataforma carbonática jandaíra durante o Neocretáceo na Bacia Potiguar: análise paleoambiental, diagenética e estratigráfica*. Tese (Doutorado). Rio Claro: Instituto de Geociências e Ciências Exatas – UNESP.

Córdoba, V. C., Souza, D. C., Lima Filho, F. P. (1996). Fácies, sistemas deposicionais e diagênese da Formação Jandaíra. Neocretáceo, no extremo sudoeste da Bacia Potiguar, RN. *Simpósio sobre o Cretáceo no Brasil*. Resumos Estendidos, 107-110. Rio Claro: SBG

Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J. (2008). *Minerais Constituintes das Rochas: uma introdução*. Lisboa: Fundação Calouste Gulbenkian.

Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J. (1986). *Rock-forming minerals: disilicates and ring silicates* (2a ed, v. 1B, 263-271). Harlow: Longman Scientific & Technical.

Dunham, R. J. (1962). Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: W. E. Ham (Ed.), *Classification of carbonate rocks* (v. 1, 108-121). Tulsa: AAPG Memoir.

- Floess, D., Baumgartner, L. P., Vonlanthen, P. (2015). An observational and thermodynamic investigation of carbonate partial melting. *Earth and Planetary Science Letters*, 409, 147-156.
- Françolin, J. B. L., Szatmari, P. (1987). Mecanismos de rifteamento da porção oriental da margem norte brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, 17, 196-207.
- Figueiredo, M. C. H. (1985). Introdução à geoquímica dos elementos terras raras. *Boletim IG-USP Série Científica*, 16, 15-31.
- Flügel, E. (2010). *Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application* (2a ed.). London: Springer.
- Grapes, R. H. (2011). *Pyrometamorphism* (2a ed.). Berlin: Springer Verlag.
- Henmi, C., Henmi, K. (1978). Synthesis of spurrite and tilleyite at low CO₂ partial pressure. *Mineralogical Journal*, 9, 106-110.
- Joesten, R. (1976). High-temperature contact metamorphism of carbonate rocks in a shallow crustal environment, Christmas Mountains, Big Bend region, Texas. *American Mineralogist*, 61, 776-781.
- 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.
- Medeiros, C. G. (2013). *Efeitos térmicos provocados por intrusões de Diabásios em Calcários da Formação Jandaíra, Bacia Potiguar Emersa, Região de Jandaíra (RN)*. Relatório (Graduação). Natal: Curso de Geologia – UFRN.
- McDonough, W. F., Sun, S.-s. (1995). The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120, 223-253.
- Mizusaki, A. M. P. (1989). A Formação Macau na porção submersa da Bacia Potiguar. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 3, 191-200.
- 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.
- Pessoa Neto, O. C., Soares, U. M., da Silva, J. G. F., Roesner, E. H., Florencio, 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*. Relatório (Graduação). Natal: Curso de Geologia – UFRN.
- Santos, L. (2013). *Pirometamorfismo nos Arenitos da Formação Açú, Bacia Potiguar, NE do Brasil*. Dissertação (Mestrado). Natal: Pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica – UFRN.
- Santos, L. S., Souza, Z. S., Botelho, N. F., Viana, R. R. (2014). Pirometamorfismo ígneo na Bacia Potiguar, Nordeste do Brasil. *Geologia USP Série Científica*, 14, 121-138.
- Sampaio, A. V., Schaller, H. (1968). Introdução à estratigrafia cretácea da Bacia Potiguar. *Boletim Técnico da Petrobras*, 11, 19-44.
- Sial, A. N. (1976). The post-Paleozoic volcanism of northeast Brazil and its tectonic significance. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 48, 299-311.
- Souza, Z. S., Vasconcelos, P. M. P., Nascimento, M. A. L., Silveira, F. V., Paiva, H. S., Dias, L. G. S., Thied, D., Carmo, I. O. (2003). ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology of Mesozoic and Cenozoic magmatism in NE Brazil. *4th South American Symposium on Isotope Geology, Short Papers*, v. 2, 691-694. Salvador: CPGeo e Instituto de Geociências da USP.
- Sun, S.-s., McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society Special Publication*, 42, 313-345.
- Tuttle, O. F., Harker, R. I. (1957). Synthesis of spurrite and the reaction wollastonite + calcite ↔ spurrite + carbon dioxide. *American Journal of Science*, 255, 226-234.
- Veizer, J. (1978). Secular variations in the compositions of sedimentary carbonate rocks, II. Fe, Mn, Ca, Mg, Si and minor constituents. *Precambrian Research*, 6(3-4), 381-413.
- Wallmach, T., Hatton C. J., Droop G. T. R. (1989). Extreme facies of contact metamorphism developed in calc-silicate xenoliths in the eastern Bushveld Complex. *Canadian Mineralogist*, 27, 509-523.
- Winkler, H. G. F. (1977). *Petrogênese das rochas metamórficas*. São Paulo: Edgard Blücher Ltda.
- Wyllie P. J., Tuttle O. F. (1960). The system CaO-CO₂-H₂O and the origin of carbonatites. *Journal of Petrology*, 1(1), 1-46.