

GEOLOGIA, ESTRATIGRAFIA E PETROGRAFIA DO COMPLEXO DE BREJO SECO, FAIXA RIACHO DO PONTAL, SUDESTE DO PIAUÍ

Silas Santos Salgado¹, Cesar Fonseca Ferreira Filho², Alexandre Uhlein³ &
Fabrício de Andrade Caxito³

1- Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal de Minas Gerais, Av. Antônio Carlos 6627, Pampulha, Belo Horizonte, CEP 31270-901, Minas Gerais, Brasil - silasalgado@yahoo.com.br

2- Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Asa Norte, CEP 70910-900, Brasília, Distrito Federal - cesarf@unb.br

3- Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, Centro de Pesquisa Manoel Teixeira da Costa e Departamento de Geologia, Av. Antonio Carlos 6627, Pampulha, Belo Horizonte, CEP 31270-901, Minas Gerais, Brasil - auhlein@gmail.com; facaxito@yahoo.com.br

Recebido em 1 de novembro de 2013; aceito em 10 de maio de 2014

RESUMO: O Complexo máfico-ultramáfico de Brejo Seco ocorre no extremo oeste do cinturão de dobramentos e empurrões neoproterozóico Riacho do Pontal, limite norte do Cráton São Francisco, Estado do Piauí, Nordeste do Brasil. Neste trabalho, novos dados geológicos sobre o complexo são apresentados, incluindo um mapa geológico e uma detalhada caracterização estratigráfica e petrográfica. A estratigrafia do Complexo de Brejo Seco foi dividida em quatro zonas principais: Zona Máfica Inferior (ZMI), Zona Ultramáfica (ZU), Zona Máfica Transicional (ZMT) e Zona Máfica Superior (ZMS). As ZMI e ZMS são interpretadas como a base e o topo da câmara magmática, respectivamente. Estas unidades foram tectonicamente invertidas durante a Orogênese Brasileira. A sequência de cristalização definida para o Complexo de Brejo Seco indica um padrão de enriquecimento em Fe-Ti em direção ao topo da câmara magmática, sugerindo uma afinidade toleítica para o magma parental. O Complexo de Brejo Seco é uma intrusão acamadada, de porte médio, inserido tectonicamente na unidade metavulcanossedimentar Morro Branco. Duas possibilidades podem ser sugeridas para sua evolução geológica: i) o complexo representa a câmara magmática exumada de suas rochas vulcânicas encaixantes (Complexo Morro Branco), possuindo provavelmente uma idade Mesoproterozóica; ii) o Complexo de Brejo Seco teria intrudido o Complexo Morro Branco, possuindo assim uma idade Neoproterozóica e estaria relacionado ao magmatismo máfico-ultramáfico responsável pela constituição da litosfera oceânica da Faixa Riacho do Pontal. Trabalhos continuam sendo realizados para elucidar a evolução geológica do Complexo de Brejo Seco.

Palavras-Chave: COMPLEXO DE BREJO SECO, INTRUSÃO ACAMADADA MÁFICO-ULTRAMÁFICA, FAIXA RIACHO DO PONTAL

ABSTRACT: GEOLOGY, STRATIGRAPHY AND PETROGRAPHY OF BREJO SECO COMPLEX, RIACHO DO PONTAL FOLD BELT, SOUTHEAST OF PIAUÍ. The Mafic-Ultramafic Brejo Seco Complex occurs on the western end of the Neoproterozoic Riacho do Pontal fold belt, the northern limit of the São Francisco Craton, State of Piauí, Northeast of Brazil. In this paper, new geological data on the complex are presented, including a geological map and detailed characterization of the stratigraphy and petrography. The stratigraphy of the complex can be divided into four major zones: Lower Mafic Zone (LMZ), Ultramafic Zone (UZ), Mafic Transitional Zone (MTZ) and Upper Mafic Zone (UMZ). The LMZ and UMZ are correlated to the base and the top of the magma chamber, respectively. These units were tectonically inverted during the Brazilian Orogeny. The sequence of magmatic crystallization set for the parental magma Brejo Seco Complex indicates a pattern of Fe-Ti enrichment towards the top of the magma chamber, suggesting a tholeiitic affinity for parental magma. The Brejo Seco Complex is a layered intrusion, medium-sized, inserted tectonically in a unit metavulcanosedimentary Morro Branco. Two possibilities may be suggested for its geological evolution: i) the complex represent the magma chamber exhumed volcanic host rocks (Morro Branco Complex) and own a probable Mesoproterozoic age; ii) the Brejo Seco Complex would have intruded the Morro Branco Complex, would Neoproterozoic in age and it is related to mafic - ultramafic magmatism of the oceanic lithosphere of the Riacho do Pontal fold belt. Works still running should help to clarify the geological evolution of the Brejo Seco Complex.

Keywords: BREJO SECO COMPLEX, MAFIC-ULTRAMAFIC LAYERED INTRUSION, RIACHO DO PONTAL FOLD BELT

1. INTRODUÇÃO

O Complexo máfico-ultramáfico de Brejo Seco ocorre no extremo oeste da Faixa Riacho do Pontal, sudeste do Piauí (Fig.1). Os primeiros trabalhos desenvolvidos nesta unidade são do início da década de setenta e foram realizados pela Companhia Brasileira de Amianto, seguida pela Rio Doce Geologia e Mineração (DOCEGEO), atualmente Vale (Marimon, 1990). Visavam o depósito de níquel garnierítico, amplamente estudado pela empresa Vale até meados da década de oitenta (Santos, 1984). Já no início dos anos dois mil, a Vale retomou as atividades na região, efetuando a instalação de uma planta piloto para o beneficiamento do minério laterítico e furos de sondagem nas unidades máfico-

ultramáficas direcionados a exploração de níquel sulfetado.

Os primeiros estudos de cunho regional no Complexo de Brejo Seco foram realizados por Gava *et al.* (1983), que introduziram o termo Grupo Brejo Seco para representar o conjunto de rochas plutono-vulcanossedimentares, localizadas na região homônima. Esta unidade foi na época comparada a sequências arqueanas do tipo greenstone belt. Marimon (1990) definiu este conjunto de rochas como Sequência plutono-vulcanossedimentar de Brejo Seco e a correlacionou a uma suíte ofiolítica situada na borda (fore-arc) de um arco-magmático toleítico, semelhante aos ofiolitos do tipo zona de supra-subducção. Neste modelo, a unidade máfico-ultramáfica plutônica é interpretada como

cogenética aos basaltos que afloram junto aos metassedimentos encaixantes. Uhlein *et al.* (2011), em trabalho sobre as Faixas Rio Preto e Riacho do Pontal, aplicam o termo Complexo de Brejo Seco apenas para as rochas máficas-ultramáficas, desmembrando assim o complexo da associação metavulcanossedimentar. Caxito (2013) e Caxito *et al.* (2014a) denominam de Complexo Morro Branco a sequência metavulcanossedimentar encaixante.

A correlação do Complexo de Brejo Seco com os complexos ofiolíticos, realizada por Marimon (1990), traz à tona o debate quanto ao significado de rochas máficas-ultramáficas presentes ao longo dos cinturões móveis que contornam o Cráton São Francisco. Diversas destas unidades já foram interpretadas como ofiolitos (Silva Filho *et al.* 1979; Danni *et al.* 1982; Strider & Nilson, 1992; Seer *et al.* 2001; Pinheiro & Suita, 2008; Queiroga, 2010), no entanto, não são raras as divergências quanto a estas propostas e o reposicionamento geotectônico destes domínios (Oliveira & Tarney, 1990; Ferreira Filho *et al.* 1992).

Neste contexto, este artigo apresenta novos dados geológicos, estratigráficos e petrográficos para o Complexo de Brejo Seco, os quais resultam na reinterpretação da sua estrutura magmática e em uma discussão quanto ao seu posicionamento tectônico e sua gênese.

2. A FAIXA RIACHO DO PONTAL

O cinturão de dobramento e empurrões Riacho do Pontal (Brito Neves, 1975; Brito Neves *et al.* 2000) ocupa a porção meridional da Província Borborema e limita o extremo norte do Cráton São Francisco. Estende-se por cerca de 250 km na direção E-W entre os estados da Bahia, Pernambuco e Piauí (Fig.1).

Sua estruturação é fruto de uma tectônica brasileira (630-530 Ma), compressiva-transpressiva, vergente para sul, responsável pelo imbricamento de escamas tectônicas sobre o Cráton do São Francisco (Brito Neves, 1975; Angelim, 1988; Jardim de Sá *et al.* 1992; Brito Neves *et al.* 1995, Angelim & Kosin, 2001). Foi dividida de norte para sul em três zonas principais (Fig.1; Angelim *et al.* 1998; Oliveira, 1998; 2008; Caxito, 2013; Caxito *et al.* 2014a):

Zona Interna- É limitada a norte pela zona de cisalhamento Pernambuco e constituída pelos complexos metavulcanossedimentares de Paulistana (Santos & Caldasso, 1978; Gomes & Vasconcelos,

1991), Santa Filomena (Angelim & Kosin, 2001) e Morro Branco (> 1,0 Ga; Caxito, 2013). Os augen-gnaisses da Suíte Afeição (Angelim, 1988), de idade entre 1000-968 Ma (Jardim de Sá *et al.* 1988;1992; Van Schmus *et al.* 1995; Caxito, 2014a), são restritos a esta zona, e indicam a presença do evento orogênico toniano (1000-920 Ma) Cariris Velhos nesta região (Brito Neves *et al.* 1995; Santos *et al.* 2010; Caxito *et al.* 2014a).

O Complexo de Brejo Seco está alojado no extremo oeste do Complexo Morro Branco, que consiste em uma sequência metavulcanossedimentar, de baixo grau metamórfico e direção NE-SW (Fig.1). O Complexo de Morro Branco é cortado pela Suíte Afeição e sua deposição está possivelmente relacionada ao Orógeno Cariris Velhos (Caxito *et al.* 2014a). Sua associação supracrustal é composta principalmente por quartzo-mica xisto, filito, quartzito, ritmitos e metachert. Os principais representantes vulcânicos são metabasalto, metariodacito, metadacito e metariolito.

Zona Central - É constituída por rochas metavulcânicas básicas e rochas metassedimentares de ambiente marinho-profundo. Ambas foram metamorizadas em fácies xisto verde e agrupadas no Complexo Monte Orebe (Santos & Caldasso, 1978; Angelim *et al.* 1988; Gomes, 1990; Moraes, 1992). O magmatismo básico é interpretado como do tipo T-MORB (Transitional mid-ocean ridge basalts), e foi datado em aproximadamente 820 Ma (Caxito *et al.* 2014b).

Zona Externa- Corresponde às rochas supracrustais do Grupo Casa Nova (Souza *et al.* 1979), subdividida nas unidades metassedimentares de ambiente marinho plataformar da Formação Barra Bonita e marinho profundo, do tipo flysch, da Formação Mandacaru (Figueira & Silva Filho, 1990; Santos & Silva Filho, 1990).

Todas as três zonas constituintes da Faixa Riacho do Pontal são cortadas por diferentes gerações de granitos brasileiros (Fig.1), subdivididos devido a suas feições deformacionais em três gerações (Angelim *et al.* 1988; Gomes & Vasconcelos, 1991; Angelim & Kosin, 2001): Sin-Colisional (Suíte Rajada; ~630-575 Ma; Jardim de Sá *et al.* 1992; Caxito, 2013), Sin a Tardi-Colisional (Suíte Serra da Esperança; 555 Ma, Jardim de Sá *et al.* 1992) e Tardi a Pós-Colisional (Suíte Aldeia/Caboclo).

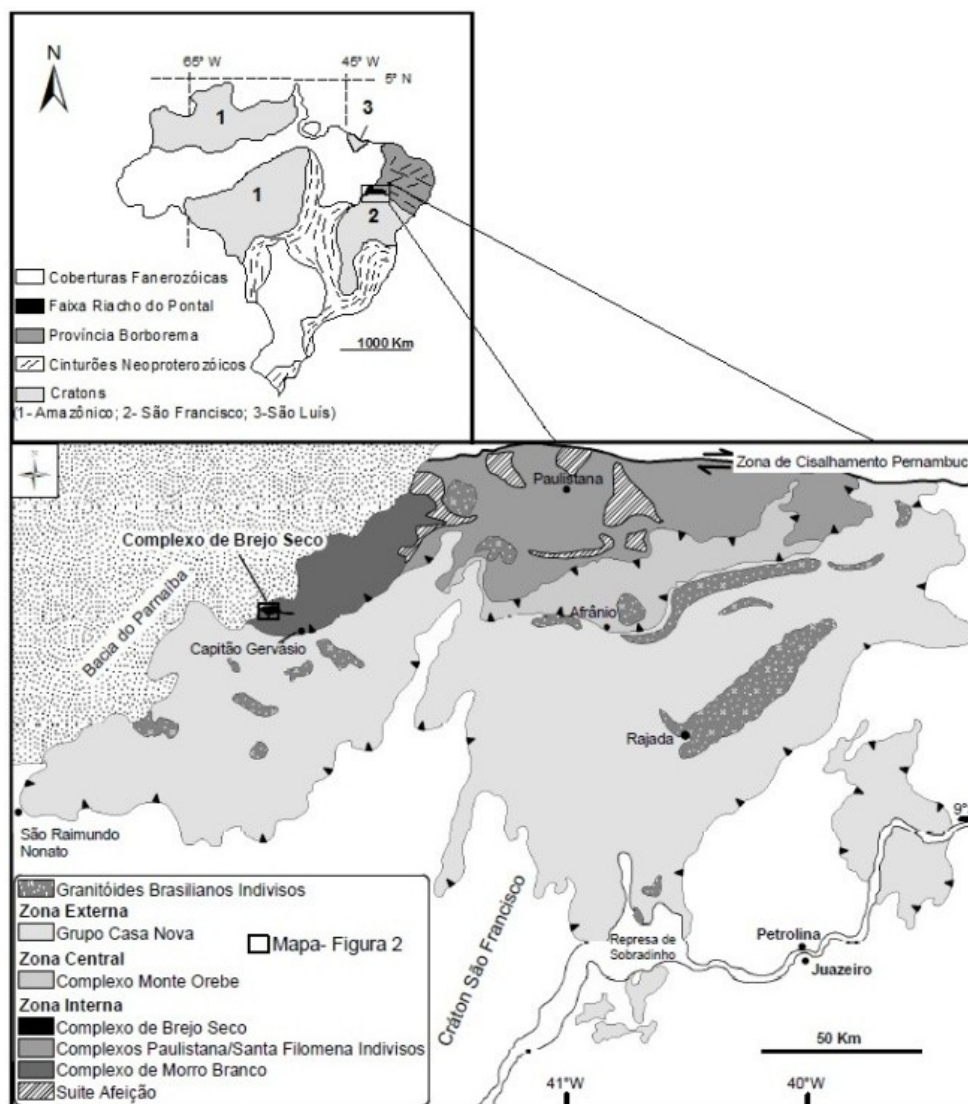


Figura 1 - Mapa Geológico da Faixa Riacho do Pontal. Simplificado de Coxito (2013).

3. MATERIAIS E MÉTODOS

O levantamento litoestratigráfico do Complexo de Brejo Seco foi realizado ao longo de seções geológicas com direção N-S, efetuadas nas principais drenagens da área. A integração entre dados de campo e informações diversas resultantes dos trabalhos de exploração mineral desenvolvidos na região pela VALE, incluindo levantamentos geofísicos, imagens de diferentes sensores e sondagens proporcionaram a confecção do mapa geológico.

A coleta de amostras no Complexo de Brejo Seco abrangeu todas as suas zonas e foi realizada ao longo de perfis geológicos e dos furos de sondagem FR-007, FDS-003 e FDS-004 (Fig.2). Proporcionou a confecção de 41 lâminas polidas e 14 lâminas delgadas, utilizadas na caracterização petrográfica do complexo. Os estudos petrográficos foram complementados com amostras e lâminas delgadas

provenientes de trabalhos anteriormente desenvolvidos pela VALE.

4. O COMPLEXO DE BREJO SECO

4.1. Geologia

O Complexo máfico-ultramáfico de Brejo Seco aflora na borda oeste da Faixa Riacho do Pontal. É delimitado tectonicamente a norte, por rochas metassedimentares do Complexo Morro Branco, e a sul, por um granito sin-colisional pertencente à Suíte Rajada. É coberto a oeste, pela Bacia do Parnaíba, e a leste por sedimentos elúvio-coluvionares (Fig.2).

Consiste em uma típica intrusão acamadada, de porte médio e direção E-W, mergulhando em média 70° para norte. Em seu atual nível de exposição, possui 3,5 km de espessura e 9 km de extensão, mas dados magnetométricos e gravimétricos sugerem seu prolongamento no sentido oeste, abaixo da Bacia do Parnaíba (Oliveira, 2008).

4.2. Estratigrafia

Segundo critérios sugeridos por Irvine (1982), a divisão de um complexo ígneo acamadado deve ser realizada com base em três pontos principais: i) a associação entre as principais fases cumulus; ii) a identificação de unidades que possam representar processos cíclicos de cristalização; iii) a representatividade de cada litologia segundo a escala de mapeamento.

Sob esta ótica, o Complexo de Brejo Seco pode ser dividido em quatro zonas principais: Zona Máfica Inferior, Zona Ultramáfica, Zona Máfica Transicional e Zona Máfica Superior. A Zona Máfica Superior foi por sua vez subdividida nas unidades A e B (Fig.2 e Fig.3).

O conceito de base e topo aplicado à nomenclatura das zonas foi estabelecido tendo como perspectiva a base e o topo da câmara magmática, já que as relações estratigráficas de topo e base das zonas foram invertidas tectonicamente. A inversão tectônica do acamamento magmático é evidenciada pelo padrão geral de fracionamento do complexo e também indicada pela polaridade do fracionamento em diversas unidades cíclicas expostas e/ou interceptadas em furos de sondagem. A Zona Máfica Inferior é interpretada como o grupo de borda basal do Complexo de Brejo Seco e

portanto comparável com as zonas basais de diversos complexos acamadados. Grupos de borda similares são frequentes em complexos ígneos acamadados, como exemplificado no complexo de Niquelândia (Ferreira Filho *et al.* 2010) e nas intrusões de Sonju Lake e Partridge River, presentes no Complexo de Duluth (Estados Unidos; Miller & Ripley, 1996).

Zona Máfica Inferior (ZMI) - Consiste de uma faixa estreita, geralmente com espessura inferior a 250 metros, posicionada na extremidade norte do complexo. Ocorre em uma área arrasada, com afloramentos muito esparsos, de forma que a sua delimitação em mapa e caracterização petrográfica foi baseada essencialmente em dados de sondagem. No contato basal com o Complexo Morro Branco ocorrem xistos verdes milonitizados (Fig.4e), que registram uma zona de cisalhamento compressional, reversa, com transporte tectônico para sul. A ZMI é constituída por leucotroctolito (Pl+Ol±Chr cumulosos; abreviações dos minerais segundo Whitney & Evans 2010, a saber, Ol- Olivina; Chr- Cromita; Pl- Plagioclásio; Cpx- Clinopiroxênio; Ilm- Ilmenita; Mag- Magnetita; Apt- Apatita). O contato com a Zona Ultramáfica é abrupto, dado pela transição de Pl+Ol±Chr cumulosos para Ol+Chr cumulosos.

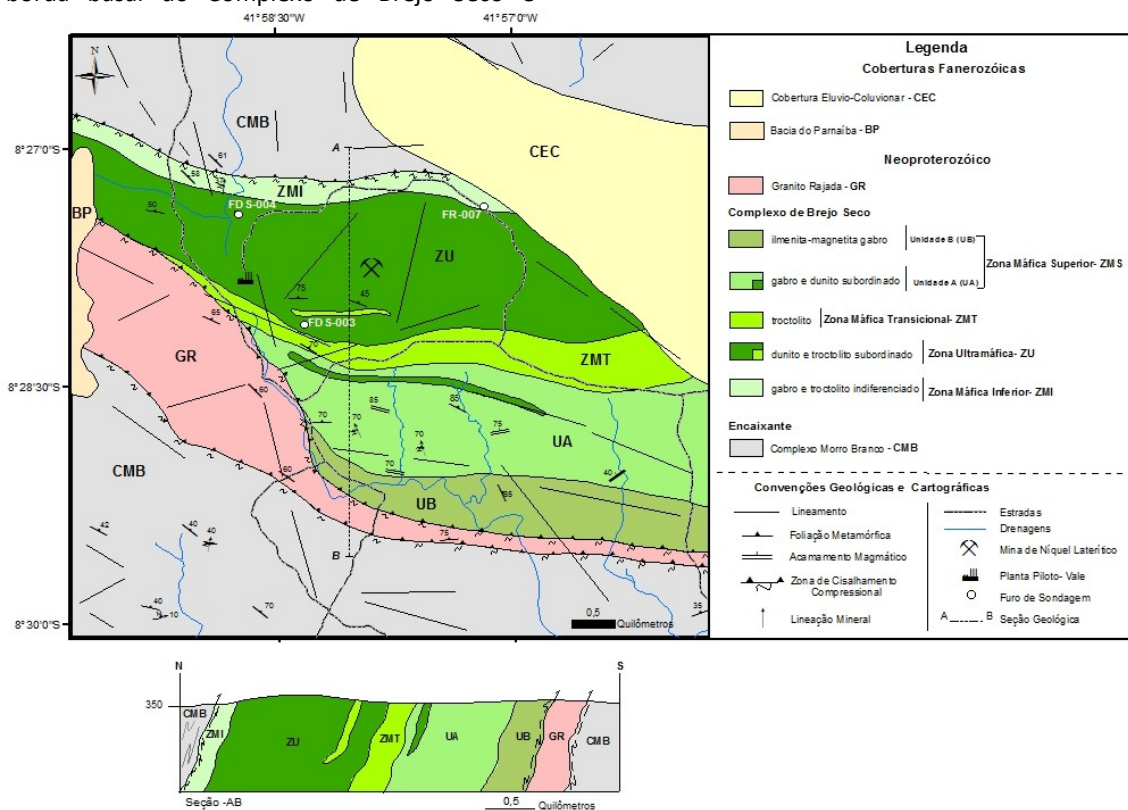


Figura 2 - Mapa geológico do Complexo de Brejo Seco.

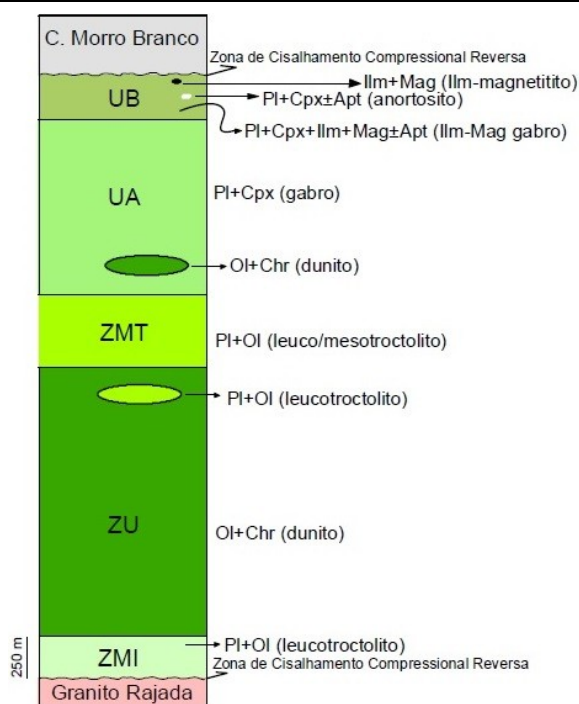


Figura 3- Estratigrafia da câmara magmática do Complexo de Brejo Seco com a representação das principais fases cumulus presentes ao longo das diferentes zonas. ZMI- Zona Máfica Inferior; ZU- Zona Ultramáfica; ZMT- Zona Máfica Transicional; UA- Unidade A; UB- Unidade B. Ol- Olivina; Chr- Cromita; Pl- Plagioclásio; Cpx- Clinopiroxênio; Ilm- Ilmenita; Mag- Magnetita; Apt- Apatita.

Zona Ultramáfica (ZU) - Engloba o Morro do Bacamarte (Fig.4a), um platô sustentado por silexitos e lateritas que recobrem o depósito de níquel garnierítico (Fig.2). A ZU possui cerca de 1500 m de espessura, sendo formada predominantemente por dunito serpentizado (Ol+Chr cumulos) e intercalações subordinadas de leucotroctolito (Pl+Ol±Chr cumulos; Fig.4f).

Estas intercalações possuem espessuras que alcançam dezenas de metros e ocorrem em toda estratigrafia da ZU, tornando-se, contudo mais espessas e frequentes nas suas porções superiores, evidenciando assim um contato gradacional com a Zona Máfica Transicional (ZMT). Destaca-se neste contato a presença de uma mineralização sulfetada.

Zona Máfica Transicional (ZMT) - Está localizada entre a Zona Ultramáfica e a Zona Máfica Superior, possuindo uma espessura de aproximadamente 400 m em sua porção oeste, mas que aumenta em direção a leste. É caracterizada pelo predomínio dos cumulos de Pl+Ol, sendo constituída por leuco e mesotroctolito (Pl+Ol±Cpx±Chr cumulos). A diminuição gradativa da olivina como fase cumulus nas porções superiores da ZMT caracteriza seu contato com a Zona Máfica Superior.

Zona Máfica Superior (ZMS) - É a área de melhor exposição do complexo, aflorando continuamente

ao longo de drenagens norte-sul. Pode alcançar 1000 m de espessura e estabelece contato tectônico com o Granito Rajada milonitizado (Fig.4c) a sul e a oeste.

A ZMS é subdividida nas unidades A e B, que se distinguem pela presença restrita de cumulos de ilmenita-magnetita na Unidade B. A Unidade A (UA) é composta essencialmente por gabro (Pl+Cpx cumulos), estando olivina gabro (Pl+Cpx+Ol cumulos) e troctolito (Pl+Ol+Cpx±Chr cumulos) subordinados. Uma lente de dunito adcumulático, contendo xenólitos de troctolito (Fig.4d), aflora próximo ao contato entre a UA e a ZMT. É sucedida, ao longo de 150 m para sul, por troctolito e olivina gabro, até o retorno do gabro como litologia predominante.

A presença olivina gabro (Pl+Ol cumulos) e troctolito (Pl+Ol±Chr cumulos) em meio a UA indica reversões esporádicas na sequência de cristalização, marcadas pelo retorno da olivina como fase cumulus.

A Unidade B (UB) é essencialmente formada por Ilm-Mag gabro (Pl+Cpx+Ilm+Mag±Ap cumulos), com intercalações pouco espessas (< 5 m) de ilmenita-magnetitito (Mag+Ilm cumulos, Fig.4g) e anortosito subordinados.

4.3 Petrografia

As rochas do Complexo de Brejo Seco geralmente preservam as típicas texturas de cumulos ígneos (Wager & Wadsworth, 1960), mas sua trama primária está heterogeneamente afetada pelo metamorfismo regional, de idade Brasileira.

Para uma melhor distinção entre as texturas magmáticas e suas transformações subsequentes, as feições metamórficas serão apresentadas no próximo tópico.

4.3.1. Texturas Magmáticas

Dunito - É melanocrático e equigranular. Possui textura essencialmente adcumulática, constituída por cumulos de olivina (> 85 vol.%) e cromita (< 7 vol.%). A fração intercumulus (< 10 vol.%) é formada por plagioclásio, clinopiroxênio, ortopiroxênio, pirrotita, pentlandita, calcopirita e raramente flogopita.

Os cristais de olivina são euédricos a subédricos, com dimensões entre 0,8-2,4 mm. Possuem contatos poligonais planares, que indicam processos de adensamento e equilíbrio da pilha de cristais cumulus (Fig.5a). Os cristais de cromita são finos (< 0,6 mm), euédricos a subédricos e ocorrem tanto inclusos em olivina como junto a fração intercumulus. Os silicatos intercumulus estão pouco preservados e alteram para clorita, anfibólio e bastita.

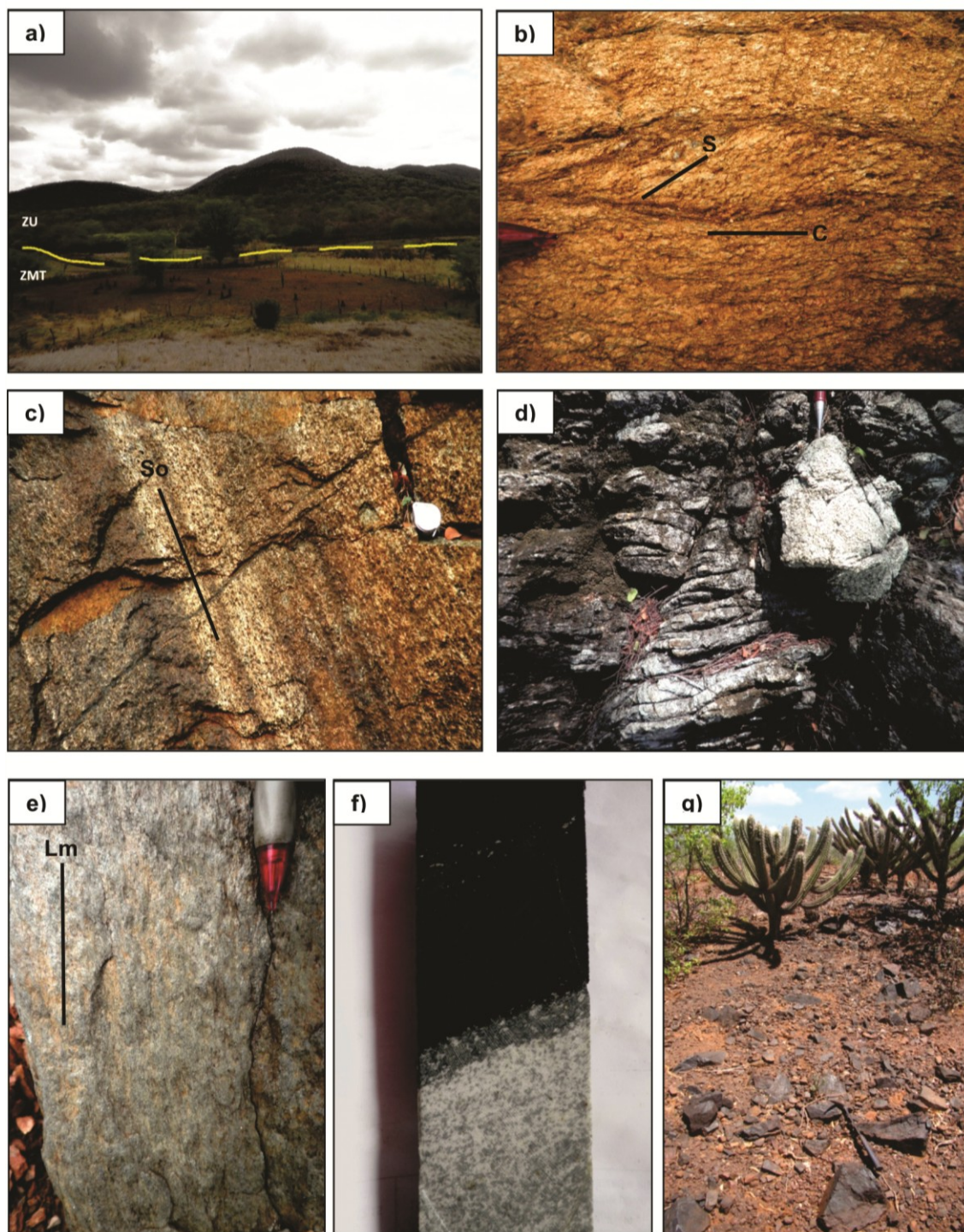


Figura 4 - Fotografias apresentando aspectos estratigráficos e estruturais do Complexo de Brejo Seco. (a) Vista para NW com o Morro do Bacamarte ao fundo e o limite entre ZU e ZMT inferido. (b) Foliações S-C em Granito Rajada milonitizado. (c) Gabro acamadado com So indicado. (d) Xenólito de troctolito em meio a dunito (UA). (e) Lineação mineral (Lm) down dip em xisto verde. Contato entre a ZMI e o Complexo Morro Branco. (f) Contato entre dunito (ZU) e troctolito (ZMT). Furo de sondagem FDS-003, 6.3 cm de diâmetro. (g) Afloramento de Ilm-magnetitito (UB).

Troctolito - Médio a grosso, seriado, com acamamento e laminação ígnea formada pela intercalação entre níveis meso e leucocráticos. É constituído por cumalados de olivina (10-40 vol.%), plagioclásio (40-70 vol.%), clinopiroxênio (< 5 vol.%) e cromita (< 2 vol.%). Os intercumulus (<3 vol.%) são formados essencialmente por clinopiroxênio (Fig.5b), estando presentes ortopiroxênio, pirrotita,

pentlandita e calcopirita de forma subordinada. A presença de clinopiroxênio como fase cumulus no troctolito foi constatada somente na ZMT.

A olivina ocorre como cristais anédricos fino à médio (1,2-2,2 mm). Estabelecem contatos planares, pouco preservados, junto ao plagioclásio e aos minerais intercumulus.

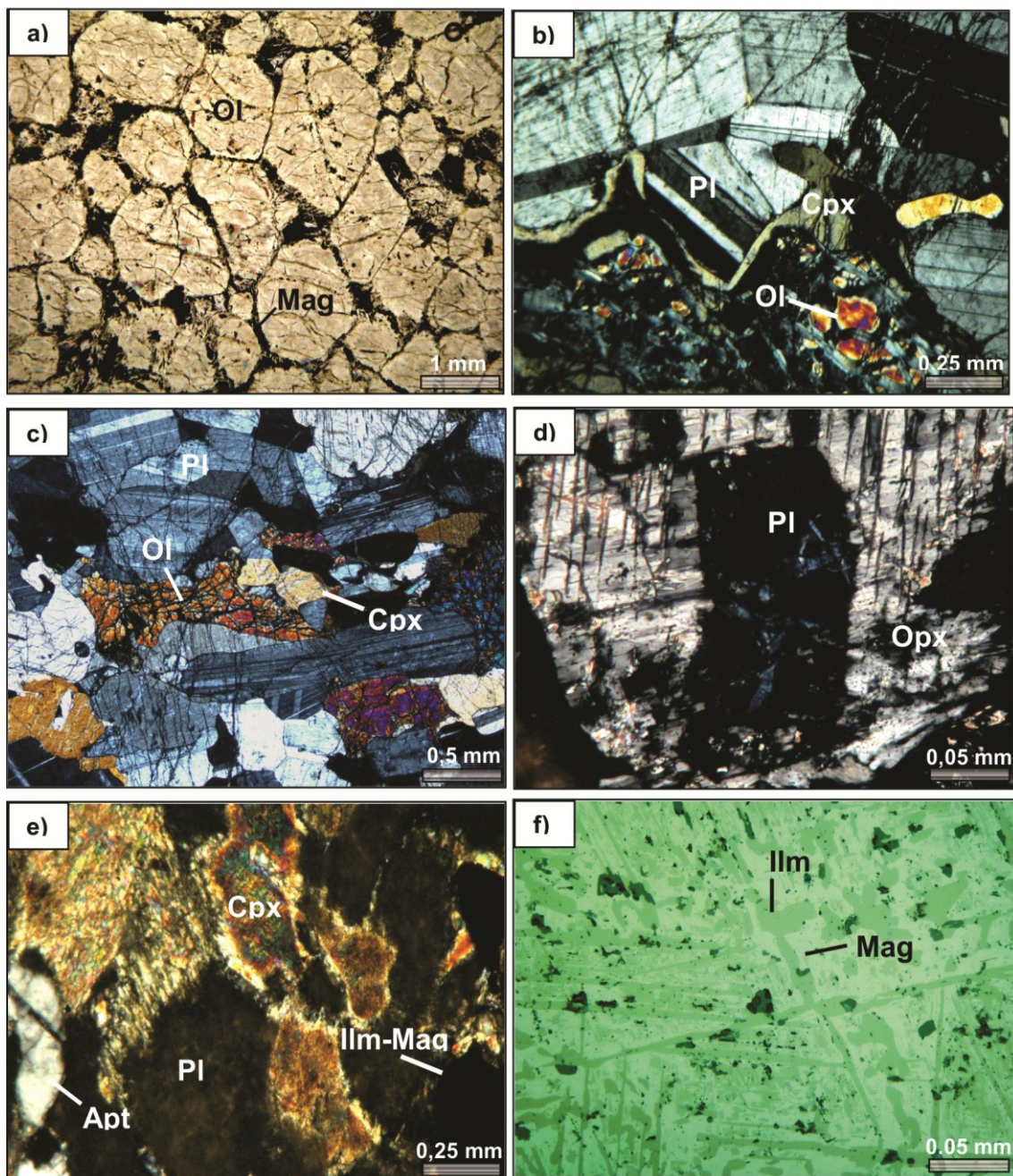


Figura 5 - Fotomicrografias apresentando as principais feições petrográficas do Complexo de Brejo Seco. (a) Contatos poligonais planares entre Ol (Srp)+Chr cumulados. Dunito (ZU). (b) Ol+Pl cumulados com Cpx intercumuls. Troctolito (ZMI). (c) Ol+Pl+Cpx cumulados em troctolito laminado (ZMT). Cristais orientados segundo o fluxo magmático. (d) Seção basal de Opx com Pl (alterado a epidoto) incluso, textura poiquilítica em gabro (UA). (e) Pl+Cpx+Ilm+Mag+Apt cumulados. Ilm-Mag gabro (UB). (f) Lamelas de exsolução de ilmenita em magnetitito. Fotomicrografia a) sob luz polarizada e nicóis descruzados; b), c), d) e e) sob luz polarizada e nicóis cruzados; f) sob luz refletida.

O plagioclásio ocorre como cristais tabulares fino à médio (0,4-2,2 mm). Constituem típicas texturas cumulus de equilíbrio, expressas por contatos planares e poligonais. Podem estar orientados segundo a direção do fluxo magmático.

A cromita é um mineral acessório (< 2 %) em algumas amostras, nas quais ocorre como cristais euédricos finos (< 0,2 mm). A presença de cumulados de clinopiroxênio só foi constatada na

ZMT. Os cristais possuem dimensões inferiores a 2 mm e estabelecem contatos poligonais planares e irregulares (Fig.5c).

Grupo Gabróico - É constituído por gabro (Pl+Cpx cumulados), Ilm-Mag gabro (Pl+Cpx+Ilm+Mag±Apt cumulados) e olivina gabro (Pl+Cpx+Ol cumulados). Estas litologias mostram notáveis acamamentos e laminações magmáticas formadas pela intercalação

entre níveis leuco e mesocráticos. A quantificação modal das principais fases cumulus e a descrição textural é dificultada pela extensiva transformação da mineralogia primária, mas um aumento nas concentrações modais de clinopiroxênio em relação ao plagioclásio ocorre entre o troctolito da ZMT e os gabros da ZMS.

Os principais minerais intercumulus são ilmenita, magnetita, clinopiroxênio e ortopiroxênio, que constitui uma textura poiquilítica ao englobar cristais de plagioclásio (Fig.5d). Os anfibólios (actinolita-tremolita) são abundantes e possivelmente de origem metamórfica.

O Ilm-Mag gabro é formado por cumulos de Pl+Cpx+Ilm+Mag±Apt sendo restrito a Unidade B. A presença de ilmenita e magnetita nestas rochas, ocorre com composição modal inferior a 10 vol.% e dimensões de até 1,6 mm. A apatita (< 1 vol.%) é a última fase cumulus a se cristalizar e possui dimensão inferior a 0,5 mm.

Ilmenita-Magnetitito - Possui textura adcumulática, sendo constituído por cumulos de magnetita entre 0,3-20 mm. Os intercumulus são pouco representativos e de composição silicática (clorita). Ocorrem exsoluções lamelares e globulares de ilmenita junto à magnetita (Fig.5f).

Anortosito - Devido a seu elevado grau de intemperismo não foi possível a caracterização microscópica de seus aspectos texturais. Sua paragênese mineral é formada por cumulus de plagioclásio, piroxênio e apatita. Macroscopicamente é leucocrático, grosso e com foliação incipiente.

5. METAMORFISMO- TEXTURAS E PARAGÊNESES

Dois tipos de metamorfismos distintos ocorrem no Complexo de Brejo Seco: i) o metamorfismo estático, caracterizado por preservar as texturas primárias; ii) o metamorfismo regional/dinâmico, responsável por modificações na trama ígnea em diversas intensidades, podendo transpô-la. Ambos constituem uma nova associação mineral.

Um exemplo do metamorfismo estático é dado pelo dunito, que mesmo serpentizado, preserva sua textura adcumulática e seus contatos intergranulares (Fig.5a). Reações provenientes da serpentinização das olivinas nestas rochas são fundamentais na formação de minerais como a clorita e magnetita. A crisotila é a variedade de serpentina mais abundante e sua presença ao longo de fraturas nos cristais de olivina constitui a textura Mesh (Fig.6a).

O metamorfismo regional/dinâmico é acompanhado pelo desenvolvimento de texturas lepidoblástica, nematoblástica e miloníticas, tais como porfiroclastos e foliações S-C (Fig.6b). Uma paragênese típica de fácies xisto verde, formada por epitoto + actinolita + clorita ± carbonatos ± sericita ocorre na maioria das rochas gabróicas. Ao longo de zonas de cisalhamento dúcteis, é comum a presença de porfiroclastos de anfibólio e por vezes, granada (Fig.6c e Fig.6d). Um metamorfismo de fácies epidoto-anfibolito está presente nestas regiões, marcado pela paragênese hornblenda + biotita + granada + quartzo + epidoto.

6. DISCUSSÃO

6.1. Estrutura Magmática

A estrutura magmática do Complexo de Brejo Seco foi sucintamente abordada por Marimon (1990). Embora a autora não apresente uma descrição detalhada das diferentes zonas do complexo, considera as rochas máficas-ultramáficas como representantes de um fragmento ofiolítico.

Os novos dados adquiridos permitem a interpretação do Complexo de Brejo Seco como uma intrusão acamadada, de textura cumulática e sem nenhuma conexão aparente com os ofiolitos. Sua estratigrafia magmática inclui uma faixa estreita composta predominantemente por cumulos máficos (ZMI), sotopostos pela ZU. A ZMI pode ser compreendida como um equivalente estratigráfico do grupo de borda basal de intrusões acamadadas.

As zonas Ultramáfica, Máfica Transicional e Máfica Superior, apontam um padrão geral de fracionamento magmático em direção a UB, que representa o topo do Complexo de Brejo Seco. Reversões no fracionamento magmático são indicadas pela variação modal das principais fases cumulus e interpretadas como novas injeções de magma parental na câmara magmática. Ocorrem com maior frequência ao longo da ZU e da ZMS, sendo um exemplo deste processo o corpo de dunito em meio a UA (Fig.2).

6.2. Magma Parental

A sequência de cristalização definida para o magma parental do Complexo de Brejo Seco (Fig.7) indica um enriquecimento do magma em Fe e Ti, o que culmina na cristalização de ilmenita e magnetita em estágios mais avançados da diferenciação. Pode ser correlacionada a sequências de cristalização de afinidade toleítica, como a dos Complexos de Duluth e Skaergaard (Miller & Ripley, 1996; Toplis & Carroll, 1996).

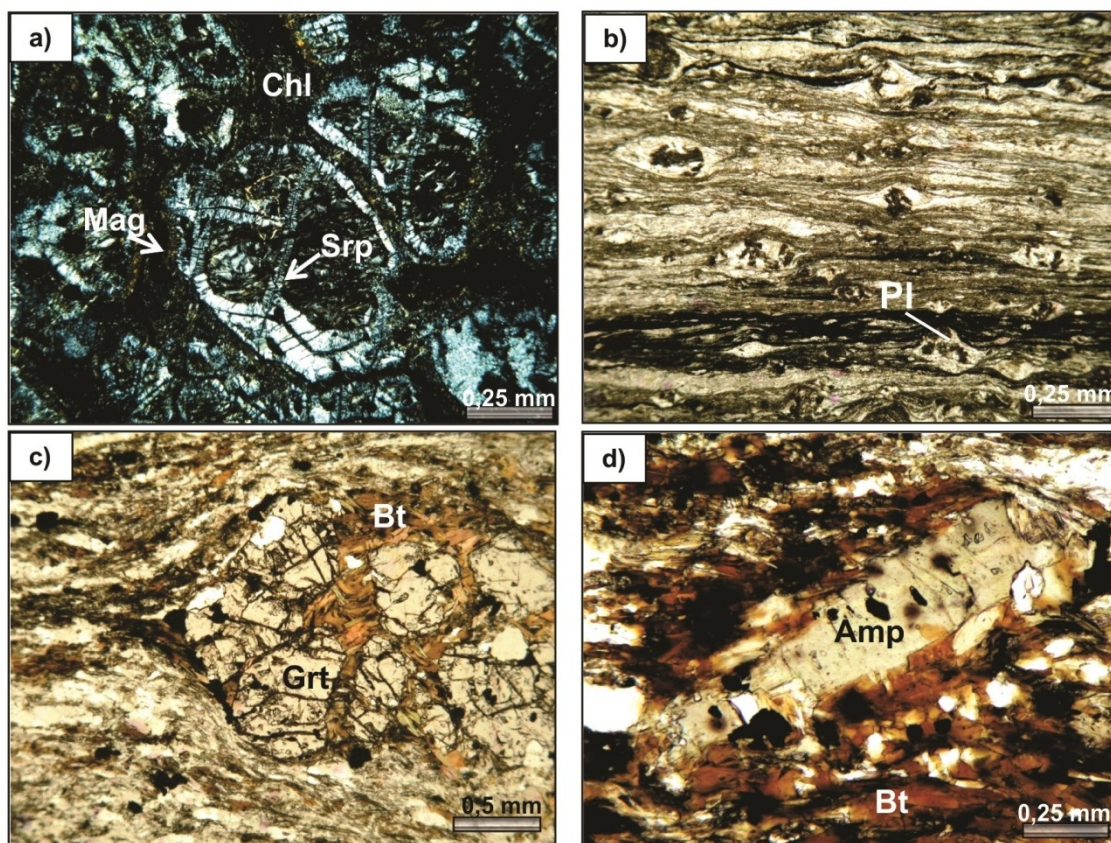


Figura. 6- Fotomicrografias apresentando as principais texturas metamórficas presentes no Complexo de Brejo Seco. (a) Textura mesh em cumalados de Ol. Chr e Mag ocorrem intersticiais. Dunito (ZU). (b) Porfiroclastos de plagioclásio epidotizados. Troctolito milonitizado (ZMI). (c) e (d) Porfiroclastos de granada e anfibólio. Troctolito milonitizado (ZMT). Fotomicrografia a) luz polarizada e nicóis cruzados; b), c), d) sob luz polarizada e nicóis paralelos.

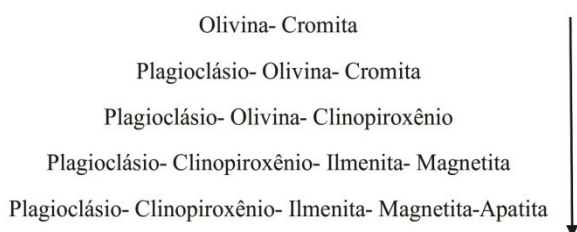


Figura 6 - Sequência de cristalização definida para o magma parental do Complexo de Brejo Seco.

6.3. Processos Metamórficos

Os processos metamórficos descritos para o Complexo de Brejo Seco fornecem importantes informações quanto a sua gênese. O metamorfismo estático associado ao desenvolvimento da textura mesh na olivina, indica um lento processo de hidratação do complexo, a pressão constante e temperaturas inferiores a 400 °C (Evans *et al.* 1977; 2004; Wegener & Ernst, 1983). É difícil definir se este processo ocorreu antes ou após a deformação, mas a instabilidade da crisotila (principal serpentina presente) quando submetida a um campo de tensões (Evans, 2004), sugere que este foi o último estágio metamórfico.

O evento tectono-metamórfico Brasileiro afeta o Complexo de Brejo Seco e foi responsável por constituir sua paragênese de fácies xisto verde. Zonas de cisalhamento nas bordas e internas ao complexo indicam um grau metamórfico mais elevado, fácies epidoto-anfibolito.

Um processo metamórfico/hidrotermal de fundo oceânico foi descrito para o Complexo de Brejo Seco por Marimon (1990) e utilizado como uma evidência de sua origem ofiolítica. Na literatura geológica, os principais critérios descritos para a identificação de processos metamórficos/hidrotermais de fundo oceânico em rochas ígneas máficas-ultramáficas são (Evans, 1977; Wicks & Whittaker, 1977; Pinheiro & Suita, 2008; Ningthoujam *et al.* 2012): i) caracterização dos tipos de serpentina presentes, suas diferentes gerações e suas relações de substituição; ii) o consumo de minerais como clorita, epidoto, carbonatos e argilominerais; iii) a presença de vesículas e amígdalas. Nenhuma destas feições foi identificada durante a caracterização petrográfica do Complexo de Brejo Seco.

6.4. Implicações para o Posicionamento Geotectônico do Complexo Brejo Seco na Faixa Riacho do Pontal

A posição marginal do Complexo de Brejo Seco em relação à borda norte do Cráton São Francisco, em conjunto a sua composição máfico-ultramáfica, o torna uma importante peça no quadro geotectônico da Faixa Riacho do Pontal. Os dados adquiridos neste trabalho permitem uma nova interpretação geotectônica para o complexo de Brejo Seco, onde duas possíveis gênese podem ser sugeridas:

- I. As rochas gabróicas presentes na ZMS do Complexo de Brejo Seco seriam cogenéticas aos basaltos do Complexo Morro Branco (> 1,0 Ga; Caxito, 2013). Assim, o Complexo de Brejo Seco representaria a câmara magmática exumada dos metabasaltos atualmente encaixantes.
- II. O Complexo de Brejo Seco teria se alojado na crosta sílica (possivelmente intrusivo no Complexo Morro Branco) durante o evento extensional neoproterozóico responsável pela formação da futura litosfera da Faixa Riacho do Pontal. Assim, suas rochas máficas-ultramáficas estariam associadas ao mesmo magmatismo responsável pela formação do Complexo Monte Orebe (~820 Ma; Caxito *et al.* 2014b).

7. CONCLUSÃO

As investigações geológicas realizadas no Complexo máfico-ultramáfico de Brejo Seco permitiram a confecção de um mapa geológico inédito e sua divisão estratigráfica, da base para o topo, em quatro zonas principais: Zona Máfica Inferior, Zona Ultramáfica, Zona Máfica Transicional e Zona Máfica Superior.

A ausência de feições petrográficas que indiquem um metamorfismo/hidrotermalismo de fundo oceânico e a inexistência do manto peridotítico, sugere que as rochas máficas-ultramáficas não foram um componente integrante da litosfera oceânica. Duas possibilidades podem ser sugeridas para a origem do Complexo de Brejo Seco: i) uma intrusão acamadada relacionada aos metabasaltos do Complexo Morro Branco, encaixante; ou ii) uma intrusão no contexto de rifte de idade Neoproterozóica.

Investigações geocronológicas, geoquímicas e de química mineral estão sendo realizadas para ampliar o conhecimento geológico e subsidiar interpretações

mais robustas quanto à gênese do Complexo de Brejo Seco.

8. AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à Fundação de Amparo à Pesquisa de Minas Gerais (FAPEMIG) e à Vale pelo Projeto CRA-RDP-00120-10, intitulado Geotectônica da Faixa Riacho do Pontal, Petrologia e Potencial Metalogenético dos Complexos Máficos-Ultramáficos de Brejo-Seco e Monte Orebe, Piauí. Expressa-se também o agradecimento a empresa Vale, especialmente Walter Riehl, Márcio Erbes e toda a equipe de Capitão Gervásio Oliveira (PI), pelo acesso e amostragem dos furos de sondagem do complexo máfico-ultramáfico, e pela hospedagem durante os trabalhos de campo. Ao Labtec (CPMTC-IGC-UFMG), por disponibilizar seu laboratório petrográfico. O autor S. S. Salgado ainda agradece a CAPES pela bolsa de mestrado.

9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida F.F.M., Hasui Y. Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth Science Reviews*, 17:1–29.
- Angelim L.A.A. 1988. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil-PLGB, carta geológica, carta metalogenética, Escala 1:100 000 Folha SC.24-V-A-III, Santa Filomena, Estados de Pernambuco e Piauí. DNP/CPRM. 146pp.
- Angelim L.A.A., Oliveira R.G., Santos E.J. 1998. Faixa Riacho do Pontal: Uma Colagem de Terrenos. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, Anais, p. 27.
- Angelim L.A.A. & Kosin M. 2001 (Org.). Folha Aracaju – NW. Nota Explicativa. CPM – Serviço Geológico do Brasil. Programa Levantamentos Geológicos do Brasil, CD-Rom.
- Brito Neves B.B. 1975. Regionalização Geotectônica do Pré-Cambriano Nordeste. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Dissertação de Doutorado, 198 p.
- Brito Neves B.B., Van Schmus W.R., Santos E.J., Campos Neto M.C., Kozuch M., 1995. O evento Cariris Velhos na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas. *Revista Brasileira de Geociências*, 25:279–296.
- Brito Neves B.B., Santos E.J., Van Schmus W.R. 2000. Tectonic history of the Borborema province. In: *Tectonic Evolution of South América*. Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Editors). 31st International Geological Congress, 151 – 182 p.
- Brito Neves, B.B., and Pedreira, A., 2008. Diamictitos e “Cap Dolomites” Sturtianos Sobre o Grupo Jacobina – Araras, Norte de Campo Formoso – Bahia. *Geol. USP Ser. Cient.*, São Paulo, v.8, n.2, p. 11-27.
- Caxito, F.A. 2013. Geotectônica e evolução crustal das faixas Rio Preto e Riacho do Pontal, estados da Bahia, Pernambuco e Piauí. Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Tese de Doutorado, 288 p.
- Caxito, F.A., Uhlein, A., Dantas, E.L. 2014a. The Afeição augen-gneiss Suite and the record of the Cariris Velhos Orogeny (1000-960 Ma) within the Riacho do Pontal fold belt, NE Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, 51:12-27.

- Caxito, F.A., Uhlein A., Stevenson R., Uhlein G.J. 2014b. Neoproterozoic oceanic crust remnants in northeast Brazil. *Geology*, v. 42; no. 5; p. 387–390; doi:10.1130/G35479.1
- Danni J.C.M., Fuck R.A., Leonardos O.H.Jr. 1982. Archean and Lower Proterozoic Units in Central Brazil. *Geol. Rundsch.*, 71:291-317.
- Evans B. W., Johannes W., Oterdoom H., Trommsdorff V. 1976. Stability of chrysotile and antigorite in the serpentinite multisystem. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*. 56:79–93.
- Evans B. W. 1977. Metamorphism of Alpine Peridotite and Serpentine. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 5:397-447.
- Evans B. W. 2004. The Serpentine Multisystem Revisited: Chrysotile Is Metastable. *International Geology Review*. 46:479-506.
- Ferreira Filho C. F., Nilson A. A., Naldrett A. J. 1992. The Niquelândia Mafic-Ultramafic Complex, Goiás, Brazil: a contribution to the ophiolite X stratiform controversy based on new geological and structural data. *Precambrian Research*. 59:125-143.
- Ferreira Filho C. F., Pimentel M. M., Araujo S. M., Laux J. H. 2010. Layered intrusions and volcanic sequences in Central Brazil: Geological and geochronological constraints for Mesoproterozoic (1.25 Ga) and Neoproterozoic (0.79 Ga) igneous associations. *Precambrian Research*. 183:617-634.
- Figueirôa I. & Silva Filho M.A. 1990. Programa Levantamento Geológicos Básicos do Brasil. Carta geológica, carta metalogenética, Escala 1:100 000 Folha SC.24-V-C-III, Petrolina, Estados de Pernambuco e Bahia. DNPM/CPRM. 108 p.
- Gava. A., Nascimento D.A., Vidal J.L.B. *et al.*, 1983. Geologia. in: BRASIL DNPM. Projeto RADAMBRASIL. Folha SC-24/25 – ARACAJU/RECIFE. Rio de Janeiro, 1983. 826p. il. p. 27 - 376.
- Gomes F.E.M. & Vasconcelos A.M. 1991. Programa Levantamento Geológicos Básicos do Brasil. Carta geológica, carta metalogenética, Escala 1:100 000 Folha SC.24-V-A-II, Paulistana, Estados de Pernambuco e Piauí. DNPM/CPRM, 146 p.
- Irvine T.N.1982. Terminology for Layered Intrusion. *Journal of Petrology*. 23:127-162.
- Jardim de Sá E.F., Macedo M.H.F., Torres H.H.F., Kawashita K. 1988. Geochronology of metaplutonics and evolution of supracrustal belts in the Borborema Province, NE Brazil. In: *Cong. Latino-Americano de Geologia*, 7, Belém, Anais, p. 49-62.
- Jardim de Sá E.F., Macedo, M.H.F., Fuck, R.A., Kawashita, K. 1992. Terrenos proterozóicos na província Borborema e a margem norte do Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*. 22:472-480.
- Marimon M.P.C. 1990. Petrologia e litogeoquímica da seqüência plutono-vulcanossedimentar de Brejo Seco, Município de São João do Piauí. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Dissertação de Mestrado, 102 p.
- Miller J.D.Jr. & Ripley E.M. 1996. Layered intrusions of the Duluth Complex, Minnesota, USA. In: R.G. Cawthorn (eds.) *Layered Intrusions*. Amsterdam, Elsevier, pp.: 257-301.
- Moraes J.F.S. 1992. Petrologia das rochas máficas-ultramáficas da seqüência vulcanossedimentar de Monte Orebe, PE-PI. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Dissertação de Mestrado, 98 p.
- Ningthoujam P.S., Dubey C.S., Guillot S., Fagion A.-S., Shukla D.P. 2012. Origin and serpentinitization of ultramafic rocks of Manipur Ophiolite Complex in the Indo-Myanmar subduction zone, Northeast India. *Journal of Asian Earth Sciences*. 50:128–140
- Oliveira E.P. & Tarney J. 1990. Petrogenesis of the Canindé de São Francisco Complex: a major late Proterozoic gabbroic body in the Sergipe Fold Belt, northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. 3:125–140.
- Oliveira R.G. 1998. Arcabouço geotectônico da região da Faixa Riacho do Pontal, Nordeste do Brasil: dados aeromagnéticos e gravimétricos. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Dissertação de Mestrado, 157 p.
- Oliveira R.G. 2008. Arcabouço geofísico, isostasia e causas do magmatismo cenozoico da Província Borborema e sua margem continental (nordeste do Brasil). Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Tese de Doutorado, 411 p.
- Pinheiro M.A.P. & Suita M.T.F. 2008. Metamorfismo de fundo oceânico e alto grau em meta-peridotitos ofiolíticos neoproterozóicos, Faixa Brasília Sul, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*. 38:686-699.
- Queiroga G.N. 2010. Caracterização de restos de litosfera oceânica do Orógeno Araçuaí entre os paralelos 17º e 21º S. Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Tese de Doutorado, 180 p.
- Santos C.A. & Silva Filho M.A. 1990. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Riacho do Caboclo. Folha SC.24-V-A-VI, Estados de Pernambuco e Bahia. Secretaria Nacional de Minas e Metalurgia, Texto e Mapas, 113 p.
- Santos E.J. & Caldasso A.L.S. 1978. Síntese dos conhecimentos e ensaio interpretativo da área do Riacho do Pontal, Nordeste do Brasil. In: *Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas faixas marginais*, Salvador, Anais, p. 399-426.
- Santos J.F. 1984. Depósito de Níquel de São João do Piauí, Piauí. In: Schobbenhaus, C. and Coelho, C.E.S. (eds), *Principais Depósitos Minerais do Brasil: Brasília-DF, DNPM/CVRD*, v. 2, p. 341-345.
- Santos E.J., Nutman A.P., Brito Neves B.B. 2004. Idades SHRIMP U-Pb do Complexo Sertânia: Implicações Sobre a Evolução Tectônica da Zona Transversal, Província Borborema. *Revista do Instituto de Geociências – USP*. 4:1-12.
- Santos E.J., Van Schmus W.R., Kozuch M., Brito Neves B.B. 2010. The Cariris Velhos tectonic event in northeast Brazil. *Jour. South Am. Earth Sci.*, 29:61-76.
- Silva Filho M.A., Bonfire L.F.C., Santos R.A., Leal R.A., Filho P.A.B., Rodrigues T.L.N., Santos J.C., Bruni D.C., 1979. Projeto Complexo Canindé do São Francisco: Relatório Final, Vol. I Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 2892. DNPM/CPRM, Salvador, 98 p.
- Souza J.D., Fernandes Filho J., Guimarães J.T., Lopes J.N. 1979. Projeto Colomi. Relatório Final, Geologia da Região do Médio São Francisco, texto e mapas. Escala 1:250 000, DNPM-CPRM, Salvador, 389 p.
- Strieder A. J. & Nilson A. A. 1992. Melange ofiolítica nos metassedimentos Araxá de Abadiânia (GO) e implicações tectônicas regionais. *Revista Brasileira de Geociências*. 22:204-215.
- Toplist M. J. & Carroll M. R. 1996. Differentiation of Ferro-Basaltic Magmas under Conditions Open and Closed to Oxygen: Implications for the Skaergaard Intrusion and Other Natural Systems. *Journal of Petrology*. 37:837-858.
- Uhlein A., Caxito F.A., Egydio-Silva M., Barbosa J., 2011. As faixas dobradas Rio Preto e Riacho do Pontal. In: *Barbosa J. et al. (eds), Geologia da Bahia, Capítulo IX*.

- Van Schmus W.R., Brito Neves B.B., Hackspacher P., Babinski M. 1995. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of eastern Borborema Province, northeastern Brazil: initial conclusions. *Journal of South American Earth Sciences*. 8:267-288.
- Wager L. R. & Wadsworth W. J. 1960. Types of Igneous Cumulates. *Journal of Petrology*. 1:73-85.
- Wegner W.M. & Ernst W.G. 1983. Experimentally determined hydration and dehydration reaction rates in the system MgO-SiO₂-H₂O. *American Journal of Science*. 283:151-180.
- Wicks F.J. & Whittaker E.J.W. 1977. Serpentinite textures and serpentinization. *Canadian Mineralogist*. 15:459-488.
- Whitney D.L. & Evans B.W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*. 95:185-187.