

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

**ESTRATIGRAFIA DOS BASALTOS DO DISTRITO MINEIRO
DE AMETISTA DO SUL, BRASIL**

LEONARDO MANARA ROSENSTENGEL

ORIENTADOR – Prof. Dr. Léo Afraneo Hartmann

Porto Alegre - 2011

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

**ESTRATIGRAFIA DOS BASALTOS DO DISTRITO MINEIRO
DE AMETISTA DO SUL, BRASIL**

LEONARDO MANARA ROSENSTENGEL

ORIENTADOR – Prof. Dr. Léo Afraneo Hartmann

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Evandro Fernandes de Lima - Instituto de Geociências, Universidade
Federal do Rio Grande do Sul

Prof. Dr. Caetano Juliani - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo

Prof. Dr. Viter Magalhães Pinto - Departamento de Geologia, Universidade
Federal da Roraima

Dissertação de Mestrado apresentada
na forma de artigo como requisito
parcial para obtenção do título de
Mestre em Geociências.

Porto Alegre – 2011

Dedico este trabalho à força geológica que rege o mundo...
...e a todos que me ajudaram nesta caminhada.

Agradecimentos

Agradeço, em primeiro lugar, ao meu orientador por todos os ensinamentos e por tudo que me foi possibilitado, tanto no mestrado quanto na graduação. Agradeço também a todos que contribuíram de alguma forma para a realização deste trabalho, em especial, meus colegas do laboratório de pesquisa. Agradeço, ainda, a minha família por todo o apoio, à CPRM pelo empréstimo do cintilômetro para uso nos trabalhos de campo e também à Cooperativa dos Garimpeiros do Médio e Alto Uruguai – COOGAMAI pelo apoio durante a estadia em Ametista do Sul e na realização dos trabalhos de campo. Agradeço também ao CNPq pelo suporte financeiro através das bolsas de Iniciação Científica e de Mestrado e ao PPGGeo pela possibilidade de realização desta pós-graduação.

Resumo

A província vulcânica Paraná é a maior produtora de geodos de ametista do mundo, produzindo principalmente na região do distrito mineiro de Ametista do Sul (20-30 km), no sul do Brasil. A descrição dos derrames de lava no distrito mineiro de Ametista do Sul e áreas adjacentes, combinado com geoquímica de derrame e cintilometria foi usada para definir a estratigrafia dos derrames de lava na região. O principal resultado obtido foi a identificação de um controle estrutural por falhas do depósito de geodos de ametista. Nove derrames vulcânicos foram individualizados, dos quais seis são classificados com magma tipo Pitanga (>3 peso% TiO₂), ocorrendo na base da estratigrafia, e três são classificados com Paranapanema (2-3 peso% TiO₂), posicionados no topo da estratigrafia. Os geodos de ametista estão contidos nos três derrames superiores do tipo Pitanga da região, chamados localmente de Veia Alta (principal produtor), Veia do Meio e Veia Baixa. As rochas do distrito mineiro foram intensamente alteradas para argilominerais, por um processo de alteração de baixa temperatura, principalmente os três derrames produtores. A presença em grande quantidade desses argilominerais na rocha é um importante componente que controla a reologia da rocha, transformando o basalto em um esmectita metabasalto de muito baixa temperatura, tendo relação direta com a formação dos geodos por um processo de *ballooning*. Mais quatro derrames foram identificados na sequência vulcânica, na região de Frederico Westphalen, totalizando 13 derrames vulcânicos na estratigrafia do distrito mineiro de Ametista do Sul. Os dois derrames superiores de Ametista do Sul, do tipo Paranapanema (COOGAMAI e Linha Alta), foram identificados na base da estratigrafia da região de Frederico Westphalen. O derrame Veia Alta, juntamente com o derrame COOGAMAI, foi identificado com altitudes distintas nos diferentes blocos individualizados na região, evidenciando a presença de blocos abatidos. Isto levou à interpretação da existência de uma estrutura do tipo hemi-graben na região, baixando os derrames em mais de 200 m de altitude em quatro degraus, representados pelos blocos Planalto, Ametista do Sul, Castelinho e Frederico Westphalen. A estrutura em hemi-graben foi gerada por falhas de direção NW, representadas pelos lineamentos estruturais do Rio do Mel, que separa o bloco Planalto do bloco Ametista do Sul, do Rio da Várzea, que separa o bloco Ametista do Sul do bloco Castelinho e por um lineamento logo a oeste da região de Castelinho, que aparta o bloco Castelinho do bloco Frederico Westphalen. A identificação do derrame COOGAMAI na base da estratigrafia da região de Frederico Westphalen sugere que o derrame Veia Alta, produtor de geodos de ametista, está posicionado no subsolo desta região ou abaixo da cota de 250 m. A estrutura em hemi-graben está controlando verticalmente o depósito de geodos de ametista, que está compartimentado pelos blocos altos e baixos da estrutura e é de suma importância na exploração de novos depósitos de geodos de ametista na região.

Abstract

The Paraná volcanic province is the world's largest producer of amethyst geodes, mostly Ametista do Sul mining district (20-30 km) in southern Brazil. The description of the lava flows in the Ametista do Sul mining district and adjacent areas, combined with flow-by-flow geochemistry and scintillometry, defines the stratigraphy of the flows. A major result is the fault-controlled regional distribution of the ore deposits. Nine flows are individualized, six Pitanga magma type (>3 wt.% TiO₂) at the base of the stratigraphy and three Paranapanema magma type (2-3 wt.% TiO₂) at the top of the stratigraphy. The amethyst-bearing geodes are contained in the uppermost three Pitanga flows that are known as the Veia Alta (main producer), Veia do Meio and Veia Baixa flows. The rocks from the mining district were highly altered to clay minerals by a low temperature alteration process, particularly the three producing flows. The massive presence of clay minerals in the rock is an important component that controls the rheology of the rock, transforming the basalt into a very low grade smectite metabasalt, directly related to the geode formation by a ballooning process. Four additional flows were identified in the Frederico Westphalen region, totaling 13 flows in the stratigraphy of the Ametista do Sul mining district. The two uppermost Paranapanema flows from Ametista do Sul (COOGAMAI and Linha Alta flows) occur at the base of the stratigraphy in the Frederico Westphalen region. The presence of down-thrown blocks leads to the interpretation of a hemi-graben structure, lowering the blocks more than 200 m in four steps, represented by Planalto, Ametista do Sul, Castelinho and Frederico Westphalen blocks. The NW tectonic patterns that generate the hemi-graben structure are the Rio do Mel lineament, that separates the Planalto block from Ametista do Sul block; the Rio da Várzea lineament, dividing the Ametista do Sul block from Castelinho block; and a lineament positioned immediately to the west of the Castelinho region, that separates the Castelinho block from the Frederico Westphalen block. The identification of the COOGAMAI flow at the base of the stratigraphy in the Frederico Westphalen region, suggests that the Veia Alta geode-hosting flow is below the ground or below the elevation of 250 m in this region. The hemi-graben structure is controlling vertically the deposit of amethyst-bearing geodes, which is compartmented by the high and low blocks, and is of major significance in the exploration for new amethyst geode deposits in the region.

LISTA DE FIGURAS

CAPÍTULO 1. INTRODUÇÃO

Figura 1 – Mapa geológico da Porvíncia vulcânica Paraná..	16
Figura 2 – Mapa cartográfico das seções geológicas descritas.	19
Figura 3 – Mapa cartográfico das análise química de rocha total.	20
Figura 4 – Correlação das seções estratigráficas descritas.	21
Figura 5 – Mapa dos blocos estruturais individualizados na região.	24

CAPÍTULO 2. ARTIGO CIENTÍFICO

Figure 6 – Geologic map of Paraná volcanic province.	33
Figure 7 – Base map showing the geological sections described.	37
Figure 8 – Base map showing the whole-rock geochemical analyzed outcrops.	38
Figure 9 –Photograph of an exploratory gallery at Veia Alta flow.	40
Figure 10 –Photograph of the Veia do Meio flow.	41
Figure 11 – Photomicrography of the thin sections of flows from the mining district.	42
Figure 12 – Photomicrography of the highly altered flows in the mining district.	45
Figure 13 – Classification diagrams of the individualized flows.	47
Figure 14 – Diagrams of flow individualization.	50
Figure 15 – TiO_2 versus P_2O_5 diagram comparing the chemical data from Gomes (1996); Gilg et al. (2003); Dias and Parisi (2008); and Pinto and Hartmann (2011).	53
Figure 16 – Bar chart with the average of the scintillometric measures.	54
Figure 17 – Bar chart with the sum of K_2O (wt.%), U (ppm) and Th (ppm) of the flows.	55
Figure 18 – Correlation of the stratigraphic sections described.	57
Figure 19 – Base map with the separation of the structural blocks.	60

LISTA DE TABELAS**CAPÍTULO 2. ARTIGO CIENTÍFICO**

Table 1: Selected chemical analyses of flows from the Ametista do Sul mining district and Frederico Westphalen region.	46
Table 2: Average of scintillometric results of the flows.	53
Table 3: Location of the whole-rock analyzed samples.	68
Table 4: Chemical analyses of the samples from the area.	69

SUMÁRIO

Resumo	5
Abstract	6
LISTA DE FIGURAS	7
LISTA DE TABELAS	8
CAPÍTULO 1. INTRODUÇÃO	11
1.1. O estado da arte	13
1.2. Geologia Regional	15
1.3. Metodologia.....	18
1.4. Discussões e Conclusões	20
Referências bibliográficas	26
CAPÍTULO 2. ARTIGO CIENTÍFICO	29
2.1. Introduction	30
2.2. Regional geology.....	32
2.3. Methodology.....	36
2.4. Results	38
2.4.1 <i>Geology and petrology of the mining district</i>	38
2.4.2 <i>Geochemistry of basalts</i>	46
2.4.3 <i>Scintillometric results</i>	53
2.5. Stratigraphic interpretation	55
2.6. Conclusions	60
Acknowledgements	63
References	63
Appendix 1	68
Appendix 2	69
CAPÍTULO 3. ANEXOS	73
3.1. Carta de submissão do artigo.....	73
3.2. Descrição das lâminas delgadas de rocha de Ametista do Sul	74

Sobre a Estrutura desta Dissertação:

Esta dissertação de mestrado está estruturada na forma de artigo científico submetido a periódico. Conseqüentemente, sua organização compreende os seguintes itens:

Capítulo 1. INTRODUÇÃO: apresenta a introdução ao tema e descrição do objeto da pesquisa de mestrado, onde estão sumarizados os objetivos, o estado da arte, a geologia regional da área e a metodologia desenvolvida no mestrado; neste capítulo também são apresentados, através de uma discussão integradora, os principais resultados e interpretações obtidas com o desenvolvimento da atividade de mestrado, que serviram de base para as conclusões finais do trabalho, assim como as referências bibliográficas deste capítulo.

Capítulo 2. ARTIGO CIENTÍFICO: Constitui o corpo principal da dissertação de mestrado, constituído do artigo científico escrito pelo autor durante o desenvolvimento de seu mestrado, submetido ao periódico *Ore Geology Reviews*, com paginação e numeração de figuras e tabelas de acordo com o periódico.

Capítulo 3. ANEXOS: Neste capítulo são apresentados anexos que porventura não foram incluídos no artigo científico, como figuras, fotografias e tabelas.

CAPÍTULO 1. INTRODUÇÃO

A província vulcânica Paraná, representada no Brasil pelas rochas vulcânicas do Grupo Serra Geral (Wildner *et al.*, 2009), é a maior produtora de geodos de ágata e ametista do mundo. Grande parte desta produção de geodos de ametista na província vulcânica Paraná, cerca de 400 ton/mês, é extraída no distrito mineiro de Ametista do Sul (20-30 km), localizado no norte do estado do Rio Grande do Sul, próximo à divisa com o estado de Santa Catarina. Os geodos de ametista apresentam-se de formas e tamanhos variados, sendo cilíndricos, prolatos ou na forma de “capela” e podem atingir tamanhos de até 5 m x 1m. Trata-se de peças muito valorizadas no mercado gemológico internacional, principalmente por colecionadores e museus do mundo todo, em especial os mercados europeu e chinês.

No entendimento da gênese dos depósitos de geodos de ametista, é essencial o estudo da estratigrafia do distrito mineiro e de cada derrame em separado, bem como a compreensão da relação tectônica entre os derrames. Diversos estudos sobre a gênese e o preenchimento desses geodos foram realizados nas últimas décadas, *e.g.*, Bossi e Caggiano (1974), Meunier *et al.* (1988), Herd and Pinkerton (1997), Scopel *et al.* (1998), Gilg *et al.* (2003), Duarte *et al.* (2005, 2009), Gomes *et al.* (2005), Proust and Fontaine (2007a, b), Hartmann *et al.* (2010, 2011). Entretanto esses estudos não se ativeram na identificação e descrição dos derrames produtores de geodos, tampouco na determinação da estratigrafia do distrito mineiro de Ametista do Sul. Hartmann *et al.* (2010) publicou um estudo comparativo para o distrito mineiro de Quaraí, na região oeste do estado do Rio Grande do Sul, fronteira com o Uruguai (distrito gemológico Los Catalanes). A identificação e separação dos derrames vulcânicos e a determinação da estratigrafia do distrito mineiro de Ametista do Sul, bem como a compreensão da tectônica da região, são componentes cruciais na evolução do conhecimento geológico da região e, principalmente, no melhor entendimento da geologia dos depósitos de geodos de ágata e ametista no Grupo Serra Geral.

Grandes falhas cortam a região do distrito mineiro de Ametista do Sul e são facilmente identificadas em imagens de satélite. A ocorrência dessas estruturas na

região do distrito mineiro já foi mencionada em diversos estudos, porém sempre consideradas como falhas transcorrentes, sem componente de movimento vertical significativo na região de Ametista do Sul. Como consequência disto, cada derrame vulcânico era considerado horizontal e com altitude constante em toda a região. Porém, foram identificados, na região de Frederico-Westphalen – Ametista do Sul, importantes padrões tectônicos representados por lineamentos de direções 300-310, 030-040; 340-NS, 060-070 e EW (Dias & Parisi, 2008). As estruturas de direção 300-310 foram interpretadas como um sistema de falhas normais, com blocos altos e baixos ladeados, e um segundo evento distensional pode ser relacionado com as direções 340-NS (Dias & Parisi, 2008).

Assim como na região de Ametista do Sul, essas estruturas NW são bastante comuns em todas as rochas da Bacia do Paraná no estado Rio Grande do Sul. Na região de Santa Maria, cerca de 250 km ao sul de Ametista do Sul, onde afloram rochas da Bacia do Paraná, incluindo as rochas do Grupo Serra Geral, foram identificadas duas populações de fraturas com direções NW (Zerfass et al., 2005). Nas rochas do Grupo Serra Geral há o predomínio de fraturas NW com direção variando entre 295-345. Esses planos apresentam lineações de espelho de falha com movimento normal que, juntamente com outros indicadores cinemáticos, levaram a interpretação das fraturas NW como planos de falhas normais (Zerfass et al., 2005).

A presença maciça desses elementos estruturais tanto na região como fora dela é indício de movimento vertical de blocos. Isso segmenta a área de estudo, podendo confundir a relação espacial entre os derrames de lava, principalmente na direção E-W de correlação estratigráfica. Portanto, neste trabalho será examinada a estruturação do distrito mineiro baseado na análise dos derrames e determinação dos deslocamentos verticais das falhas, ao longo do distrito mineiro.

Sendo assim, este estudo tem como objetivos a descrição da geologia local e a determinação da estratigrafia vulcânica do distrito mineiro de Ametista do Sul, assim como a relação espacial e estrutural entre os derrames, relacionada com a existência de importantes lineamentos estruturais e falhas de escala regional na região. Também é foco de estudo a identificação e a descrição dos derrames produtores de geodos de ametista e a sua caracterização geoquímica. Esses objetivos serão alcançados através de uma metodologia que consiste na descrição detalhada de campo das estruturas vulcânicas de cada derrame, com controle de altitude e medidas cintilométricas de cada derrame, a fim de propor uma separação

prévia dos derrames do distrito mineiro, com o posterior refinamento da estratigrafia através de dados petrográficos e, principalmente, análises geoquímica de rocha total de alta qualidade, derrame a derrame.

1.1. O estado da arte

Os derrames de rochas vulcânicas da região do Alto Uruguai, compreendendo Frederico Westphalen e Ametista do Sul, foram separados em tipo I e tipo II, de acordo com sua estrutura interna e espessura (Gomes, 1996). Os derrames do tipo I são descritos como derrames finos, entre 15 e 35 m de espessura, com uma porção central maciça, onde os geodos de ágata e ametista estão localizados, naqueles derrames hospedeiros. Os derrames do tipo II são caracterizados por apresentar uma espessura maior, entre 30 e 50 m, e uma porção central com juntas de resfriamento, do tipo disjunção colunar e entablamento. Os dois tipos de derrames apresentam porções vesiculares de base e topo (Gomes, 1996).

Na região de Frederico Westphalen, e correlacionado com a área de Ametista do Sul, foram identificados 12 derrames vulcânicos, classificados pelo tipo químico como tipo Pitanga na base da estratigrafia da região e tipo Paranapanema no topo (Gomes, 1996). O quarto derrame da seqüência marca o primeiro evento vulcânico do tipo Paranapanema e após isso os derrames dos tipos Pitanga e Paranapanema ocorrem intercalados na coluna estratigráfica da região (Gomes, 1996). Quatro derrames foram definidos como derrames produtores de geodos de ametista, são eles os derrames 2, 6, 8, do tipo Pitanga, e o derrame 9, do tipo Paranapanema (Gomes, 1996). Porém, para a mesma região (Frederico Westphalen e Vista alegre) Pinto & Hartmann (2011) individualizaram 13 derrames vulcânicos, dos quais cinco deles são do tipo Pitanga (alto Ti/Y ~600, $TiO_2 > 3$ peso%) na base da estratigrafia da área e oito deles são do tipo Paranapanema (médio Ti/Y ~400, $TiO_2 = 2-3$ peso%) posicionados no topo da estratigrafia. Não foi identificada intercalação entre derrames dos dois tipos químicos na região. Os derrames foram separados pela sua composição química e estrutura interna. A correlação química derrame a derrame foi realizada em quatro seções e foi identificado um rejeito vertical de 200 m, onde o bloco Itapiranga foi rebaixado em relação ao bloco Frederico Westphalen (Pinto & Hartmann, 2011).

Na região de Ametista do Sul, do vale do Rio da Várzea ao topo da crista,

foram identificados e separados cinco conjuntos de derrames, de acordo com critérios de campo e separados por horizontes-guias (Dias & Parisi, 2008). Esses conjuntos de derrame são constituídos por um grupo de derrames vulcânicos básicos e os horizontes-guias usados para separar os conjuntos de derrames são compostos de um par de arenito interderrame e brecha vulcânica (Dias & Parisi, 2008). Sendo assim, os conjuntos de derrames individualizados têm apenas uma relação cronológica, relacionada com a sedimentação desses arenitos interderrames, sem qualquer implicação genética (Dias & Parisi, 2008). As análises geoquímicas desses conjuntos de derrames classificam as rochas, de acordo com padrões pré-estabelecidos por Peate et al. (1992), como tipo químico Pitanga na base e tipo Paranapanema no topo da estratigrafia da área (Dias & Parisi, 2008).

De acordo com Gilg et al. (2003), na região de Ametista do Sul, os geodos de ametista são hospedados por um derrame vulcânico do tipo alto-Ti, subhorizontal e de aproximadamente 40 a 50 m de espessura. Essas rochas são classificadas como basalto toleítico, mostrando uma clara assinatura intraplaca ($Zr/Y > 6$), típico das rochas da província vulcânica Paraná; o alto conteúdo de TiO_2 ($> 3,4$ peso%), alta razão Ti/Y (> 310), baixo teor de Sr (< 500 ppm) e baixa razão inicial de $^{87}Sr/^{86}Sr$ são característicos de lavas do tipo químico Pitanga, de acordo com a classificação de Peate et al. (1992) e Gilg et al. (2003).

Em termos da compartimentação estrutural do distrito mineiro, na região de Ametista do Sul – Frederico Westphalen foram encontrados importantes padrões tectônicos representados por lineamentos regionais com direção 300-310, 030-040; 340-NS, 060-070 e EW por Dias & Parisi (2008). A estrutura de direção 300-310 é interpretada como um sistema de falhas normais, onde grandes blocos em ascensão se justapõem lateralmente a faixas rebaixadas. Um segundo episódio distensional está relacionado com os padrões 340-NS; 060-070 e EW. O primeiro padrão é mais pervasivo e marcante, com definição de um domínio preferencial (bloco Frederico Westphalen-Seberi) (Dias & Parisi, 2008).

A estruturação e distribuição das unidades vulcânicas cartografadas registram o controle estrutural a que foram submetidos pelo sistema tectônico superimposto, o qual favoreceu a compartimentação em blocos segundo direções 300-310 e 340-NS (Dias & Parisi, 2008). A presença maciça desses elementos estruturais segmenta a região estudada e pode confundir a relação espacial entre os derrames de lava, principalmente na direção E-W na correlação estratigráfica.

Essas estruturas geológicas são comuns em todo o estado do Rio Grande do

Sul. Na região central do estado, próximo a cidade de Santa Maria (Fig. 1), onde seqüências de rocha da Bacia do Paraná estão expostas, foram identificados dois conjuntos de fraturas de direção NW, distinguidos como tipo A e tipo B (Zerfass et al., 2005). Esses jogos de fraturas estão presentes em muitas unidades aflorantes da Bacia do Paraná, desde a Superseqüência Triássica Sanga do Cabral à Formação Botucatu e ao Serra Geral, ambos do Cretáceo Inferior (Zerfass et al., 2005). No Grupo Serra Geral ocorre uma predominância das fraturas do tipo B, com direção NW, variando seu azimute entre 295 e 345. Esses planos de direção NW comumente apresentam lineações do tipo slickenside, de movimento normal que, juntamente com outros indicadores cinemáticos, levam a interpretação desses planos como sendo falhas normais de direção NW ao longo da bacia (Zerfass et al., 2005).

Esses elementos estruturais foram reativados por uma distensão NNE-SSW, formando um sistema de falhas normais anastomosado durante o Eo-Meso Triássico. E, de suma importância para o presente trabalho, esse jogo de fraturas (tipo B com direção NW variando entre 295 e 245) foi reativado como falhas normais por uma distensão com direção N50°E-S50°W, durante o rompimento do paleocontinente Gondwana e abertura do Oceano Atlântico sul, entre as fases de rifte e proto-oceano, na idade Aptiana (Zerfass et al., 2005).

1.2. Geologia Regional

A província vulcânica Paraná inclui as rochas do Grupo Serra Geral (Wildner et al., 2009) e é correlacionada com os basaltos de Etendeka, na África. A província vulcânica Paraná é uma das maiores províncias vulcânicas continentais (LIP's) do mundo, cobrindo uma extensa área na porção centro-leste da América do Sul (extremo sul do Brasil) (figura 1) e um pequeno fragmento na Namíbia, no sudoeste do continente africano, correspondente Etendeka. Essas rochas vulcânicas na América do Sul e na África foram consideradas como sendo uma província magmática única (Bellieni *et al.*, 1984a), tendo sua fragmentação estritamente relacionada com a abertura da porção sul do Oceano Atlântico durante o Cretáceo Inferior (Peate *et al.*, 1992), com a presença da pluma mantélica Tristão da Cunha.



Figura 1 – Mapa geológico da porção centro-sul da América do Sul, mostrando as rochas do Grupo Serra Geral (cinza claro) no Brasil e suas formações correspondentes no Uruguai, Argentina e Paraguai; os sedimentos pré-vulcânicos e o embasamento Pré-Cambriano (branco); e os sedimentos pós-vulcânicos (cinza escuro). Mapa modificado de Peate *et al.* (1992). O distrito mineiro de Ametista do Sul, em estudo, está destacado no mapa.

As rochas vulcânicas da província vulcânica Paraná cobrem uma extensa área no sul do Brasil, Uruguai, leste do Paraguai e norte da Argentina. A área de exposição das rochas era considerada em torno de $1.2 \times 10^6 \text{ km}^2$ e o volume de rocha em torno de 800.000 km^3 . Porém, uma recente revisão desses dados (Frank *et al.*, 2009) sugere uma área de cobertura das rochas vulcânicas em torno de 917.000 km^2 ($\pm 15.000 \text{ km}^2$), com volume dos derrames em, pelo menos, 450.000 km^3 , e o volume dos corpos intrusivos do tipo sill em torno de 112.000 km^3 . Para a província vulcânica Paraná-Etendeka com um todo, foi estimado um volume de, no mínimo, $1.700.000 \text{ km}^3$ (Frank *et al.*, 2009). A seqüência de derrames tem sua maior espessura ao norte, em torno de 1,5 a 1,7 km de acumulação de lavas, justamente

coincidindo com o depocento da Bacia do Paraná (Peate, 1997), com espessura variando de poucos metros nas bordas da província até mais de 1.700 m no seu depocento (Zalán *et al.*, 1990; Wildner *et al.*, 2006). Essa área de maior espessura de rochas vulcânicas da província vulcânica Paraná está localizada cerca de 300 km ao norte de Ametista do Sul (Duarte *et al.*, 2009), foco de estudo deste trabalho.

O magmatismo Paraná-Etendeka é fortemente bimodal, dominado por uma seqüência toleítica de basaltos e andesitos basálticos (> 90%), porém quantidades significantes de rochas ácidas (riolitos e riodacitos) também ocorrem, principalmente, na porção brasileira da pilha vulcânica, mas também em Etendeka, na porção africana da província (Peate *et al.*, 1992). No Brasil, predomina a seqüência toleítica de rochas basálticas e andesíticas na base da pilha, enquanto que as porções de topo são mais representadas pelas rochas ácidas, porém mostrando intercalações com as rochas básicas (Bellieni *et al.*, 1984a).

Classificações iniciais (Bellieni *et al.*, 1984b; Mantovani *et al.*, 1985) para o Grupo Serra Geral dividiam o vulcanismo em dois distintos grupos químicos: baixo-Ti (<2 peso% TiO₂) e alto-Ti (>2 peso% TiO₂). O grupo baixo-Ti foi mapeado como sendo restrito à metade sul da província enquanto que o alto-Ti foi definido como dominante no norte da província. Todavia, um cenário mais complexo se estabeleceu, com o reconhecimento de distintos subgrupos da classificação original (Peate *et al.*, 1992). A partir disso, foi desenvolvida uma nova classificação para separar geoquimicamente os derrames da província vulcânica Paraná em diferentes tipos magmático. Foram identificados por Peate *et al.* (1992) seis diferentes magma-tipos, de composição basáltica, distinguidos por específicas razões e abundância de elementos maiores e traços, a fim de criar uma estratigrafia geoquímica para as lava da província vulcânica Paraná. Esses magma-tipos também são distribuídos de acordo com a classificação inicial, em grupo baixo-Ti, compreendendo os tipos Gramado, Esmeralda e Ribeira, e o alto-Ti, compostos pelos tipos químicos Urubici, Pitanga e Paranapanema.

De acordo com Peate (1997), a distribuição regional dos magma-tipos alto-Ti/Y e baixo-Ti/Y implica que a geração de magma ocorreu em uma área ampla e envolveu diferentes fontes mantélicas. Nos basaltos da província vulcânica Paraná, baixos teores de MgO (3-7 peso%) denotam uma cristalização fracionada e o magma tipo Gramado aparenta ter uma importante assimilação da crosta superior na sua evolução. Entretanto, aqueles basaltos que são considerados não contaminados pela crosta apresentam características de elementos traço, isótopos e elementos

maiores relacionadas com fontes mantélicas distintas dos basaltos oceânicos. Apesar do magma-tipo Esmeralda ser um pouco diferente, demandando uma componente de astenosfera depletada em elementos incompatíveis. Em suma, o papel desempenhado pela pluma mantélica Tristão da Cunha parece ter sido, em grande parte, passivo, com a convexão de calor gerada pela pluma permitindo a mobilização de material da litosfera antiga (Peate, 1997).

Na área de estudo, ocorrem derrames do tipo químico Pitanga na base da coluna estratigráfica local, seguidos de derrames do tipo Paranapanema no topo e os derrames produtores de geodos de ametista na região são do tipo Pitanga (Gomes, 1996; Gilg et al., 2003; Dias & Parisi, 2008; Pinto & Hartmann, 2011).

1.3. Metodologia

Esta dissertação de mestrado foi desenvolvida de acordo com uma metodologia que consistiu na realização de trabalhos de campo, levantamento geofísico (cintilometria), petrografia e análise geoquímica. Foram confeccionadas 21 lâminas delgadas de rocha e estudadas em microscópio óptico. Essas lâminas são representativas de todos os derrames que ocorrem na região de Frederico Westphalen e do distrito mineiro de Ametista do Sul. Foram descritas cinco lâminas delgadas de rocha do derrame Veia Alta, produtor de geodos de ametista.

Os trabalhos de campo foram realizados principalmente em setembro de 2009 e março de 2010, totalizando mais de 45 dias de trabalho de campo. Nesses trabalhos de campo foram descritas cinco seções geológicas (figura 2): Ametista do Sul – Rio da Várzea (Am-RV); Adair Martins (propriedade) – Rio da Várzea (Ad-RV); Linha da Fruteira (LF); Linha da Curta (LC); Frederico Westphalen – Encruzilhada (FW-E); e também foram descritos outros afloramentos isolados: Planalto (PI); Saltinho (St); Castelinho (Ca) e Frederico Westphalen (FW), com intuito de individualizar os derrames vulcânicos existentes na região e identificar a estratigrafia do distrito mineiro como um todo. As seções geológicas incluem a descrição de campo dos afloramentos, identificando a estruturação dos derrames, medidas de cintilometria nos afloramentos descritos e amostragem para análise química de rocha total e confecção de lâmina petrográfica. Todos os pontos descritos tiveram o controle da altitude com o auxílio de um receptor GPS portátil (Garmin Etrex Vista HCx), com altímetro barométrico. A partir dessas informações de campo, foi

proposta uma estratigrafia inicial, que foi posteriormente confirmada ou retificada com auxílio das análises geoquímica de rocha total derrame a derrame e a petrografia.

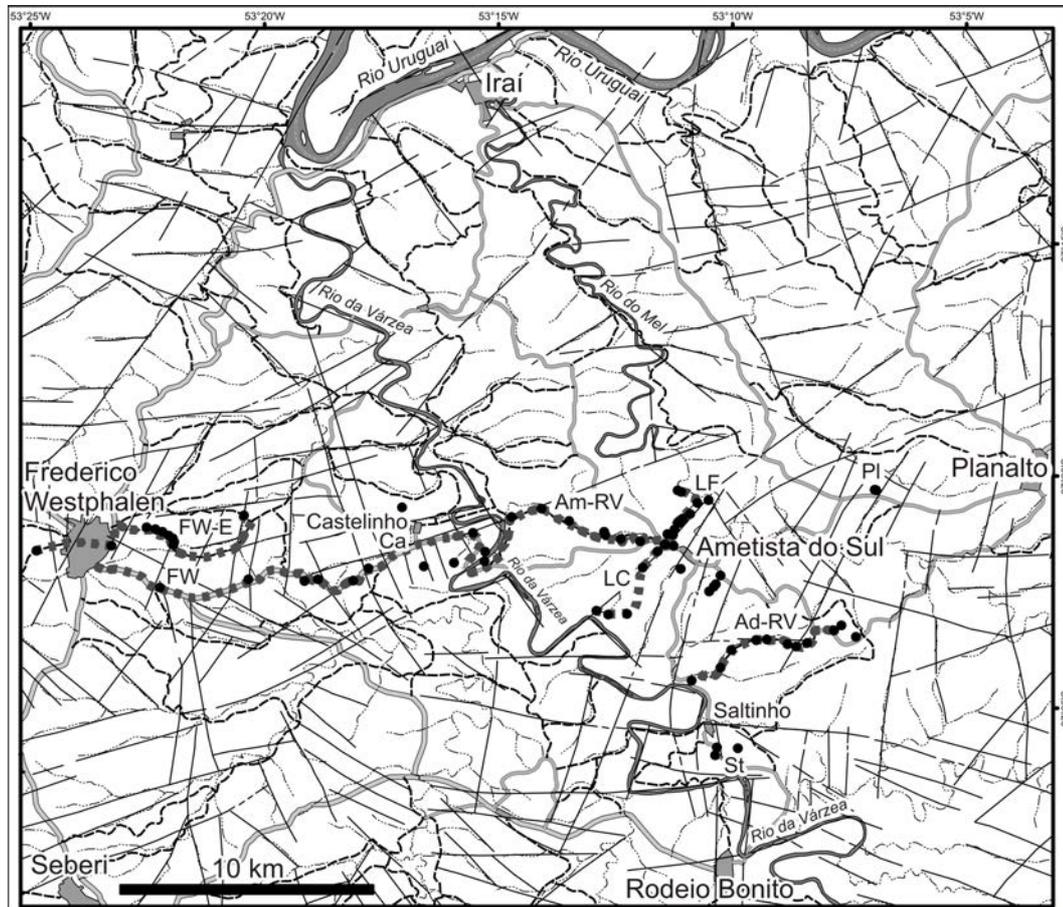


Figura 2 – Mapa cartográfico mostrando a região de Ametista do Sul - Frederico Westphalen. As linhas tracejadas representam as seções geológicas descritas, com a identificação das iniciais das seções e os pontos pretos identificam os afloramentos descritos nessas seções. As linhas pretas são os lineamentos estruturais da área, de Dias & Parisi (2008). Mapa modificado de Dias & Parisi (2008).

Para a realização das medidas de cintilometria nos afloramentos, foi utilizado um cintilômetro de raios gama portátil modelo GR0110G, de marca SAIC Exploranium, pertencente à CPRM/PA. Foram realizadas 86 medidas de cintilometria ao longo dos afloramentos amostrados e descritos. Essas medidas serviram como base para a separação dos derrames e determinação da estratigrafia inicial de campo, sendo posteriormente integradas com as análises químicas de rocha total e petrografia, de grande valia na separação dos derrames e determinação da estratigrafia do distrito mineiro de Ametista do Sul e região.

Foram realizadas 56 análises químicas de rocha total neste trabalho (figura 3),

executadas pelo laboratório ACME Analytical Laboratories, em Vancouver, Canadá. Cada amostra analisada tem sua posição identificada na figura 3 com pontos pretos enumerados. As quantidades totais dos elementos maiores e traços foram medidas por um espectrômetro de emissão ICP (ICP-ES), através da fusão de lítio metaboreto/tetraboreto e digestão por ácido nítrico diluído. A perda ao fogo (LOI) foi determinada pela diferença de peso após a combustão da amostra a 1000°C. Elementos terras-raras e refratários foram analisados por um espectrômetro de massa ICP (ICP-MS), com o mesmo processo de digestão dos elementos maiores e traços. Além dos metais base e preciosos, que foram também analisados por um ICP-MS, após a digestão em Aqua Regia. Outras análises químicas de rocha total de estudos anteriores como Gomes (1996), Gilg et al. (2003) e Dias & Parisi (2008) foram integrados e comparados nas interpretações finais.

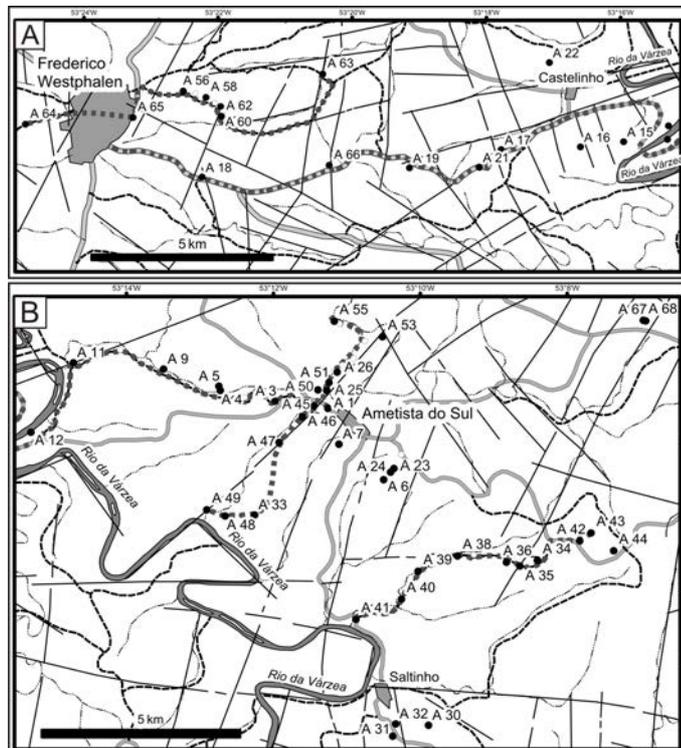


Figura 3 – Mapa cartográfico mostrando em detalhe as seções geológicas realizadas nas áreas de Frederico Westphalen (A) e Ametista do Sul (B). Os pontos pretos identificados com os números são os afloramentos com análise química de rocha total realizadas neste trabalho. Mapa modificado de Dias & Parisi (2008).

1.4. Discussões e Conclusões

Na região do distrito mineiro de Ametista do Sul foram separados nove

derrames vulcânicos, desde o vale do Rio da Várzea ao topo dos morros da região (figura 4). Desses nove derrames, seis correspondem ao tipo químico Pitanga (derrames Rio da Várzea, Barreiro Grande, A5, Veia Baixa, Veia do Meio e Veia Alta) e ocorrem na base da estratigrafia da região e três derrames (COOGAMAI, São Valentim e Linha Alta) correspondem ao tipo Paranapanema, no topo da estratigrafia local e sobrepondo-se ao derrames do tipo Pitanga. O derrame COOGAMAI é o primeiro derrame do tipo Paranapanema da região e ocorre no nível da cidade de Ametista do Sul, imediatamente acima do derrame Veia Alta, que é o último derrame do tipo Pitanga na coluna estratigráfica da região.

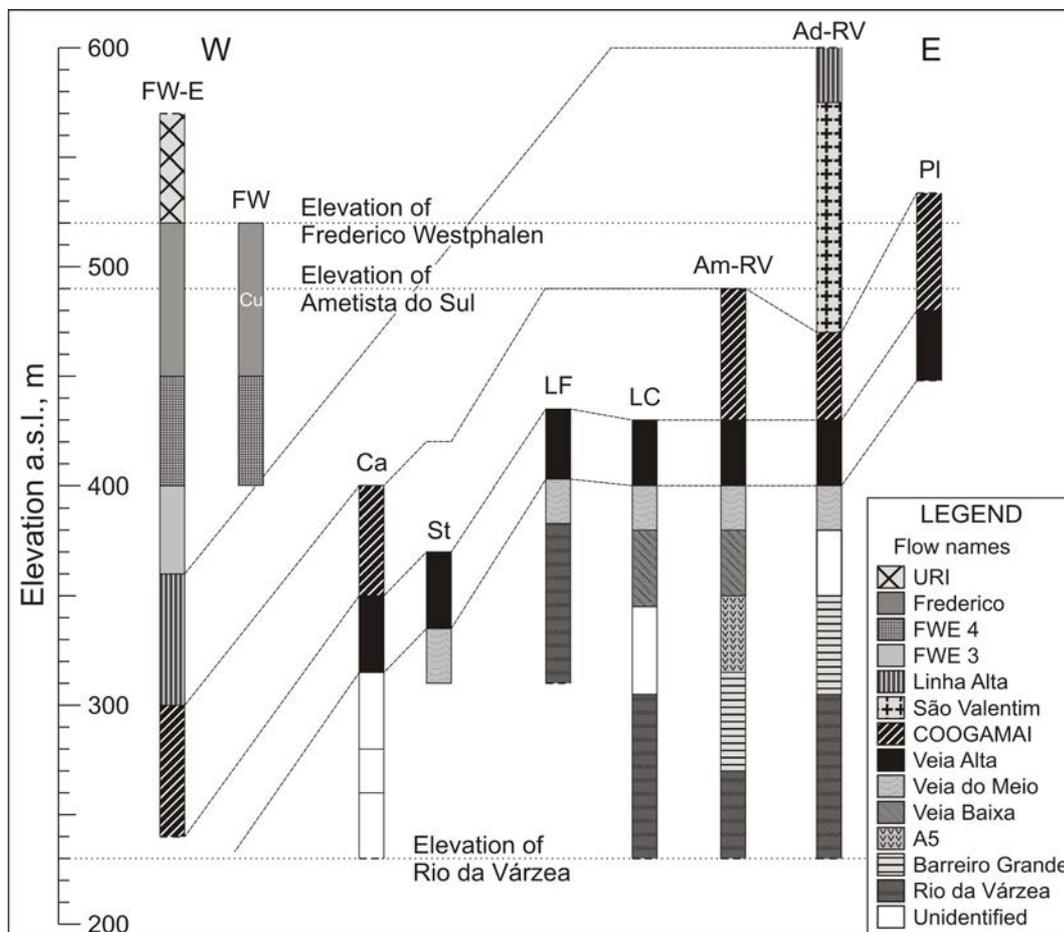


Figura 4 – Correlação das seções estratigráficas descritas na região dos distrito mineiro de Ametista do Sul e na região de Frederico Westphalen, mostrando a individualização dos derrames e a relação espacial entre eles.

Foram identificados no distrito mineiro de Ametista do Sul três derrames produtores de geodos de ametista, localmente chamados de Veia Alta, Veia do Meio e Veia Baixa, pelos garimpeiros. Esse três derrames produtores são classificados como derrames do tipo químico Pitanga. O derrame Veia Alta é o principal horizonte

produtor da região, com uma notável quantidade e qualidade de geodos. Os três derrames hospedeiros de geodos são classificados com derrames do tipo I, definido por Gomes (1996), com a porção central maciça, sem estrutural de resfriamento do tipo disjunção colunar ou entablamento.

As rochas no distrito mineiro estão intensamente alteradas, principalmente os derrames do tipo Pitanga e em especial os três derrames produtores (Veia Alta, Veia do Meio e Veia Baixa). A matriz das rochas, juntamente com as porções mais finas da rocha, como os cristais diminutos de clinopiroxênio, foi alterada para argilominerais, formando uma espécie de bolsões de alteração. Esses bolsões de alteração são preenchidos por um material anisótropo, verde a castanho, provavelmente argilominerais do grupo das esmectitas. Essa alteração hidrotermal é um processo intenso que ocorre ao longo de todos os componentes da rocha, principalmente nos componentes mais finos, como a matriz microcristalina e os pequenos cristais de piroxênio. O processo de alteração hidrotermal de baixa temperatura e os argilominerais existentes na rocha são importantes componentes que controlam a reologia da rocha, transformando o basalto em um esmectita metabasalto de baixo grau.

Em adição aos nove derrames identificados em Ametista do Sul, foram individualizados mais quatro derrames na região de Frederico Westphalen, denominados FWE3, FWE4, Frederico e URI (figura 4). Os derrames COOGAMAI e Linha Alta, identificados em Ametista do Sul, estão presentes na base da região de Frederico Westphalen. Todos os quatro derrames identificados para essa região são do tipo Paranapanema. Com essa correlação dos derrames, é possível estabelecer que a estratigrafia da região que compreende Frederico Westphalen e o distrito mineiro de Ametista do Sul é composta por um grupo de 13 derrames, dos quais seis são do tipo químico Pitanga, na base, e sete são do tipo Paranapanema, no topo.

Análises químicas de rocha total de amostras dos 13 derrames identificados na área de estudo, plotam no campo de basaltos toleítico no diagrama de álcalis totais *versus* sílica (TAS), com conteúdo de SiO₂ variando entre ~47 e ~51 peso%. O conteúdo de TiO₂ das rochas dos derrames do tipo Paranapanema varia entre ~1,9 e ~2,6 peso% e dos derrames do tipo Pitanga entre ~3,3 e ~4,3 peso%. Os derrames foram separados por pequenas variações no conteúdo de óxidos como o TiO₂ e P₂O₅ e também elementos traço imóveis como Zr, Y e Ce.

O método da cintilometria tem sido usado como uma ferramenta portátil, direta

e eficiente na separação de derrames vulcânicos e, neste caso, na separação de derrames de diferentes magma tipos, como Pitanga e Paranapanema. A média das medidas de cintilometria nos derrames do tipo Paranapanema da região são mais baixa (~51 contagens por segundo – cps) que a média das medidas nos derrames do tipo Pitanga (~68 cps), evidenciando uma diferenciação rápida e direta ainda na escala do trabalho de campo. O método da cintilometria se mostrou eficiente não só para distinguir derrames de diferentes tipos químicos, mas também para separar derrames do mesmo tipo químico, que apresentem um mínimo de diferença química em suas composições. Por outro lado, derrames quimicamente muito similares dão medidas também muito similares, dificultando a separação direta no campo, com base na cintilometria. Essas evidências reforçam o fato de que o método da cintilometria é uma ferramenta potente na separação de derrames vulcânicos na escala de afloramento, como um resultado da variação química das rochas de diferentes derrames.

A relação espacial entre os 13 derrames que formam a estratigrafia da região do distrito mineiro de Ametista do Sul, juntamente com a região de Frederico Westphalen, foi estabelecida através da identificação e correlação dos derrames em diferentes áreas e localizações. O par de derrames Veia Alta - COOGAMAI é um bom horizonte guia para a correlação estratigráfica entre áreas amplas, por se tratar de um derrame do tipo Pitanga, mineralizado, maciço sobreposto por um derrame Paranapanema não mineralizado, com disjunção colunar.

Estes derrames, além de serem identificados na região de Ametista do Sul (bloco Ametista do Sul), foram também identificados na região de Planalto, com elevação aproximadamente 40 m acima, quando comparado com o bloco Ametista do Sul. Sendo assim, a leste do bloco Ametista do Sul, o bloco Planalto está erguido. Na região de Saltinho, sul da cidade de Ametista do Sul, os derrames Veia Alta e Veia do Meio, com garimpos, estão posicionados dezenas de metros abaixo na cota. Essa região foi abatida aproximadamente 70 m, comparado com o bloco Ametista do Sul. A oeste de Ametista do Sul, na região de Castelinho, posicionada a oeste do Rio da Várzea, o par de derrames Veia Alta-COOGAMAI foi identificado novamente em um posição rebaixada, mostrando que o bloco Castelinho está cerca de 100 m abaixo da posição original no bloco Ametista do Sul. Mais a oeste, na região de Frederico Westphalen, os derrames COOGAMAI e Linha Alta foram identificados na base de um vale, a aproximadamente 300 m de elevação (acima do nível do mar, a.s.l.). Isto mostra que o bloco Frederico Westphalen foi abatido mais de 200 m,

comparado com o bloco Ametista do Sul. A identificação do derrame COOGAMAI nesta posição sugere que o derrame produtor de geodos de ametista Veia Alta (imediatamente abaixo do derrame COOGAMAI na estratigrafia da região) está posicionado no subsolo da região ou abaixo da cota de 250 m, em Frederico Westphalen.

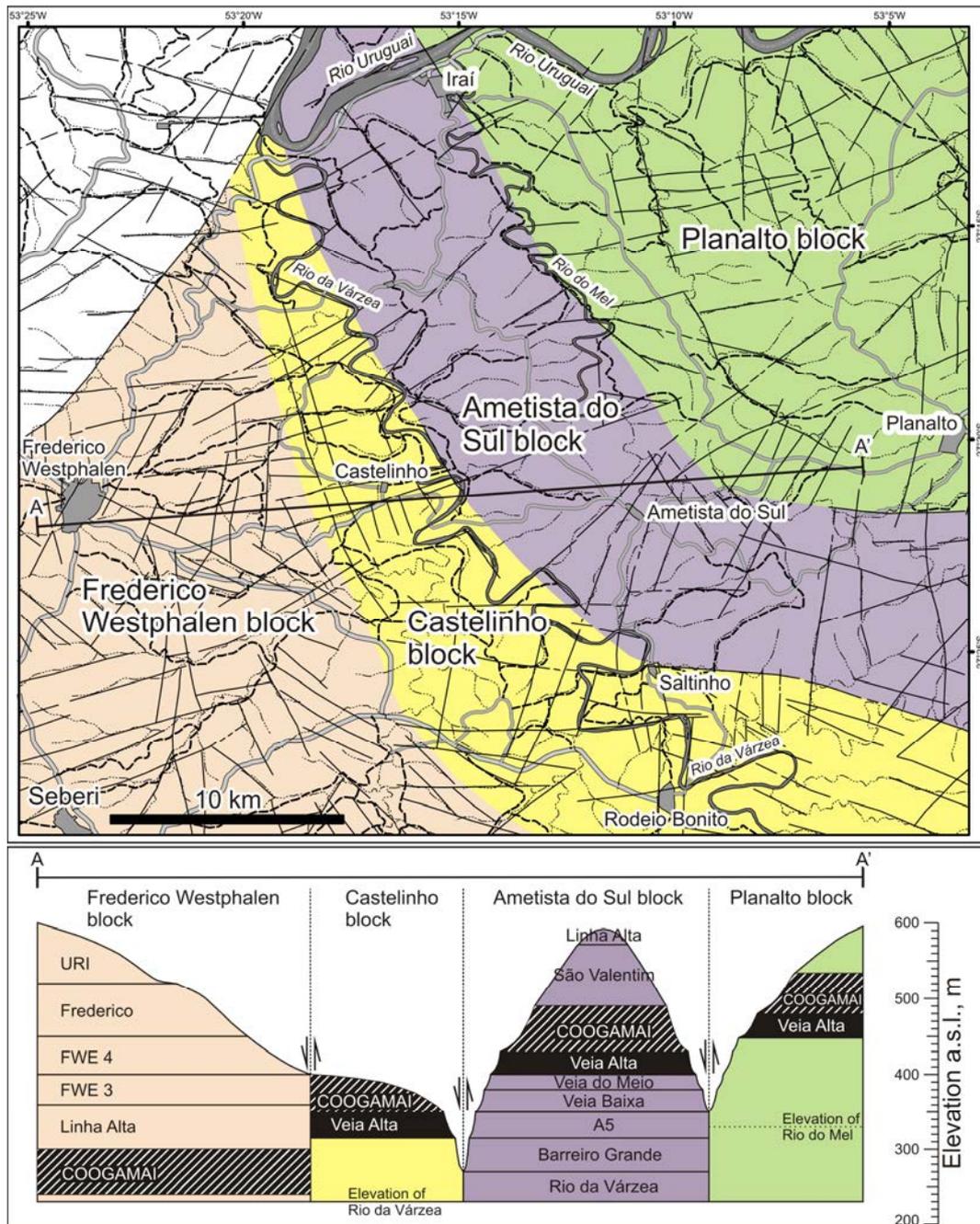


Figura 5 – Mapa cartográfico (modificado de Dias & Parisi, 2008) com a separação dos blocos estruturais identificados na região; e a seção geológica A – A' com a individualização e correlação dos derrames, mostrando a estrutura em hemi-graben da região.

Esta evidência de blocos abatidos conduz a interpretação para a existência de

uma estrutura em hemi-graben, rebaixando a estratigrafia da região em mais de 200 m para oeste em quatro degraus, representados pelos blocos Planalto, Ametista do Sul, Castelinho e Frederico Westphalen. Os lineamentos estruturais que geraram essa estrutura em hemi-graben parecem ser lineamentos paralelos, de direção NW (330-340). Tratam-se dos lineamentos em que os rios do Mel e da Várzea estão encaixados e mais outro lineamento logo a oeste de Castelinho. Esta estrutura em hemi-graben está controlando verticalmente o depósito de geodos de ametista, que está compartimentado pelos blocos altos e baixos na estrutura, restringindo a ocorrência do minério diretamente relacionado com a elevação nas áreas em questão.

Referências bibliográficas

- Bellieni, G., Comin-Chiaramonti, P., Marques, L.S., Melfi, A.J., Piccirillo, E.M., Nardy & A.J., Roisenberg A. 1984a. High- and low-Ti flood basalts from the Paraná plateau (Brazil): petrology and geochemical aspects bearing on their mantle origin. *Neues Jahrbuch Min., Abh.*, 150: 272-306.
- Bellieni, G., Comin-Chiaramonti, P., Ernesto, M., Melfi, A.J., Pacca, I.G. & Piccirillo, E.M. 1984b. Flood basalt to rhyolite suites in the southern Paraná plateau (Brazil): paleomagnetism, petrogenesis and geodynamic implications. *Journal of Petrology*, 25: 579-618.
- Bossi, J. & Caggiano, W. 1974. Contribuicion a la geologia de amatista del Departamento de Artigas (Uruguai). CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, 1974, Porto Alegre, *Anais do XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia*, Porto Alegre, SBG, v. 3, p. 301-318.
- Dias, A.A. & Parisi, G.N. 2008. Relatório do Projeto Geologia para Apoio aos Arranjos Produtivos de Gemas do Rio Grande do Sul, RS; Frederico Westphalen, folha SG.22-Y-C-II - Porto Alegre: CPRM. 73p.
- Duarte, L.C., Hartmann, L.A., Vasconcelos, M.A.Z., Medeiros, J.T.N. & Theye, T. 2009. Epigenetic formation of amethyst-bearing geodes from Los Catalanes gemological district, Artigas, Uruguay, southern Paraná Magmatic-Province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 184: 427-436.
- Frank, H.T., Gomes, M.E.B. & Formoso, M.L. 2009. Review of the areal extend and the volume of the Serra Geral Formation, Paraná Basin, South America. *Pesquisas em Geociências*, 36(1): 49-57.
- Gilg, H.A., Morteani, G., Kostitsyn, Y., Preinfalk, C., Gatter, I. & Strieder, A.J. 2003. Genesis of amethyst geodes in basaltic rocks of the Serra Geral Formation (Ametista do Sul, Rio Grande do Sul, Brazil): a fluid inclusion, REE, oxygen, carbon, and Sr isotope study on basalt, quartz, and calcite. *Mineralium Deposita*, 38: 1009-1025.
- Gomes, M.E.B., Mexias, A.S., Scopel, R., Bongioiolo, E.M., Formoso, M.L.L. & Milara, T., 2005. Volcanic sequence of the amethyst district in south Paraná province, Rio Grande do Sul, Brazil: Flow emplacement mechanism and geodes formation. SIMPÓSIO BRASILEIRO DE METALOGENIA, 1, 2005, Gramado. *Anais do I Simpósio Brasileiro de Metalogenia*. Gramado, 1 CD-ROM, 3 pp.
- Gomes, M.E.B., 1996. *Mecanismos de resfriamento, estruturação e processos pós-*

magmáticos em basaltos da Bacia do Paraná - região de Frederico Westphalen (RS) - Brasil. Porto Alegre, Brasil, 219 p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

- Hartmann, L.A., Duarte, L.C., Massonne, H.-J., Michelin, C., Rosenstengel, L.M., Bergmann, M., Theye, T., Pertille, J., Arena, K.R., Duarte, S.K., Pinto, V.M., Barboza, E.G., Rosa, M.L.C.C. & Wildner, W. 2011. Sequential opening and filling of cavities forming vesicles, amygdalae and giant amethyst geodes in lavas from the southern Paraná volcanic province, Brazil and Uruguay. *International Geology Review*, DOI: 10.1080/00206814.2010.496253.
- Hartmann, L.A., Wildner, W., Duarte, L.C., Duarte, S.K., Pertille, J., Arena, K.R., Martins, L.C. & Dias, N.L. 2010. Geochemical and scintillometric characterization and correlation of amethyst-bearing Paraná lavas from the Quaraí and Los Catalanes districts, Brazil and Uruguay. *Geology Magazine*, 147: 954-970.
- Hartmann, L.A. 2008. *Amethyst geodes formed from hot water in dinosaur times*. Porto Alegre, UFRGS, 76p.
- Herd, R.A. & Pinkerton, H. 1997. Bubble coalescence in basaltic lava: Its impact on the evolution of bubble populations. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 75: 137-157.
- Mantovani, M.S.M., Marques, L.S., De Sousa, M.A., Civetta, L., Atalla, L. & Innocenti, F. 1985. Trace element and strontium isotope constraints on the origin and evolution of Paraná continental flood basalts of Santa Catarina state (southern Brazil). *Journal of Petrology*, 26: 187-209.
- Meunier, A., Formoso, M.L.L., Patrier, P. & Chies, J.O. 1988. Altération hydrothermale de roches volcaniques liées à la gènesse des améthystes - Bassin du Paraná - sud du Brésil. *Geochimica Brasiliensis*, 2: 127-142.
- Peate, D.W., 1997. The Paraná-Etendeka Province. In: J.J. Mahoney, Coffin, M.R., (ed). *Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism*. Washington DC, Geophysical Monograph 100, p. 217-245.
- Peate, D.W., Hawksworth C.J. & Mantovani, M.S.M. 1992. Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution. *Bulletim of Volcanology*, 55: 119-139.
- Pinto, V.M. & Hartmann, L.A. 2011. Flow-by-flow chemical stratigraphy and evolution of thirteen Serra Geral Group basalt flows from Vista Alegre, southernmost

- Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* (aceito para publicação).
- Proust, D. & Fontaine, C. 2007a. Amethyst-bearing lava flows in the Paraná Basin (Rio Grande do Sul, Brazil): cooling, vesiculation and formation of the geodic cavities. *Geology Magazine*, 144: 53-65.
- Proust, D. & Fontaine, C. 2007b. Amethyst geodes in the basaltic flow from Triz quarry at Ametista do Sul (Rio Grande do Sul, Brazil): magmatic source of silica for the amethyst crystallizations. *Geology Magazine*, 144: 731–740.
- Scopel, R.M., Gomes, M.E.B.G., Formoso, M.L.L. & Proust, D. 1998. Derrames portadores de ametistas na região de Frederico Westphalen-Iraí-Planalto-Ametista do Sul, RS – Brasil. CONGRESSO URUGUAIO DE GEOLOGIA, 2., 1998, Punta del Leste. *Actas del II Congreso Uruguayo de Geología*. Punta del Leste, v. 1, p. 243-252.
- Wildner, W., Hartmann, L.A. & Cunha-Lopes, R. 2009. A proposed stratigraphy for the Serra Geral Group in the Paraná Basin. *In*: Milani, E.J., Chemale Jr., F., (ed). *Correlation Brazil-Africa*. Gramado, PETROBRAS (in press).
- Wildner, W., Santos, J.O.S., Hartmann, L.A. & McNaughton, N.J. 2006. Serra Geral volcanic climax at 135 Ma: first U–Pb isotopic results on zircon. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 43., 2006, Aracajú. *Anais do XLIII Congresso Brasileiro de Geologia*. Aracaju, SBG, v.1, p. 126.
- Zalán, P.V., Wolff, S., Conceição, J.C.J., Marques, A., Astolfi, M.A.M., Vieira, I.S., Appi, V.T. & Zanotto, O.A. 1990. Bacia do Paraná. *In*: Raja-Gabaglia, G.P., Milani, E.J. (ed). *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*. Rio de Janeiro, PETROBRÁS/SEREC/CEN-SUD, p. 135-168.
- Zerfass, H., Chemale Jr, F., Lavina, E. 2005. Tectonic control of the Triassic Santa Maria Supersequence of the Paraná Basin, southernmost Brazil, and its correlation to the Waterberg Basin, Namibia. *Gondwana Research*, 8(2): 163-176.

CAPÍTULO 2. ARTIGO CIENTÍFICO

Title: Hemi-graben characterization of the Ametista do Sul mining district, Cretaceous Paraná volcanic province of southern Brazil

Authors: Rosenstengel, L.M.^a, Hartmann, L.A.^a

^aInstituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Avenida Bento Gonçalves, 9500; 91501-970 Porto Alegre, Rio Grande do Sul, Brazil.

ABSTRACT

The Paraná volcanic province is the world's largest producer of amethyst geodes, mostly Ametista do Sul mining district (20-30 km) in southern Brazil. The description of the lava flows in the Ametista do Sul mining district, and adjacent areas, combined with flow-by-flow geochemistry and scintillometry, defines the stratigraphy of the flows. A major result is the fault-controlled regional distribution of the ore deposits. Nine flows are individualized, six of them Pitanga magma type (>3 wt.% TiO₂) and occur at the base of the stratigraphy and three flows are Parapanema magma type (2-3 wt.% TiO₂) at the top of the stratigraphy. The amethyst-bearing geodes are contained in the uppermost three Pitanga flows that are known as the Veia Alta (main producer), Veia do Meio and Veia Baixa flows. The rocks from the mining district were highly altered to clay minerals by a low temperature alteration process, particularly the three producing flows. The massive presence of clay minerals in the rock is an important component that controls the rheology of the rock, transforming the basalt into a very low grade smectite metabasalt, directly related to the geodes formation by a ballooning process. Four additional flows were identified in the Frederico Westphalen region, totalizing 13 flows in the stratigraphy of the Ametista do Sul mining district. The

two uppermost Paranapanema flows from Ametista do Sul (COOGAMAI and Linha Alta flows) occur at the base of the stratigraphy in the Frederico Westphalen region. The presence of down-thrown blocks leads to the interpretation of a hemi-graben structure, lowering the blocks more than 200 m in four steps, represented by Planalto, Ametista do Sul, Castelinho and Frederico Westphalen blocks. The NW tectonic patterns that generate the hemi-graben structure are the Rio do Mel lineament, that separates the Planalto block from Ametista do Sul block; the Rio da Várzea lineament, dividing the Ametista do Sul block from Castelinho block; and a lineament positioned immediately to the west of the Castelinho region, that disconnects the Castelinho block from the Frederico Westphalen block. The identification of the COOGAMAI flow at the base of the stratigraphy in the Frederico Westphalen region, suggests that the Veia Alta geode-hosting flow is below the ground or below the elevation of 250 m in this region. The hemi-graben structure is controlling vertically the deposit of amethyst-bearing geodes, which is compartmented by the high and low blocks, and is of major significance in the exploration for new amethyst geode deposits in the region.

2.1. Introduction

The Paraná volcanic province is the world's largest producer of amethyst geodes (400 ton/month), mostly Ametista do Sul mining district (20-30 km) in southern Brazil (Fig. 1). The prolate geodes have cylindrical shapes up to 5 m x 1 m and are much prized by collectors and museums. The Ametista do Sul mining district is located in the northern part of the Rio Grande do Sul state, and has the largest known deposit of amethyst-bearing geodes in the world, and also some agate, gypsum, zeolite and calcite gemstones (Silva, 2010). The underground galleries (*garimpos*) are similar to the methodology of room and pillars, with parallel advance galleries containing pillars to support the roof, displaying often a chaotic distribution of progress (Silva, 2010). An average sized gallery produces 2.1 ton/month of geodes, with about 4 m of advance, generating 86 m³ of waste. The distribution of extracted ore quality is 22% of high quality violet color, 37% of medium color and 41% of weak color (Silva, 2010).

To understand the origin of these geode deposits, it is essential to study the

mining district volcanic stratigraphy and each lava flow separately. The age of the lava effusion is near 135 Ma (Pinto et al., 2011a). Just as significant is the study of the tectonic relationships of the rocks in the district. Several studies of the genesis and filling process of these geodes were made in the last decades, e.g., Meunier et al. (1988), Herd and Pinkerton (1997), Scopel et al. (1998), Gilg et al. (2003), Duarte et al. (2009, 2011), Gomes et al. (2005), Proust and Fontaine (2007a, b), Commin-Fischer et al. (2010), Hartmann et al. (2010, 2011). However, these studies did not focus on the mapping of lava flows and the determination of the Ametista do Sul mining district stratigraphy and structure. Hartmann et al. (2010) published a comparable study for the Quaraí mining district on the border with Uruguay. The individualization of the volcanic events (flows) and definition of the Ametista do Sul mining district stratigraphy are necessary for the understanding of the geology of this important geode producer.

Large faults cut the mining districts and are readily visible in satellite images. These have been mentioned in many studies but were considered transcurrent faults with minor vertical displacement. As a consequence, each individual lava flow was considered to occur at the same elevation in the district. However, in the Ametista do Sul – Frederico Westphalen region, important tectonic patterns were recently identified with directions 300-310, 030-040, 340-NS, 060-070 and EW by Dias and Parisi (2008). The 300-310 structure is interpreted as a system of normal faults, followed by a second distensional episode related to 340-NS direction.

Just as in the Ametista do Sul region, these NW-structures are common in the entire extent of the Paraná Basin in Rio Grande do Sul state. In the region of Santa Maria, sequences of rock from Paraná Basin are exposed, including the volcanic rocks from Paraná volcanic province, and two populations of NW-striking fractures were identified (Zerfass et al., 2005). The rocks from Paraná volcanic province present fractures with NW-strike varying between 295-345. The NW-striking planes show a dominance of normal slickenside lineations and were interpreted as normal faults (Zerfass et al., 2005). These are probably similar to the faults identified in the Ametista do Sul mining district.

The massive presence of these structural elements both in the studied region and in the basaltic province in general, is a strong evidence of vertical displacement of blocks. The faults may cut the rocks units of mining district, and this introduces and additional complexity in the spatial relationship between the

lava flows. The eventual presence of the NW-directed normal faults is a major factor in the E-W stratigraphic correlation. Thus we examine here the structure of the district based on the identification and throw of the vertical displacements in the faults.

The present study focusses on the description of the local geology and defines for the first time the stratigraphy of the lava flows present in the mining district. Also very important, the spatial relationship between the lava flows and the regional distribution of the ore deposits, as related to regional lineaments and faults. We also focus on the identification and description of the geode-producing flows and their geochemistry. To achieve these goals, the method of study includes field description of the flow structure, elevation control, scintillometry of each lava flow, petrography and flow-by-flow whole-rock geochemical composition.

2.2. Regional geology

The Paraná volcanic province includes the Serra Geral Group (Wildner et al., 2009) and correlates with Etendeka basalts in Africa. The province is one of the largest exposures of continental igneous provinces (LIP's) on Earth. The Paraná volcanic province covers an extensive area in central-eastern South America (Fig. 1). The volcanic units in South America and Africa were considered as a single magmatic province (Bellieni et al., 1984a) with fragmentation closely associated with the opening of the South Atlantic Ocean during the Early Cretaceous (Peate et al., 1992) and the presence of Tristan mantle plume.



Figure 6 – Geologic map of southeastern South America, showing the basalts and rhyolites of the Paraná volcanic province (light gray) in the Paraná basin, the pre-volcanic sedimentary rocks and Precambrian basement (white) and the post-volcanic sedimentary rocks (dark gray), modified from Peate et al. (1992).

The Paraná volcanic rocks cover a large area in southern Brazil, Uruguay, eastern Paraguay and northern Argentina. The area of exposure of volcanic rocks was considered near $1.2 \times 10^6 \text{ km}^2$ and the volume of rock around $800,000 \text{ km}^3$. A revision of this evaluation (Frank et al., 2009) places the exposed area of volcanic rocks in the Paraná Basin at about $917,000 \text{ km}^2$ ($\pm 15,000 \text{ km}^2$) and the volume of extrusive rocks at least $450,000 \text{ km}^3$ and the intrusive sill-type bodies to be at least $112,000 \text{ km}^3$. For the Paraná-Etendeka province as a whole, a minimum volume of

1,700,000 km³ was estimated (Frank et al., 2009). The sequence of lava from the province has its thickest portion in the north, around 1.5-1.7 km of accumulation of lavas, coincident with the deepest part of the Paraná Basin (Peate, 1997), with remnant thickness ranging from few meters at the borders to more than 1700 meters on its depocentre (Zalán et al., 1990; Wildner et al., 2006). This thickest portion is located 300 km north of Ametista do Sul (Duarte et al., 2009).

The Paraná-Etendeka magmatism is strongly bimodal, dominated by tholeiitic basalts and basaltic andesites (> 90%), although significant quantities of acid rocks (rhyolites and rhyodacites) are found along the Brazilian lava pile and in Etendeka (Peate et al., 1992). In Brazil, the lower sections of the sequence are largely composed of tholeiitic basalts and tholeiitic basaltic andesites while the upper portions are essentially represented by rhyodacites showing intercalations of basaltic and andesitic rock-types (Bellieni et al., 1984b).

Initial classifications (Bellieni et al., 1984a; Mantovani et al., 1985a) for the Serra Geral Group divided the volcanism into a 'Low-Ti' group (<2 wt% TiO₂), restricted to the south of the province, and a 'High-Ti' group (>2 wt% TiO₂), dominant in the north. Otherwise, a more complex picture has emerged, from the recognition of distinct sub-groups of the original simple classification (Peate et al., 1992). So, a new classification scheme has been developed to separate the lava flows of the Paraná volcanic province into geochemically distinct magma types. Six different basaltic magma types were identified by Peate et al. (1992), distinguished by specific major and trace elements abundance and ratios, in order to create a chemical stratigraphy of the Paraná lavas. These six basaltic magma types are still distributed according to the initial classification as 'low-Ti group' comprehending Gramado, Esmeralda and Ribeira types and 'high-Ti group' comprehending Urubici, Pitanga and Paranapanema types.

The regional distribution of distinct high-Ti/Y and low-Ti/Y magma types implies that magma generation occurred over a wide area and involved different mantle sources. In the Paraná basalts, low contents of MgO (3-7 wt.%) denote fractional crystallization and the Gramado magma type appears to have an important upper crustal assimilation on its evolution (Peate, 1997). However, those basalts that are considered to be uncontaminated by crust present trace element, isotope and major element characteristics correlated with mantle sources distinct from oceanic basalts. The Esmeralda magma type appears to be different,

demanding a component from incompatible-element-depleted asthenosphere. In conclusion, the role of the Tristan mantle plume appears to have been largely passive, with conductive heating facilitating mobilization of old lithospheric material (Peate, 1997).

In the study area, the amethyst-bearing geodes are hosted by a ~40 to 50 m thick subhorizontal high-Ti basaltic lava flow and the high TiO₂ content (> 3.4 wt%) of this lava, together with other ratios and geochemical parameters, define it as Pitanga magma type flow (Gilg et al., 2003). The volcanic rocks are tholeiitic basalts, showing within-plate signature (Zr/Y > 6) typical of the Paraná volcanic province (Gilg et al., 2003). Dias and Parisi (2008) also performed whole-rock geochemical analyses and classified the lavas from Ametista do Sul mining district as Pitanga magma type at the base of the sequence and Paranapanema type at the top. Five sets of flows were individualized, according to field criteria and separated by guide-horizons (Dias & Parisi, 2008). These sets of flows are constituted by an assemblage of basic volcanic flows and the guide-horizons used to separate the sets are composed by a pair of sandstones and volcanic breccias (Dias & Parisi, 2008).

For the Frederico Westphalen region, a sequence of 12 flows was identified, classified as Pitanga and Paranapanema magma types (Gomes, 1996). The Pitanga type flows occur at the base of the stratigraphy and the fourth flow marks the first Paranapanema magma type in the region. Above that, the Pitanga and Paranapanema magma type lava flows occur intercalated (Gomes, 1996). Four of these flows were defined as geode-hosting flows, number 2, 6, 8 (Pitanga magma type) and 9 (Paranapanema type) (Gomes, 1996). However, in the same area (Frederico Westphalen and Vista Alegre region) Pinto and Hartmann (2011) individualized 13 flows. Five of them are Pitanga type flows (high-Ti/Y ~600, >3 wt.% TiO₂), occurring at the base of the stratigraphy, and eight of them are Paranapanema type flows (medium Ti/Y ~400, 2 - 3 wt.% TiO₂), at the top of the stratigraphy and no intercalation of the two magma types was identified. Furthermore, a 200 m dropdown was identified in the Itapiranga block compared with the Frederico Westphalen block (Pinto and Hartmann, 2011).

The volcanic flows of the Alto Uruguai region, comprehending Frederico Westphalen and Ametista do Sul, were separated into types I and II, according to their internal structure and thickness (Gomes, 1996). Type I flows are described as

thin flows, between 15 and 35 meters, with a massive central portion containing the geodes in the producing flows. Type II lava flows are thicker, between 30 and 50 meters, and present a central portion with cooling structures, like colonnade joints and entablature. Both types of lava flows present upper and basal vesicular horizons (Gomes, 1996).

2.3. Methodology

This work included field mapping, geophysical survey, petrographic and geochemical study of rocks. Extensive field work (45 days) was supported by satellite image study, data organization and the study of previous investigations.

Collected rocks were thin sectioned ($n = 21$) and studied with the optical microscope. These thin sections are representative of all identified flows in the Ametista do Sul mining district and some flows from Frederico Westphalen region. Five thin sections from the mineralized Veia Alta flow were described.

The field work was done mainly in September 2009 and March 2010, adding up to 45 days of field work. Five geological sections were described (Fig. 2): Ametista do Sul – Rio da Várzea (Am-RV); Adair Martins – Rio da Várzea (Ad-RV); Linha da Fruteira (LF); Linha da Curta (LC); Frederico Westphalen – Encruzilhada (FW-E) and some isolated outcrops in Planalto (PI), Saltinho (St), Castelinho (Ca) and Frederico Westphalen (FW), in order to individualize the lava flows and identify the local stratigraphy. These geological sections include field description of the outcrops, field scintillometric measurement and rock sampling for whole-rock geochemistry and thin sections, all with elevation control by a handheld GPS receiver (Garmin Etrex Vista HCx) with barometric altimeter. An initial stratigraphic ordering was established in the field, later to be confirmed or rectified with the help of the flow-by-flow whole-rock geochemistry and petrography, integrated with the scintillometry.

A CPRM (Brazilian Geological Survey) portable gamma ray scintillometer model GR0110G, by SAIC Exploranium, was used for the emission rates measurements. Measurements ($n = 86$; cps = counts per second) were made in outcrops which were also sampled.

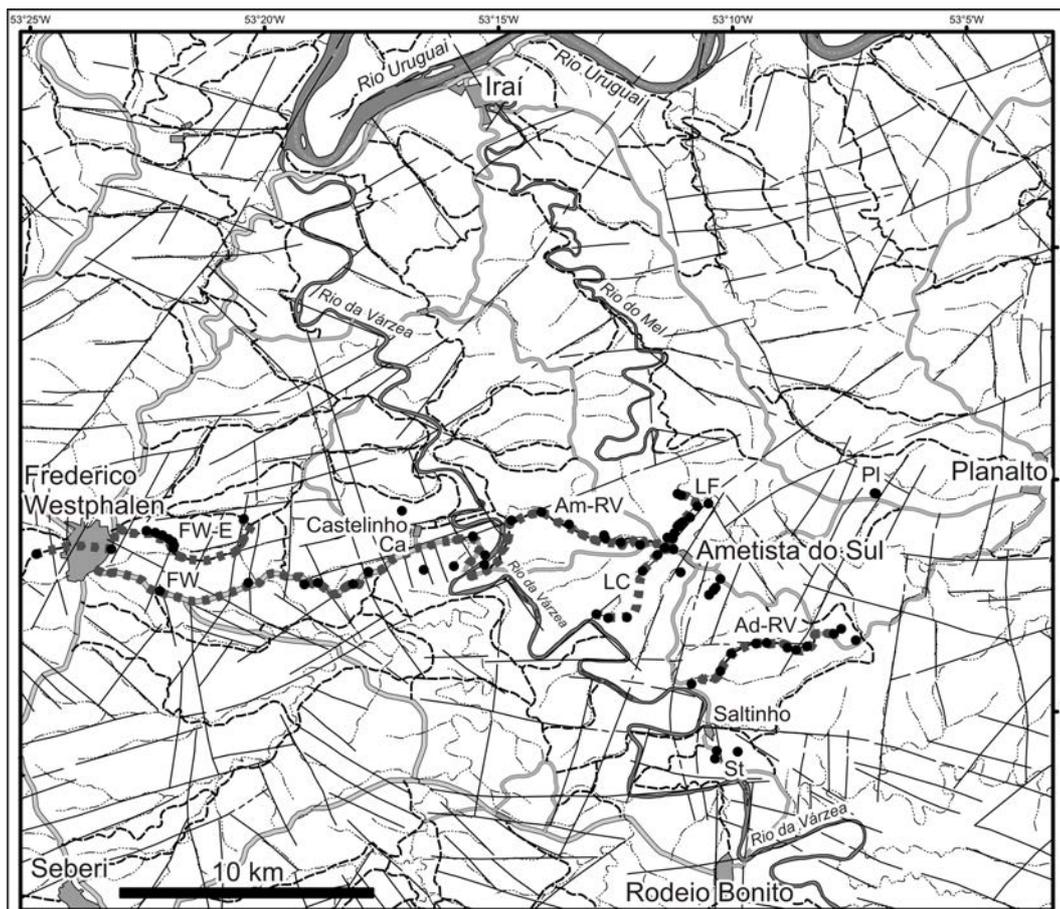


Figure 7 – Base map showing the Ametista do Sul - Frederico Westphalen region. Dashed grey lines identify the geological sections described with the initial on the map and black dots represent the described outcrops in these sections. The black thin lines are the structural lineaments of the area, from Dias and Parisi (2008). Base map modified from Dias and Parisi (2008).

Chemical analyses of 56 bulk rock samples (Fig. 3) were performed for this study by ACME Analytical Laboratories, Vancouver, Canada. The position of all analyzed samples is indicated in Figure 3. Total abundances of major and trace elements were analyzed by ICP-emission spectrometry following a Lithium metaborate/tetraborate fusion and dilute nitric digestion. Loss on ignition (LOI) was determined by weight difference after ignition at 1000°C. Rare earth and refractory elements were analyzed by ICP mass spectrometry and were submitted to the same decomposition as the major and trace elements. In addition, the precious and base metals were analyzed by ICP Mass Spectrometry, after digestion in Aqua Regia. Other chemical analyses of whole-rocks from previous studies, such as Gomes (1996), Gilg et al. (2003), Dias and Parisi (2008) and

Pinto and Hartmann (2011) are integrated in the interpretations.

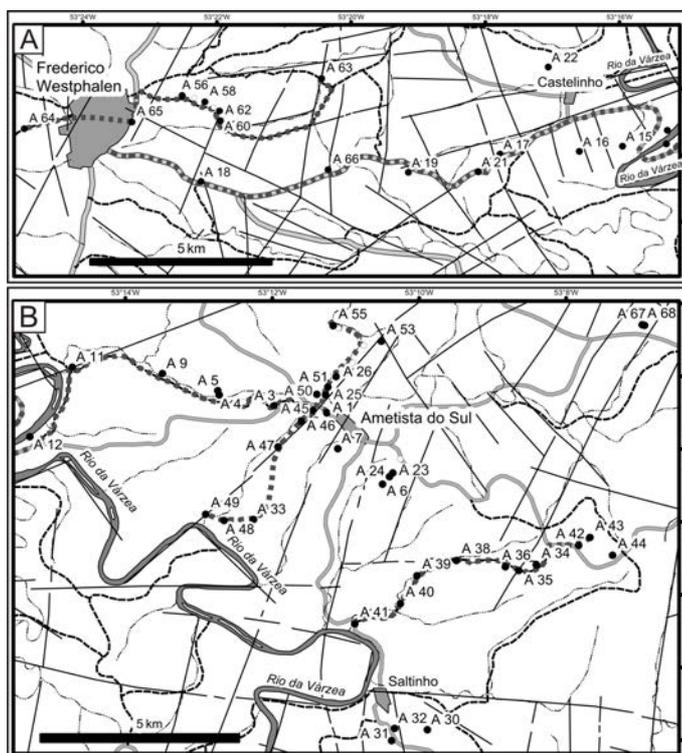


Figure 8 – Base map (modified from Dias and Parisi, 2008) showing in detail the geological sections for Frederico Westphalen (A) and Ametista do Sul (B) areas. The black dots identified with numbers are the whole-rock geochemical analyzed samples of the present research. The black thin lines are the structural lineaments of the area from Dias and Parisi (2008).

2.4. Results

2.4.1 Geology and petrology of the mining district

Detailed geological mapping of the Ametista do Sul region was done by Szubert et al. (1978), Cassedanne (1988) and Corrêa et al. (1994). Up to nine individual subhorizontal basaltic lava flows were mapped in the area. The deposits of the amethyst-bearing geodes are located in the fifth flow upwards from the valley (Corrêa et al., 1994). These deposits occur in a well-defined horizon at 400 to 440 m above sea level in the geode-producing flow (Gilg et al., 2003). This flow was subdivided into the three following units by Gilg et al. (2003): 5 to 10 m thick strongly weathered, vesicular basalt horizon, with breccias including angular

Botucatú sandstone blocks at the top; 0.3 to 1.5 m thick transitional zone of highly fractured basalt, mainly subhorizontal fractures; and 20 to 30 m thick massive basalt that represents the main portion of the flow. This unit was also subdivided from top to bottom into a 2 to 4 m thick geode-hosting layer, a 10 to 25 m thick layer of massive basalt with rare vertical fractures and a 3 to 5 m thick basal horizon with frequent horizontal fractures.

According to the present research, three amethyst-bearing geode-hosting flows occur in the Ametista do Sul mining district, locally called as Veia Alta, Veia do Meio and Veia Baixa by the miners. According to local knowledge and unpublished data from the mining workers cooperative (COOGAMAI), the Ametista do Sul mining district produces about 400 ton/month of amethyst geodes. The Veia Alta flow is the main horizon of the mining district, producing high quantities of giant amethyst geodes, with notable quality of the gemstone. The Veia do Meio flow is less mined, with few galleries. The production of Veia do Meio is of low quantities, but high quality geodes, similar to the Veia Alta flow. The Veia Baixa flow, also less explored, has an extensive production, but with low quality geodes.

These three geode-producing flows are classified as type I flow, as defined by Gomes (1996), showing no cooling joints in the central portion of the flow, such as colonnade disjunction or entablature. The Veia Alta flow is thin, about 30 m thick, and is positioned between 400 and 430 m above sea level (a.s.l.) in the mining district. The flow is composed by a thin amygdaloidal basalt portion about 50 cm thick, followed by a central massive portion, which represents the main part of the flow, and is about 25 m thick, without cooling joints. In the top 2 m of this massive portion, there is a level with giant amethyst geodes, where the galleries are located, about 425 m a.s.l. (Fig. 4A). Above this geodic level there is an intensive fractured section, with irregular and interconnected fractures that generates small pseudo-hexagonal blocks in the entire level. This part is locally called as *cascalho*, is about 1 m thick and is used as a guide horizon for the mining activity, commonly forming the ceiling of the galleries. On the base of this *cascalho* portion there is a set of horizontal fractures. On top of the flow, above this pseudo-hexagonal blocks portion, there is the amygdaloidal basalt crust, with about 2 m thick that marks the top of the flow. This vesicular level has always intensive interaction with injected sandstone (Fig. 4B), like centimetric dykes and sills of silicified sandstone and other evidences of hydrothermal processes, such

as quartz veins and veinlets (stockwork) and hydrothermal breccia (Fig. 4C), with injected sandstones (Figs. 4D and 4E).

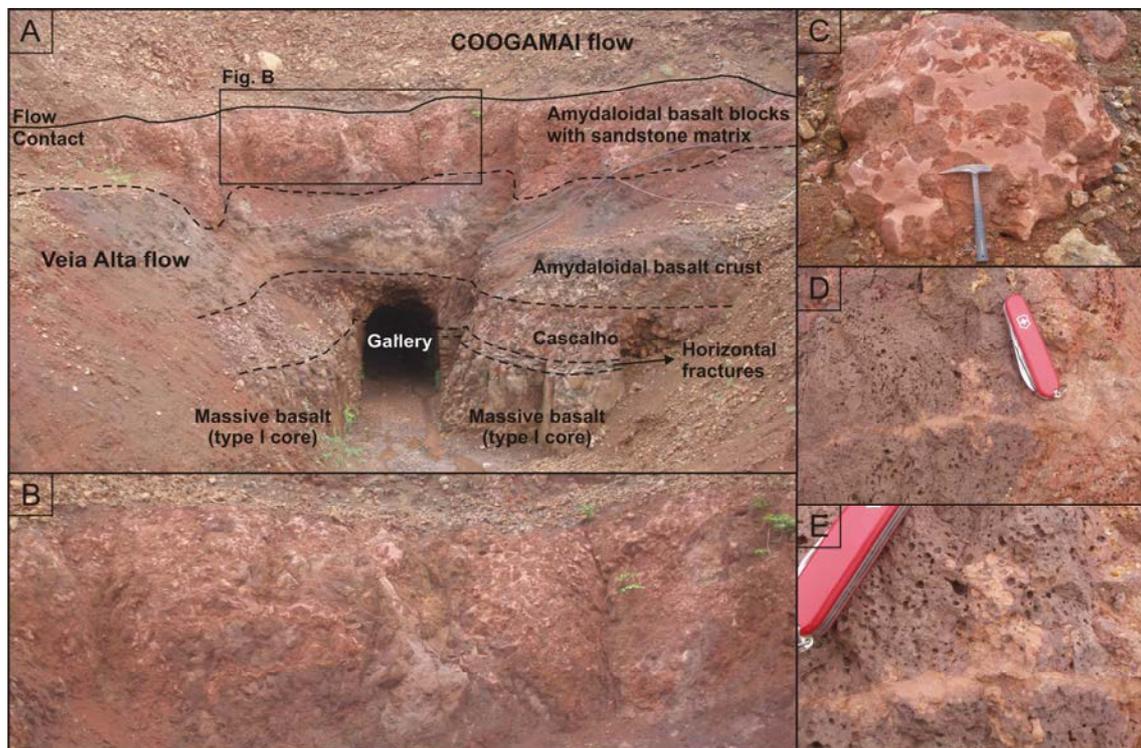


Figure 9 – A) Photograph of an exploratory gallery at Veia Alta flow, showing internal partitioning of the flow, with massive basalt, pseudo-hexagonal blocks portion (“cascalho”), strict amygdaloidal basalt and amygdaloidal basalt with hydrothermal breccia and the upper contact of the flow. B) Zoom of the interaction between the amygdaloidal basalt and the injected sandstones (hydrothermal breccia). C) Photograph of a block from the hydrothermal breccia, with amygdaloidal basalt clasts and injected sandstone matrix. D) Photograph of a sandstone dyke within the vesicular clast. E) Zoom of the sandstone dyke, detailing the injection of sandstone into the basalt vesicles.

The Veia do Meio flow is the thinnest producing flow of the district, about 20 m thick, positioned in the mining district between 380 and 400 m a.s.l. It consists of an incipient amygdaloidal vesicular portion at the base (less than 50 cm thick), a massive central portion that represents the main part of the flow (Fig. 5A), about 19 m thick, without cooling structures, and above this massive basalt, there is the *cascalho*, the same pseudo-hexagonal blocks feature described in the Veia Alta flow (Fig. 5B). This portion is about 1 m thick and is positioned below the top of the flow, immediately below the upper amygdaloidal basalt crust. This relationship of the *cascalho* with the massive core is characteristic of this flow, because there is a

well-marked separation between the two structures units (Fig. 5B). The hexagonal geometry of many *cascalho* blocks is still preserved; we interpret this structural unit as an autobreccia, generated by the breakage of cooling columns, which were not fully developed because of continued flow of the lava in the core. The freezing of the lava consolidated the *cascalho* as an individual unit of autobreccias formed by proto-columnar jointing.

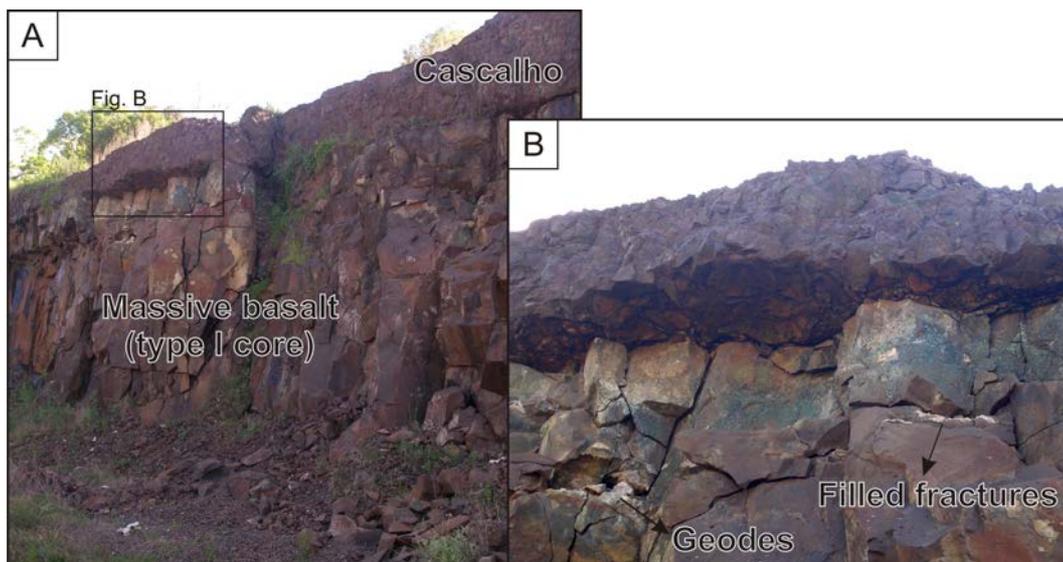


Figure 10 – A) Photograph of the Veia do Meio flow, with massive central portion and the pseudo-hexagonal blocks portion on top (“cascalho”). B) Zoom of the “cascalho”, with a well-marked separation with the massive central portion of the flow.

The Veia Baixa flow is about 30 m thick and is positioned between 350 and 380 m, a.s.l., in the mining district. This flow is morphologically similar to the Veia Alta flow, with similar characteristics and mainly with the same kind of injected sandstone interaction in the upper amygdaloidal basalt crust, above the galleries.

The rocks from all described flows in the mining district have similar petrographic characteristics, only varying the grain size of the rock and the abundance and size of phenocrysts. The petrography of the mining district consists of micro-porphyrific rocks, with micro-phenocrysts mainly of plagioclase and less of clinopyroxene (Fig. 6A), with an intergranular texture formed by smaller crystals of plagioclase and clinopyroxene (augite and pigeonite) (Fig. 6B), opaque minerals in different shapes (magnetite and ilmenite), apatite as an accessory mineral and a microcrystalline matrix composed of plagioclase and quartz (Fig. 6C).

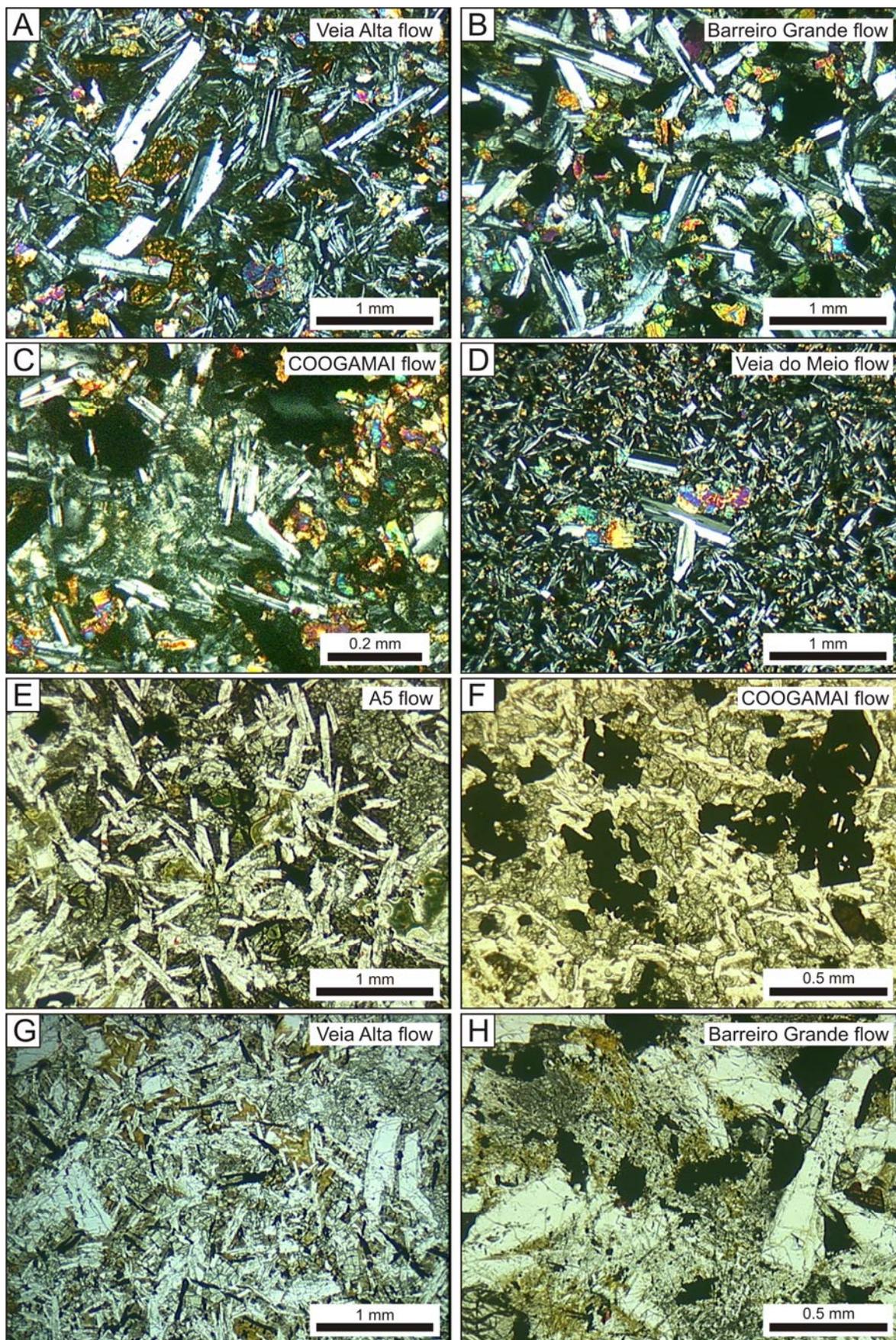


Figure 11 – Photomicrography of flows from the mining district. A) Photograph of the micro-phenocrysts of plagioclase and pyroxene of the Veia Alta flow. B) Photograph of the

intergranular texture with plagioclase and pyroxene crystals of the Barreiro Grande flow. C) Photograph of the microcrystalline matrix from the COOGAMAÍ flow. D) Photograph of phenocrysts of plagioclase and pyroxene arranged in clusters forming a glomeroporphyritic texture, Veia do Meio flow. It is also possible to notice the rounded-shape of the small crystals of pyroxene. E) Photograph of radial aggregates of plagioclase crystals in the A5 flow. F) Photograph of poikilitic crystals of opaque minerals from the COOGAMAÍ flow. G) Photograph of acicular crystals of opaque minerals from the Veia Alta flow, typical of this flow but also present in the other flows. H) Photograph of apatite small acicular crystals within the microcrystalline matrix in the Barreiro Grande flow.

The phenocrysts, generally, have size varying between 1 and 3 mm, depending of the flow, normally with fine grained pyroxene inclusions and, in some cases, the rocks are also glomeroporphyritic, with phenocrysts arranged in clusters (Fig. 6D). The intergranular texture is formed by a smaller second generation of plagioclase and clinopyroxene crystals (Fig. 6B), varying from fine to coarse grained. The clinopyroxene crystals are commonly short prisms, rounded, subhedral to anhedral and arranged in the interstitial spaces of the plagioclase crystals. The plagioclase crystals are long prisms, disposed randomly or, some times, in radial aggregates (Fig. 6E). The microcrystalline matrix is formed from a residual liquid of the lava, composed of plagioclase and quartz.

The opaque minerals occur as different crystal shapes in the same flow and varying along the flows of the mining district. These minerals occur as large poikilitic crystals (Fig. 6F), normally in the Paranapanema magma type flows, but also in some Pitanga magma type flows, specially the thicker ones. They also occur as smaller euhedral to subhedral lozenge shaped crystal, common to all flows, and as medium size acicular crystals, that are dominant in the geode-producing flows (Fig. 6G), but also in other flows. The opaque minerals are also present in cigar-shaped crystals, as a variation of the acicular-shaped crystals. The opaque minerals that occur in these basaltic rocks are magnetite and ilmenite. The ilmenite tends to be acicular and the magnetite blocky shapes. The accessory mineral identified for all lava flows described is apatite, present as elongated prisms or acicular crystals, mainly within the microcrystalline matrix (Fig. 6H).

In the mining district, the rocks are highly altered, particularly the Pitanga magma type flows and the geode-producing flows (Veia Alta flow, Veia do Meio

flow and Veia Baixa flow). The microcrystalline matrix was altered to clay minerals (Fig. 7A), with many alteration pockets (Figs. 7B, 7C and 7D). This alteration is an intense process that occurred along all rock components, mainly the fine grained crystals, like microcrystalline matrix and small crystals of clinopyroxene, commonly rounded shaped (Fig. 6D). The pockets of alteration were formed as a consequence of the increment in alteration of the fine grained crystals. The alteration pockets are made up of anisotropic material, brownish to green, probably clay minerals (Figs. 7A to 7F). The pockets present irregular shapes and borders, sometimes with plagioclase crystals “floating” inside the pocket (Figs. 7C and 7D), and were generated by corrosion of the fine grained crystals. This low temperature alteration process and the clay minerals seem to be important components that control the rheology of the rock, transforming the basalt in a very low grade smectite metabasalt (Figs. 7E and 7F).

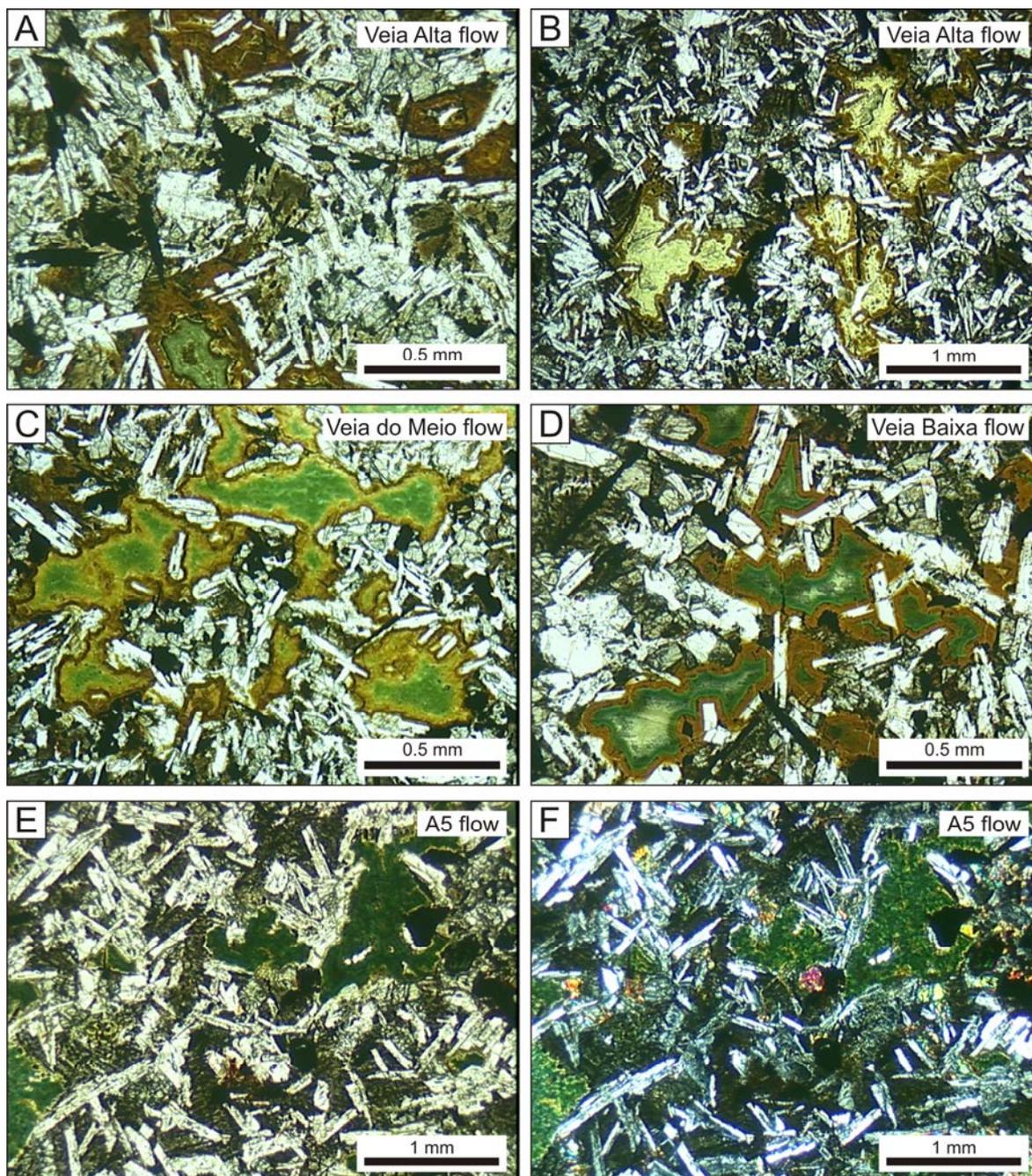


Figure 12 – Photomicrography of the highly altered portion of the producing flows of the Ametista do Sul mining district. A) Photograph of the altered matrix (brownish to green material) of the Veia Alta flow. B) Photograph of the alteration pockets filled with clay minerals (celadonite from the smectite group of clay minerals) at the Veia Alta flow. C) Photograph of the alteration pockets with some plagioclase crystals “floating” inside the pocket, at the Veia do Meio flow. D) Photograph of an alteration pocket with same “floating” plagioclase crystal feature, however at the Veia Baixa flow. E and F) Photographs of the highly altered basalt (smectite meta-basalt) with the matrix intensive altered to clay minerals (fig. 7E) and the very low content of pyroxene crystals (fig. 7F) at A5 flow.

2.4.2 Geochemistry of basalts

Chemical analyses of samples from 13 flows (location in Appendix 1, analyses in Appendix 2; selected analyses in Table 1), individualized at the studied area, plot in the tholeiitic basalt field on the total alkalis-silica (TAS) diagram, with content of SiO₂ varying between ~47 and ~51 wt.% (Fig. 8A). Samples with less than 2% LOI were selected for the TAS diagram, in order to plot only samples less affected by the hydrothermal alteration; but A5 and Veia Baixa flows, and FWE 2 and FWE 1 outcrops have only samples with more than 2% LOI.

Table 1: Selected chemical analyses of volcanic rocks from the Ametista do Sul mining district and Frederico Westphalen region.

Flows	Linha Alta		SV		COOGAMAI			Veia Alta			VM	VB	A5	BG	RV	Fr	URI	FWE 4	FWE 3
Samples	A43	FWE 2	A42	A1	A3A	FWE 1	A3B	A22	A30	A24	A6	A5	A38	A40	A18	A64	A19	A60	
SiO ₂	49.7	48.9	50.4	47.9	49.54	46.6	47.9	45.6	46.0	48.1	47.1	51.5	48.89	49.0	50.1	50.7	48.8	49.4	
TiO ₂	2.17	2.06	2.45	2.34	2.32	2.27	3.65	3.69	3.76	3.37	3.55	3.26	3.90	3.78	2.45	2.36	1.91	2.05	
Al ₂ O ₃	13.17	13.54	12.80	13.11	13.03	13.47	12.42	12.39	12.5	12.59	12.58	12.18	12.59	12.99	12.51	12.66	13.44	13.54	
Fe ₂ O ₃ (t)	14.03	13.27	14.93	15.05	14.81	14.62	15.46	15.48	15.78	15.52	15.69	14.59	15.54	14.68	15.94	15.37	13.09	13.21	
MgO	5.76	5.23	4.43	5.65	5.74	5.58	4.61	4.87	4.73	4.45	4.56	3.55	3.88	4.31	4.81	4.81	6.18	5.81	
CaO	9.85	9.78	8.51	9.78	9.77	9.65	8.48	8.61	8.82	8.4	8.63	6.59	7.66	8.50	8.73	8.75	10.54	10.16	
Na ₂ O	2.35	2.31	2.57	2.43	2.37	2.05	2.61	2.22	2.25	2.59	2.45	2.39	2.44	2.67	2.58	2.42	2.21	2.31	
K ₂ O	0.90	0.67	1.46	1.04	1.07	0.72	0.93	0.87	0.8	1.13	1.04	2.52	1.81	1.30	1.16	1.23	0.8	0.81	
P ₂ O ₅	0.25	0.26	0.31	0.27	0.27	0.28	0.59	0.57	0.57	0.48	0.54	0.5	0.39	0.39	0.27	0.25	0.22	0.23	
MnO	0.20	0.21	0.20	0.19	0.22	0.18	0.19	0.2	0.2	0.21	0.2	0.17	0.17	0.21	0.22	0.21	0.21	0.20	
Cr ₂ O ₃	0.014	0.011	0.008	0.016	0.016	0.016	0.003	0.003	0.003	0.006	0.002	0.003	<0.002	0.004	0.009	0.010	0.022	0.016	
LOI	1.2	3.3	1.5	1.8	0.5	4.2	2.8	5.1	4.2	2.7	3.3	2.4	2.4	1.7	0.9	0.9	2.2	1.9	
Total	99.64	99.64	99.62	99.68	99.68	99.63	99.64	99.66	99.65	99.63	99.67	99.67	99.64	99.65	99.69	99.64	99.69	99.65	
Ni	57	54	43	61	58	66	23	28	45	28	20	<20	<20	<20	45	44	80	63	
Ba	331	379	434	321	308	314	518	472	518	510	435	449	439	411	299	339	304	314	
Be	1	<1	2	<1	<1	<1	1	1	1	1	1	2	1	1	<1	1	<1	1	
Co	51.2	47.6	43.7	44.6	42.4	47.7	39.8	36.6	40.2	37.4	37.1	30.1	36.0	37.6	41.1	47.5	42.1	46.6	
Cs	0.1	0.2	0.6	0.2	0.3	1.0	0.3	0.1	0.2	0.3	0.2	0.3	0.4	0.2	0.2	0.4	1.4	<0.1	
Ga	20.4	19.9	21.8	18.4	17.9	19.8	22	20.2	21.4	21.2	20.9	21.7	21.0	21.3	20.1	19.4	17.5	18.8	
Hf	4.2	4.8	5.5	4.4	3.9	4.3	6.7	5.6	6.5	6.7	6.4	6.2	5.4	6.0	4.4	5.3	3.2	3.9	
Nb	14.7	16.2	20.3	14.3	13.6	14.2	25.8	25.3	26.8	25	22.2	22.3	22.4	22.0	14.6	15.8	12.4	13.3	
Rb	13.7	11.0	37.3	18.6	22.9	28.4	18.1	6.9	5.3	10.1	18.1	71.8	51.2	26.4	23.8	34.0	20.7	10.8	
Sn	2	1	2	1	1	1	2	2	2	2	2	2	2	2	1	2	1	1	
Sr	407	443	382	340	315.1	382	448	454	459	481	475	410	473	511	255	274	393	397	
Sc	38	34	34	38	38	39	32	32	34	31	31	29	32	30	41	41	38	37	
Ta	0.9	0.9	1.3	0.8	0.8	0.9	1.6	1.4	1.6	1.6	1.3	1.3	1.2	1.5	0.9	1.0	0.8	0.8	
Th	2.2	3.0	3.3	3.2	2.6	2.5	4.4	4.1	3.9	4	3.4	3.2	2.4	2.8	2.3	2.9	2	2.3	
U	0.5	0.5	0.7	0.5	0.5	0.5	0.9	0.8	0.8	0.7	0.6	0.6	0.6	0.5	0.5	0.5	0.4	0.5	
V	479	437	511	474	477	522	462	424	449	447	455	450	532	467	500	520	409	460	
W	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.5	<0.5	0.7	<0.5	<0.5	<0.5	
Zr	152	162	202	148	145.5	154	244	226	247	244	221	222	216	219	171	176	129	140	
Y	29.1	35.1	36.0	28.6	28.5	43.7	38.7	33.8	37	33.9	34	60.7	33.6	32.3	34.1	78.6	24.2	26.3	
La	22.1	25.5	30.7	20.1	20.1	26.7	36.6	33.7	36.4	33.7	32.3	37.4	31.6	29.4	20.4	30.8	18.6	19.7	
Ce	49.5	55.5	65.0	46.2	47.3	48.5	84.5	81.7	82.4	84.7	74.6	75.6	72.8	66.8	48.8	51.6	43.4	45.8	
Pr	6.14	6.90	8.37	5.64	5.67	7.25	10.13	9.27	10.08	9.54	9.16	9.54	8.74	8.48	5.88	10.19	5.07	5.57	

Nd	24.8	28.4	34.1	22.7	24.1	31.5	42.1	38.1	39.6	39.3	38.8	40.1	37.5	34.9	25.7	48.9	22.1	22.8
Sm	5.59	5.78	7.36	5.06	5.23	7.02	8.75	8.15	8.89	8.22	7.96	8.13	7.88	7.57	5.74	13.70	4.57	5.01
Eu	1.77	1.84	2.24	1.68	1.68	2.34	2.67	2.6	2.77	2.65	2.57	2.7	2.58	2.51	1.84	4.66	1.61	1.62
Gd	5.61	6.13	7.23	5.44	5.42	7.74	8.52	7.81	8.52	8.32	7.89	8.71	7.58	7.37	6.28	17.97	4.75	5.05
Tb	0.94	1.02	1.23	0.89	0.94	1.26	1.36	1.26	1.36	1.29	1.2	1.3	1.19	1.18	1.08	2.93	0.79	0.87
Dy	5.25	5.73	6.73	5.24	5.23	7.51	7.37	6.87	7.15	6.95	6.45	7.31	6.59	6.18	6.21	17.27	4.78	4.82
Ho	1.05	1.15	1.29	1.08	1.05	1.49	1.45	1.31	1.42	1.4	1.26	1.46	1.25	1.18	1.33	3.41	0.91	0.96
Er	2.82	3.28	3.74	3.07	3.06	4.06	4.04	3.66	3.99	3.94	3.36	4.05	3.36	3.30	3.8	8.76	2.61	2.70
Tm	0.43	0.46	0.53	0.43	0.44	0.56	0.55	0.51	0.56	0.52	0.47	0.54	0.45	0.47	0.55	1.30	0.36	0.41
Yb	2.77	2.78	3.46	2.65	2.66	3.57	3.39	3.07	3.33	3.11	2.8	3.06	2.82	2.86	3.42	8.89	2.19	2.57
Lu	0.41	0.44	0.49	0.41	0.42	0.54	0.51	0.46	0.48	0.47	0.41	0.46	0.42	0.39	0.52	1.39	0.34	0.38

(<) – below detection limit; SV – São Valentim flow; VM – Veia do Meio flow; VB – Veia Baixa flow; BG – Barreiro Grande flow; RV – Rio da Várzea flow; Fr – Frederico flow; oxides in wt.%; elements in ppm.

The Paranapanema flows have Ti/Y ratios between ~300 and ~500, while the Pitanga flows have ~450 to ~750 Ti/Y ratios (Fig. 8B). The TiO₂ content of the Paranapanema flows vary between ~1.9 and 2.6 wt.%, and the Pitanga flows between ~3.3 and ~4.3 wt.% (Fig. 8C and D). The flows from the mining district belong to the Pitanga and Paranapanema types, as seen in Figs. 8B, C and D. It is important to notice that the Pitanga magma types occur at the base and the Paranapanema at the top of the stratigraphy of the area. The geode-hosting flows (Veia Alta, Veia do Meio and Veia Baixa) are Pitanga type (Figs. 8B, C and D).

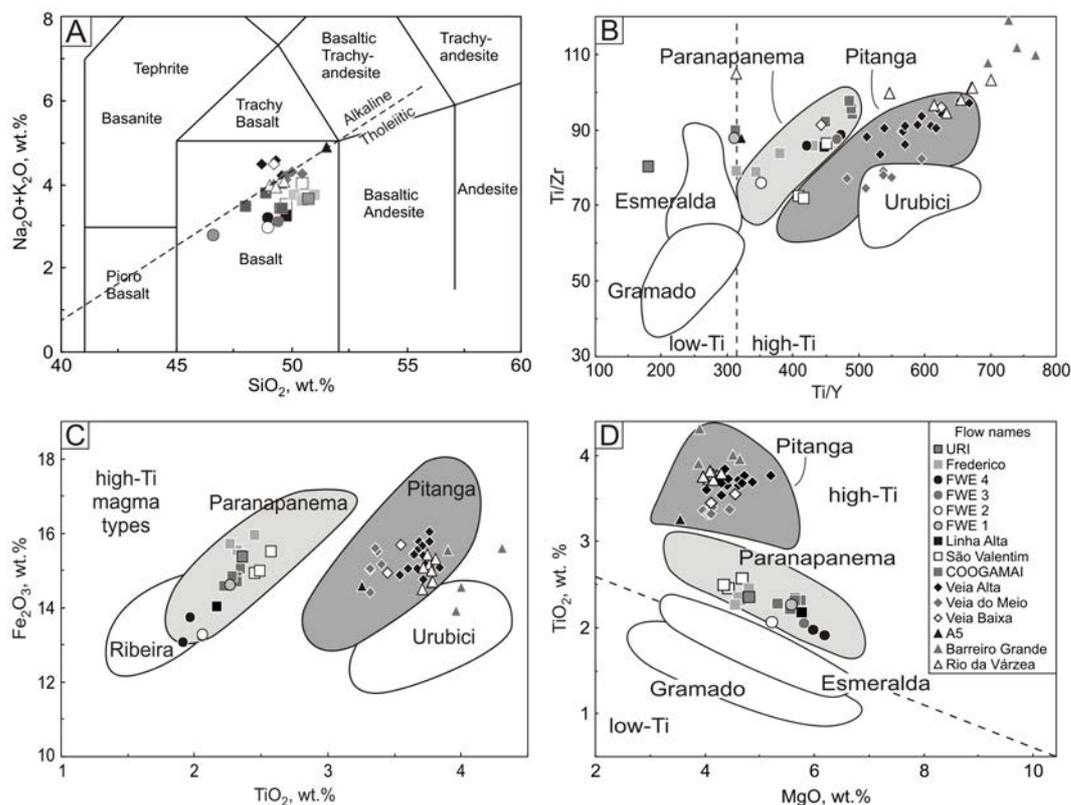


Figure 13 – Classification diagrams of the flows individualized in the study area. A) Total alkalis-silica (TAS) diagram (after LeBas et al., 1986), with samples that have less 2%

LOI; samples from A5, Veia Baixa, FWE 2 and FWE 1 flows have more than 2% LOI but are in the diagram. B) Ti/Y versus Ti/Zr diagram, showing the classification of the magma types of the flows from the Ametista do Sul - Frederico Westphalen region (after Peate 1997). C) TiO₂ versus Fe₂O₃ diagram, showing the high-Ti magma types individualization of the analyzed samples (after Peate 1997). D) TiO₂ versus MgO diagram (after Peate 1997), also showing the classification of the magma types of the Paraná volcanic province, with a clear division between Pitanga and Paranapanema magma types samples; the flows legend, on stratigraphic order, are applicable to all four diagrams of this figure.

The volcanic rocks from Paraná volcanic province were affected by an epigenetic event of hydrothermal alteration, which reached the rock structure in different sites and intensity, as exposed by some authors recently (e.g. Duarte et al., 2009; Hartmann, 2008; Hartmann et al., 2011; Pinto et al., 2011b) and observed in this study. The main hydrothermal alteration of the region is related to the genesis of the amethyst-bearing geodes in the host basaltic flows.

In other provinces, the hydrothermal alteration may have significantly changed the concentrations of many mobile elements in the basalts, such as Cs, Rb, Ba, K and Sr (Wang et al., 2007) and also causes pronounced modification on SiO₂ concentration, as well as a considerable modification on Al, Fe, Mg and Mn oxides contents (Franzson et al., 2008). Elements such as Ca, Na, K are also mobile and can be either depleted or enriched by the hydrothermal alteration. Flood basalts with a low-temperature alteration (zeolite) also show chemical changes, but the changes are more subtle (Franzson et al., 2008). However, elements such as Zr, Y, Nb, Ce, Ta, and Ti and P oxides, remain immobile during hydrothermal alteration, as well as other REE and high field strength elements HFSE (e.g. Franzson et al., 2008; Wang et al., 2007), because they have high valencies and electronegativities, small radii, and strong chemical bonds in both primary and secondary minerals (Wang et al., 2007).

Thus, the flows were separated by small variations of TiO₂ and P₂O₅ contents and other immobile trace elements such as Zr, Y and Ce (Fig. 9), in addition to the stratigraphic position of the flows in each described section. Note that the flows were previously separated by field description and identification of flow units such as vesicular crusts (base and top), massive or columnar core, texture of the rock,

visible contacts and also emission rate measurements. Consequently, the geochemical results were used as supporting tool to confirm or rectify field observations and not as the main methodology.

In this research, were separated nine flows in Ametista do Sul (Fig. 9A); six of them correspond to the Pitanga magma type (Rio da Várzea, Barreiro Grande, A5, Veia Baixa, Veia do Meio and Veia Alta). Stratigraphically above these, three Paranapanema flows occur (COOGAMAI, São Valentim and Linha Alta flows). The Pitanga flows are positioned at the base of the stratigraphy of the mining district and the Paranapanema flows form the top of the hills of the region.

The TiO_2 *versus* P_2O_5 diagram show a separation between flows and magma types (Figs. 9A, C and D). Rio da Várzea and Barreiro Grande flows have similar contents of P_2O_5 , but TiO_2 content segregates both flows (Fig. 9C), as previously seen in the field. The three geode-hosting flows (Veia Baixa, Veia do Meio and Veia Alta) have different geochemical characteristics. These flows are separated mainly by distinct contents of Zr, TiO_2 and Ce, evidenced at diagrams *versus* P_2O_5 (Figs. 9B, C and H). A5 flow was only described in one place, so is not completely understood and is considered as a different flow (Fig. 9C) based on field relationships and one chemical analysis.

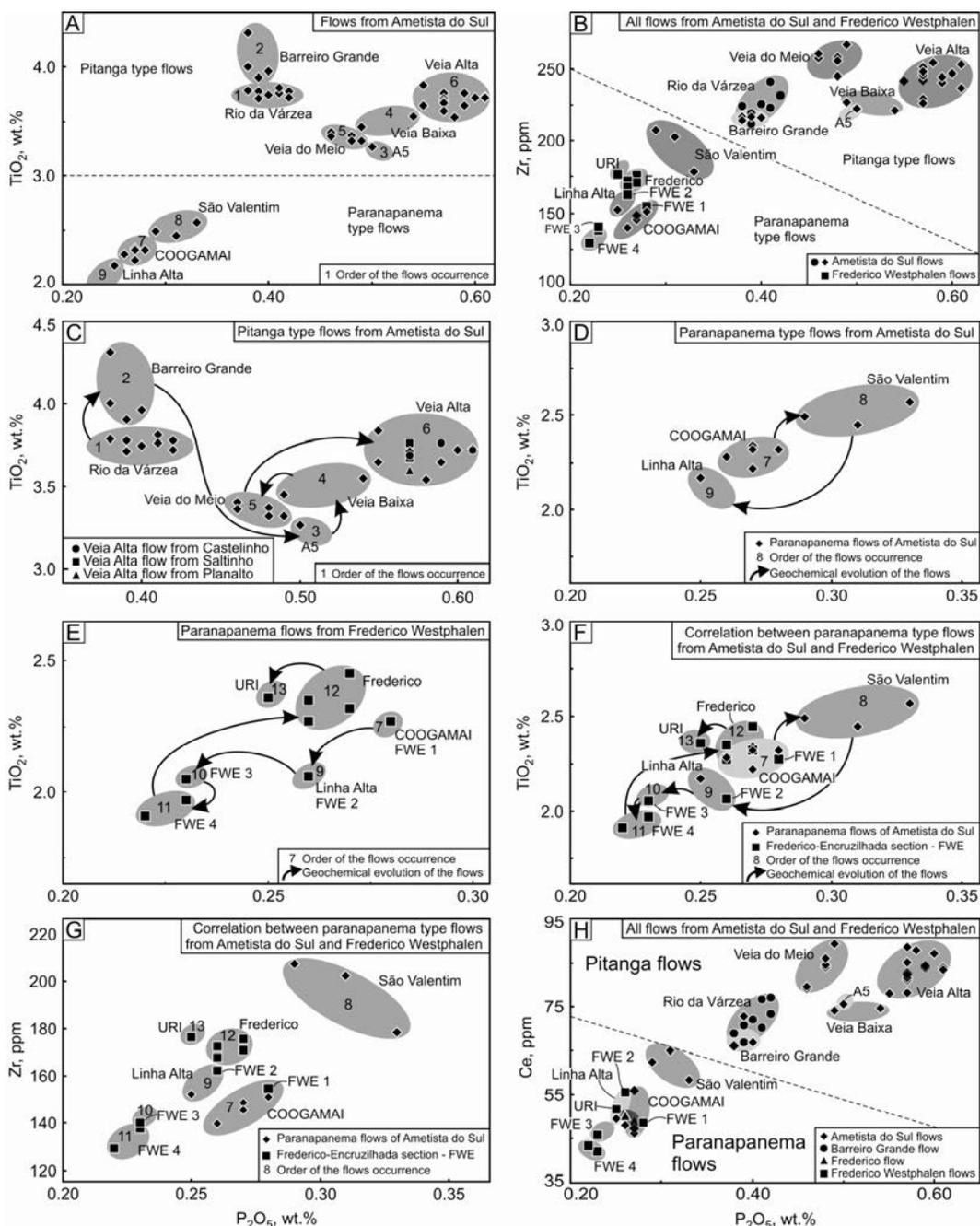


Figure 14 – Diagrams of flow individualization. A) TiO_2 versus P_2O_5 diagram showing all nine flows individualized in the Ametista do Sul mining district; dashed line separates the magma types; B) Zr versus P_2O_5 diagram showing 13 flows separated in the Ametista do Sul-Frederico Westphalen region and their correlation; dashed line separates the magma types; C) TiO_2 versus P_2O_5 diagram showing only Pitanga type flows from Ametista do Sul area; arrows indicate the geochemical evolution of the flows, in the order of occurrence; D) TiO_2 versus P_2O_5 diagram showing the three Paranapanema magma type flows from Ametista do Sul area; E) TiO_2 versus P_2O_5 diagram with six Paranapanema type flows individualized in the Frederico Westphalen region; F) Correlation between the Paranapanema magma type flows from Frederico Westphalen

and from Ametista do Sul, in a TiO_2 versus P_2O_5 diagram; FWE 1 flow is correlated with COOGAMAI flow, while FWE 2 is correlated with the Linha Alta flow; G) Another correlation between Paranapanema type flows from Frederico Westphalen and Ametista do Sul, in a Zr versus P_2O_5 diagram; H) Ce versus P_2O_5 diagram showing all thirteen flows separated in the present paper; dashed line separates the magma types.

Underground mines are present in the mining district in several regions, such as Ametista do Sul town, Castelinho village, Saltinho village and Planalto town, and all these regions were sampled and analyzed. In all these places, the structure of the mineralized flow is the same. Despite the galleries being in different elevations, reaching 100 m difference, the geochemistry shows that it is the same geode-rich Veia Alta flow. The different regions with galleries are identified in Figure 9C by distinct symbols, showing that these different mines are in the same Veia Alta flow as underneath the town of Ametista do Sul. The COOGAMAI flow is the first Paranapanema type in the sequence, immediately above the Veia Alta flow, and occurs at the level of the Ametista do Sul town, e.g., street cut in front of COOGAMAI office. The pair Veia Alta-COOGAMAI flows it is a good guide horizon for the stratigraphic correlation between wide areas, because a mineralized, massive Pitanga magma is covered by a barren, vertically jointed Paranapanema flow. The Paranapanema flows from the Ametista do Sul region are separated in the TiO_2 and Zr *versus* P_2O_5 diagrams (Figs. 9D and G), together with Frederico Westphalen Paranapanema magma type flows.

In addition to the nine flows identified in the Ametista do Sul hill, four flows were identified in the Frederico Westphalen hill (respectively east and west of Rio da Várzea) and named FWE3, FWE4, Frederico and URI. The COOGAMAI and Linha Alta flows from the Ametista do Sul hill are present at the base of the Frederico Westphalen hill, correlated with FWE1 and FWE2 outcrops. All are Paranapanema magma type (Figs. 9B and H). These flows are similar geochemically, however with the field individualization and the contents of Zr, TiO_2 and Ce *versus* P_2O_5 (Figs. 9B, E and H) it was possible to separate and correlate them with the Ametista do Sul Paranapanema flows.

The flow-by-flow whole-rock geochemistry is an important tool for the correlation of flows, particularly in this study, because the flows are mostly covered by crops, however each flow has a unique signature in terms of some immobile

oxides and trace elements. Thus, two of the Frederico Westphalen flows are correlated with flows from Ametista do Sul. FWE 1, the first outcrop of Frederico Westphalen region, was correlated with the COOGAMAI flow as shown at Figures 9F, G and H, and FWE 2 was correlated with the Linha Alta flow. Note that São Valentim flow of Ametista do Sul was not found in the Frederico Westphalen section, showing a discontinuity or the end of the flow to the west. The flows from Frederico Westphalen are stratigraphically above the Ametista do Sul Pitanga flows and form the top of the stratigraphy from the studied area. With this correlation, it is possible to set that the stratigraphy of the area comprehending Ametista do Sul and Frederico Westphalen regions are composed by a group of 13 flows, six of which are Pitanga magma type and the other 7 are Paranapanema type.

Figure 10 shows the geochemical data from Gomes (1996), Gilg et al. (2003), Dias and Parisi (2008), and Pinto and Hartmann (2011), plotted in a TiO_2 versus P_2O_5 diagram with the individualized flow fields from the present paper. Two populations of analyses can be seen in the diagram (Fig. 10), separated as Pitanga and Paranapanema magma types. The data from Gilg et al. (2003) are exclusively from the Veia Alta flow, and present lower values of P_2O_5 , shifting the data to the left on the P_2O_5 axis. Gomes (1996) presents a large number of analyses from the Frederico Westphalen region. These data represent almost all flows identified in the present research, with many samples from the COOGAMAI and Frederico flows (Fig. 10). Dias and Parisi (2008) have data that match with Veia Alta, Veia do Meio and A5 flows and also with COOGAMAI and São Valentim flows (Fig.10). Pinto and Hartmann (2011) present data that plot in the Veia Alta, Veia do Meio and Veia Baixa flows, and also Paranapanema flows that plot all close to the Frederico flow.

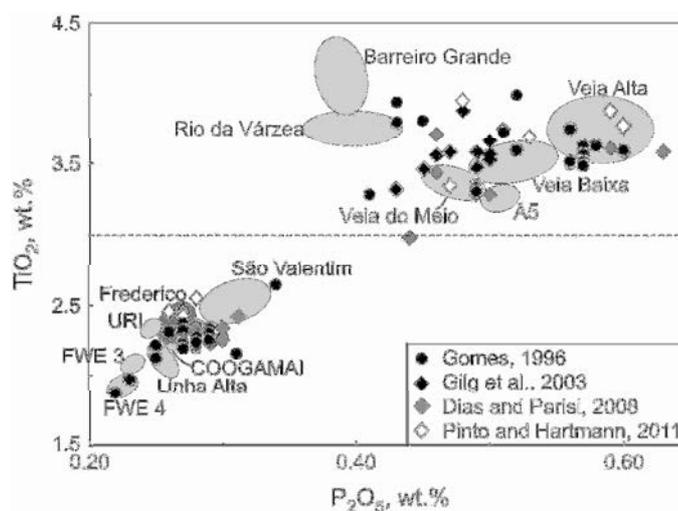


Figure 15 – TiO₂ versus P₂O₅ diagram comparing the chemical data from Gomes (1996); Gilg et al. (2003); Dias and Parisi (2008); and Pinto and Hartmann (2011) with the compositional fields of the 13 flows individualized in the studied area at this paper.

2.4.3 Scintillometric results

The scintillometric method has been used as an efficient portable and direct field tool for flood basalt flows individualization, as demonstrated in recent work (e.g. Hartmann et al., 2010; Pinto and Hartmann, 2011). The scintillometric results provide a fingerprint for the stratigraphic succession of flows, directly related to the variation in the chemistry of the rocks (Hartmann et al., 2010) and the method has been effective to separate geochemically distinct compositions, such as basalt flows from basaltic andesite or andesites (Hartmann et al., 2010), as well as to distinguish, in this case, flows of different magma types, such as Pitanga from Paranapanema (Fig. 11, Table 2). The average of Paranapanema magma type emission rates (~51 counts per second - cps) is lower than the average of Pitanga emission rates (~68 cps), as shown in table 2. Figure 11 presents the average of emission rates of each flow.

Table 2: Average of scintillometric results (cps – counts per second) of each flow individualized at the Ametista do Sul mining district - Frederico Westphalen region.

Flows	Magma type	Emission rates (cps)		
		n	av	sd
URI (FWE 6)	Paranapanema	1	49.00	-
Frederico (FWE 5)	Paranapanema	4	59.75	4.50
FWE 4	Paranapanema	3	43.33	0.58

FWE 3	Paranapanema	1	45.00	-
Linha Alta + FWE 2	Paranapanema	2	45.50	0.71
São Valentim	Paranapanema	3	66.00	5.57
COOGAMAI + FWE 1	Paranapanema	6	54.14	5.93
average of paranapanema type emission rates			51.82	8.52
Veia Alta	Pitanga	20	81.45	5.38
Veia do Meio	Pitanga	9	82.44	8.35
Veia Baixa	Pitanga	2	64.00	0.00
A5	Pitanga	2	67.50	3.54
Barreiro Grande	Pitanga	5	57.40	4.56
Rio da Várzea	Pitanga	8	60.38	4.37
average of pitanga magma type emission rates			68.86	10.69

n - number of measurements; av - average; sd - standard deviation; cps - counts per second.

The Paranapanema flows have lower cps values than the Pitanga flows and FWE 4 flow has 43.33 ± 0.58 cps, the lowest value of all flows. The other Paranapanema flows have values around 45 and 50 cps, except the São Valentim flow with 66 ± 5.57 cps and the Frederico flow with 59.75 ± 4.50 cps. URI flow has 49 cps, FWE 3 flow has 45 cps and Linha Alta flow has 45.50 ± 0.71 cps, whereas COOGAMAI flow has 54.14 ± 5.93 cps (Table 2). Among the Pitanga flows, the highest values are from Veia do Meio flow, which has 82.44 ± 8.35 cps, and Veia Alta flow, with 81.45 ± 5.38 cps. Veia Baixa flow has 64 cps (two measurements), A5 flow has 67.50 ± 3.54 cps, and Barreiro Grande and Rio da Várzea flows have similar values, 57.40 ± 4.56 cps and 60.38 ± 4.37 , respectively (Table 2).

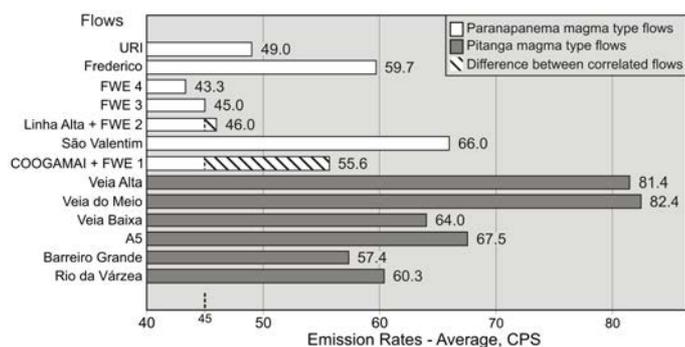


Figure 16 – Bar chart with the average of the scintillometric measures (emission rates, cps – counts per second) of each flow; the gray bars correspond to the Pitanga magma type flows and the white ones to the Paranapanema flows; the crosshatched portions represent the difference on the values of two correlated flows.

The scintillometric method is efficient to distinguish flows with a minimum of

variation in the chemical composition, e.g. Veia Baixa flow from Veia do Meio flow or Veia Alta flow from COOGAMAI flow (Fig. 11). On the other hand, the scintillometric method is not efficient to separate flows that are similar geochemically, e.g. FWE 4 flow from FWE 3 flow and Barreiro Grande flow from Rio da Várzea flow (Fig. 11, Table 2). The difference or similarity on chemical composition of the flows can be seen in Figure 9 and Table 1.

Figure 12 displays the sum of K_2O , U and Th of each flow, as an analysis of this direct relation between the scintillometric method and the geochemistry of the flows. Figure 12 shows the same pattern of values, when compared with Figure 11 (scintillometric results of the flows). With some exceptions (URI and A5 flows), both graphs present the same variation and the relative values between each flow in a sequence. This evidence reinforces the observation that the scintillometric method is a powerful tool to separate different flows in the field, as a result of variation in the chemistry of the rock.

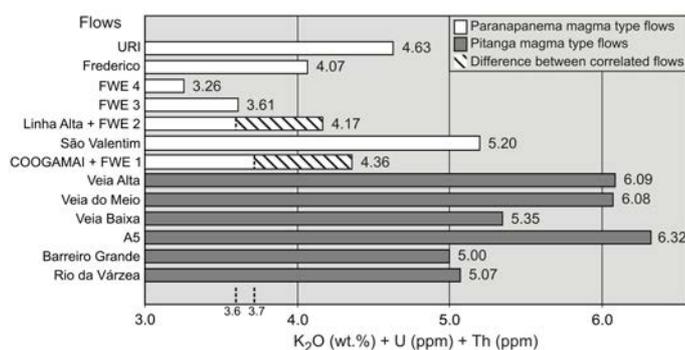


Figure 17 – Bar chart with the sum of K_2O (wt.%), U (ppm) and Th (ppm) of the flows, showing the direct relation of the chemistry of the rock with the emission rates (figure 10); the gray bars correspond to the Pitanga magma type flows and the white ones to the Paranapanema flows; the crosshatched portions represent the difference a the sum of two correlated flows.

2.5. Stratigraphic interpretation

Nine flows were individualized in the Ametista do Sul mining district from the Rio da Várzea to the top of the hills (Fig. 13). The basal flow of the stratigraphy is the Rio da Várzea flow which is a thick flow (50-70 m), with columnar joints (type II flow). The Rio da Várzea flow base is not exposed in the Rio da Várzea valley

(230 m, a.s.l.) and the top of the flow occurs at 270 m, in the Am-RV section and at 300 m, in LC and Ad-RV sections. At LF section, the top of Rio da Várzea flow is positioned at 380 m, right below Veia do Meio flow (Fig. 13), revealing probably a paleotopographic discontinuity in this region. Above the Rio da Várzea flow, there is the Barreiro Grande flow (Fig. 13) which is positioned between 270 m and 315 m, in Am-RV section and between 300 m and 350 m, in Ad-RV section. The Barreiro Grande flow is about 45 m thick and is also a type II flow, with columnar joints. Overlying this flow, the A5 flow was individualized, positioned between 315 m and 350 m and was identified just in the Am-RV section (Fig.13). The A5 flow is about 35 m thick, type I flow with a massive core without cooling joints, and it is highly altered similar to the geode-hosting flows. Above A5 flow, the three geode-hosting flows occur, in stratigraphic order Veia Baixa, Veia do Meio and Veia Alta flows.

The Veia Baixa flow is positioned between 350 m and 380 m, in Am-RV and LC sections (Fig. 13). This flow is a type I flow, with a massive core and has 30 m of thickness, with galleries (*garimpos*) on it. The Veia do Meio flow is the thinnest flow of the mining district, with 20 m of thickness and is positioned between 380 m and 400 m, in Ad-RV, Am-RV, LC and LF sections (Fig.13). The Veia do Meio flow was also identified in a lower position, between 310 m and 330 m (Fig. 13) in the Saltinho section (St), ~8 km south of Ametista do Sul town. The Veia Alta flow is the uppermost Pitanga flow of the stratigraphy and is a type I flow, with about 30 m of thickness and a massive core, without cooling joints. The Veia Alta flow is positioned between 400 m and 430 m (Fig. 13), at Ametista do Sul crest (Ad-RV, Am-RV, LC and LF sections) and it is covered by the COOGAMAI flow, the first Paranapanema flow of the stratigraphy. The Veia Alta was also identified in Saltinho section (St), together with Veia do Meio flow, in a region with *garimpos*. The Veia Alta flow in this area is located between 335 m and 370 m (Fig.13).

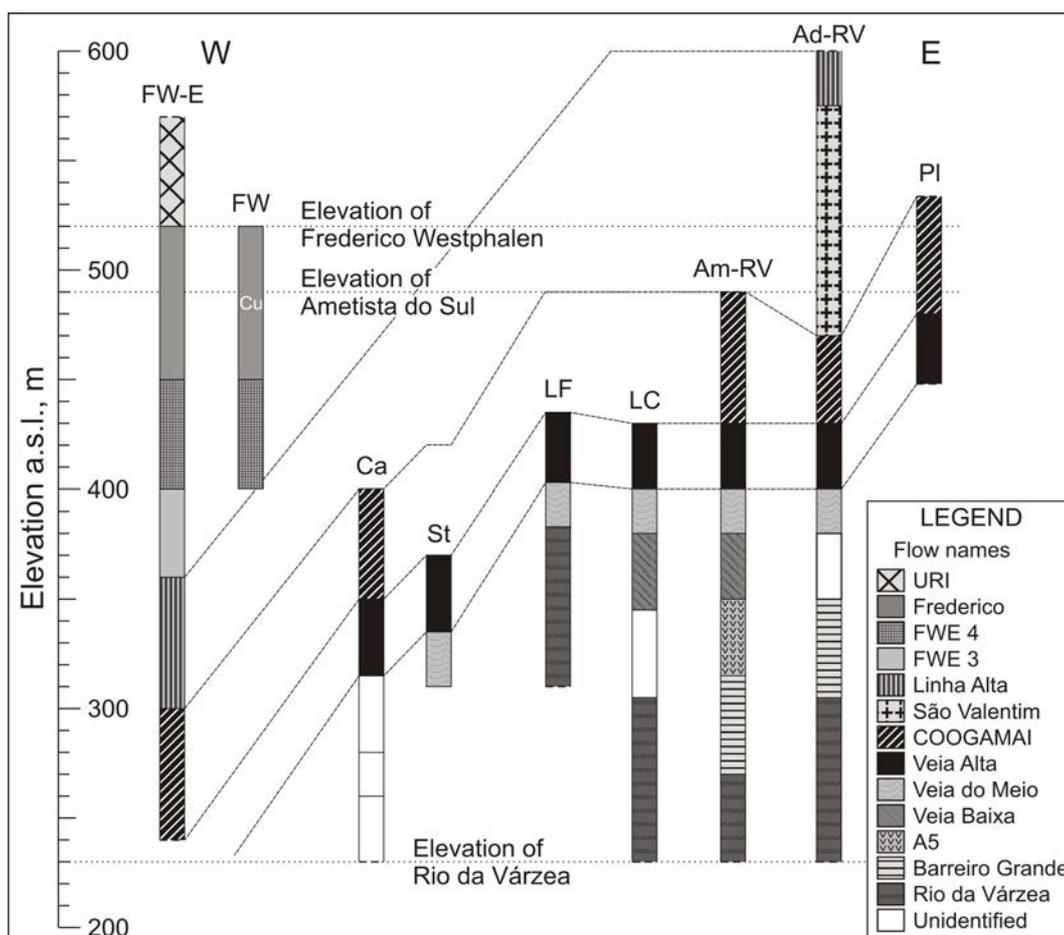


Figure 18 – Correlation of the stratigraphic sections described in the Ametista do Sul mining district and Frederico Westphalen region, with the individualization of the flows and the spatial relationship between them, with the stratigraphic interpretation of the sections.

The COOGAMAI flow is about 70 m thick and is a type II flow, with columnar joints, positioned between 430 m and 490 m (Fig.13) at Ametista do Sul hill crest (Ad-RV and Am-RV sections). The pair Veia Alta-COOGAMAI flows was also identified in the Planalto section (PI), ~7 km east of Ametista do Sul town, in a slightly higher (40 m) position (Fig.13). The Veia Alta flow in this region also has galleries and is positioned between 450 m and 480 m, and the COOGAMAI flow is between 480 m and 530 m. The pair Veia Alta-COOGAMAI flows was also identified in the Castelinho section (Ca) (Fig.13), ~ 9 km westward from Ametista do Sul and 1.5 km west of Rio da Várzea. This region also has *garimpos* and the Veia Alta flow is positioned between 315 m and 350 m, while the COOGAMAI flow is placed between 350 m and 400 m. The São Valentim flow is positioned above the COOGAMAI flow in the Ametista do Sul mining district. It is about 100 m thick and is positioned between 470 m and 570 m, in Ad-RV section (Fig.13). Above the

São Valentim flow, there is the Linha Alta flow that covers the top of the hills of the region, with the basal contact at the elevation of 570 m, in Ad-RV section (Fig.13).

Four additional flows occur in the Frederico Westphalen region, ~17 km west of Ametista do Sul town, in FW-E and FW sections (Fig.13), totalizing 13 flows together with Ametista do Sul region. The COOGAMAI flow was identified at the base of the local stratigraphy, below the elevation of 300 m. The Linha Alta flow is also present above the COOGAMAI flow, positioned between 300 m and 360 m, with about 60 m of thickness (Fig. 13). Above the Linha Alta flow, there is the FWE 3 flow which is about 40 m thick and is located between 360 m and 400 m. FWE 4 flow is 50 m thick and is positioned right above FWE 3, between 400 m and 450 m (Fig. 13). Above FWE 4 flow, was identified the Frederico flow, positioned between 450 m and 520 m (elevation of Frederico Westphalen town). The Frederico flow is about 70 m thick and is a type II flow with columnar joints. The upper flow of the stratigraphy is the URI flow, positioned higher than Frederico flow, and has its basal contact at the elevation of 520 m, forming the top of the hills of the region at 570 m (Fig. 13).

The spatial relationships between the 13 flows that form the stratigraphy of the Ametista do Sul mining district and Frederico Westphalen region is established by the identification of these flows in different sites. The Veia Alta flow is the second below the town of Ametista do Sul, at the elevation of 430 m, and the COOGAMAI flow underlies the town at 500 m. The pair Veia Alta - COOGAMAI flows was identified in the Planalto region (PI section), positioned approximately 40 m upwards (Fig. 13), when compared with the Ametista do Sul block. So, to the east of Ametista do Sul town, the Planalto block was lifted. In the Saltinho section (St), south of Ametista do Sul town, the *garimpos* in the Veia Alta flow and Veia do Meio flow are positioned tens of meters below the Ametista do Sul galleries elevation. So the Saltinho region, south of Ametista do Sul, was downdropped approximately 70 m when compared to the Ametista do Sul block. The Saltinho region is in the Castelinho block.

West of the Ametista do Sul block, across the Rio da Várzea, the pair Veia Alta-COOGAMAI flows was identified in a lower position, showing that the Castelinho block is positioned about 100 m below the original position of Ametista do Sul block. Farther west in the Frederico Westphalen region, the COOGAMAI and the Linha Alta flows were identified at the base of the valley, at about 300 m,

a.s.l., proving that the Frederico Westphalen block was lowered more than 200 m compared to the Ametista do Sul block. The identification of the COOGAMAI flow at the base of the valley suggests that the Veia Alta geode-hosting flow is below the ground or below 250 m, at Frederico Westphalen region.

This evidence of downthrown blocks leads to the interpretation of the presence of a hemi-graben structure, lowering the stratigraphy more than 200 m to west in four steps, represented by Planalto, Ametista do Sul, Castelinho and Frederico Westphalen blocks (Fig. 14). The tectonic patterns that generate this structure seem to be mainly two parallel 330-340 direction lineaments. One lineament is the Rio da Várzea lineament (Fig. 14); across it, the Castelinho block is about 100 m lower than the Ametista do Sul block to the west of the river. The other lineament is positioned immediately to the west of the Castelinho region (Fig. 14) and disconnects the Castelinho block from the Frederico Westphalen block, which is about 100 m lower than the Castelinho block. The Saltinho region (St) was downthrown 70 m. The Ametista do Sul block was downthrown about 40 m from the Planalto block apparently along the Rio do Mel lineament (Fig.13), also with NW direction. This hemi-graben structure is controlling vertically the deposit of amethyst-bearing geodes, and the deposit is compartmented by the high and low blocks in the hemi-graben structure, restricting the occurrence of the ore deposit, related with the elevation of the areas.

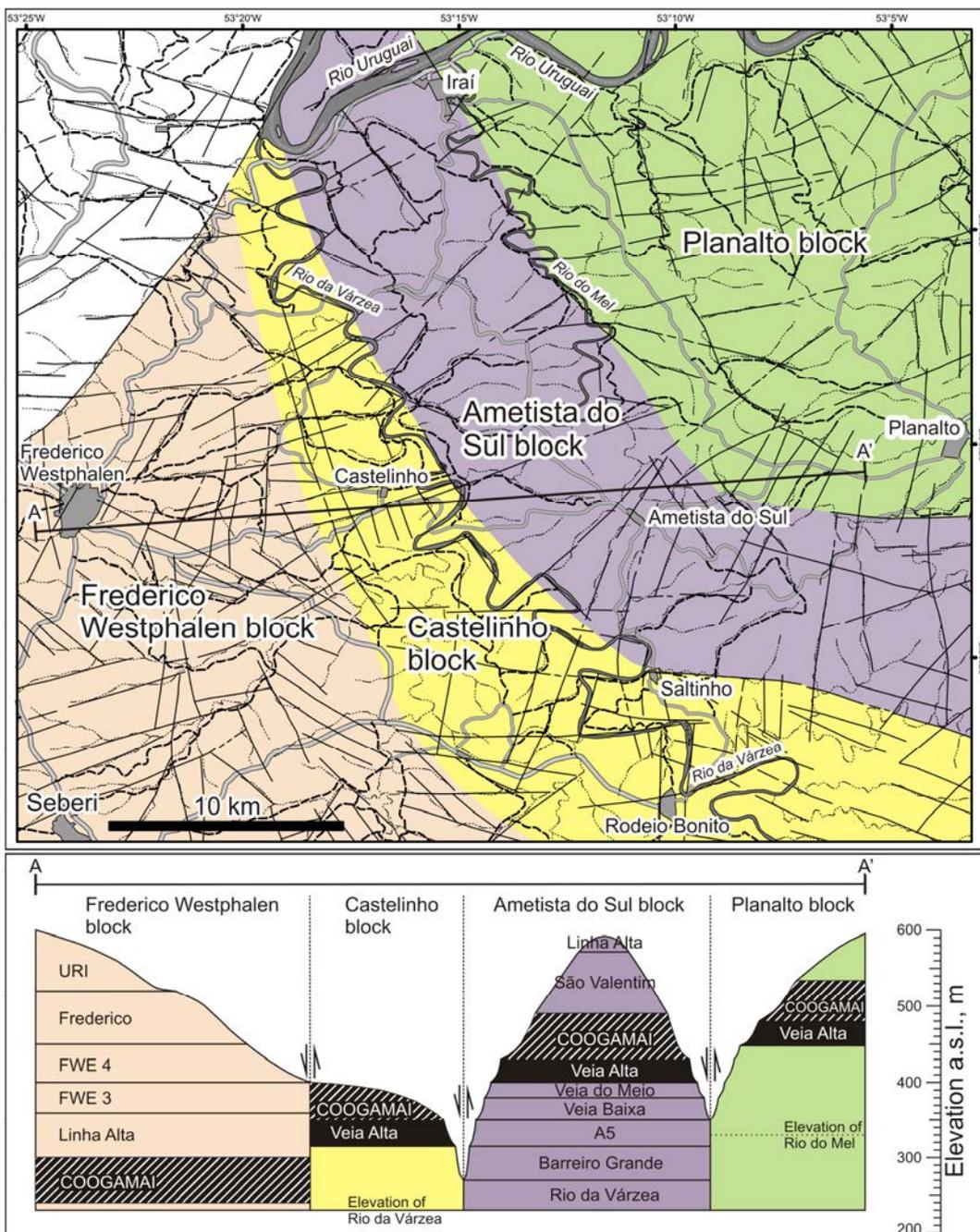


Figure 19 – Base map (modified from Dias and Parisi, 2008) with the separation of the structural blocks identified at the region, and the geological section A – A' with the individualized and correlated flows, showing the downthrown blocks in the hemi-graben structure.

2.6. Conclusions

Important conclusions are reached by the study of the stratigraphy of the lava flows in the Ametista do Sul mining district and adjacent areas, including the

spatial relationship between the flows, the identification and description of the geode-producing flows and the study of the regional distribution of the ore deposits.

(1) Nine flows are individualized in the Ametista do Sul mining district from the Rio da Várzea valley to the top of the hills. There are six Pitanga magma types at the base of the stratigraphy (including the geode-producing flows) and another three Paranapanema magma type flows at the top. The Veia Alta flow is the uppermost Pitanga flow of the region, covered by COOGAMAI flow which is the first Paranapanema flow of the sequence. This pair Veia Alta – COOGAMAI flows is an important guide horizon for the correlation of the stratigraphy over wider areas.

Four additional flows were identified in the Frederico Westphalen region, totalizing 13 flows in the stratigraphy of the integrated area of Ametista do Sul mining district – Frederico Westphalen region. Two uppermost Paranapanema flows from Ametista do Sul mining district were identified in the base of the stratigraphy in the Frederico Westphalen region, correlated by geochemistry and scintillometry.

(2) The spatial relationship between the 13 flows that form the stratigraphy of the Ametista do Sul mining district and Frederico Westphalen region was established by the identification of these flows in different sites. The identification of the flows in different sites, mainly the pair Veia Alta - COOGAMAI flows, shows a presence of downthrown blocks and leads to the interpretation of the presence of a hemi-graben structure, lowering the stratigraphy more than 200 m to the west in four steps, represented by Planalto, Ametista do Sul, Castelinho and Frederico Westphalen blocks.

The Planalto block is positioned approximately 40 m upwards, when compared with the Ametista do Sul block. The Saltinho region, south of Ametista do Sul and into the Castelinho block, was downdropped approximately 70 m when compared to the Ametista do Sul block. West from Ametista do Sul block, across the Rio da Várzea, the Castelinho block was downdropped about 100 m from the original position of Ametista do Sul block. Farther west, the Frederico Westphalen block was lowered more than 200 m compared to the Ametista do Sul block and about 100 m compared to the Castelinho Block.

The NW-directed tectonic patterns that generate the hemi-graben structure

are the Rio do Mel lineament, separating the Planalto block from Ametista do Sul block; the Rio da Várzea lineament, dividing the Ametista do Sul block from Castelinho block; and the other lineament is positioned immediately to the west of the Castelinho region and disconnects the Castelinho block from the Frederico Westphalen block.

(3) This hemi-graben structure is controlling vertically the distribution of the deposit of amethyst-bearing geodes, which is compartmented by the high and low blocks in the hemi-graben structure. The elevation above sea level must be used with care for the correlation of the ore-producing flow. The identification of the COOGAMAI flow at the base of the stratigraphy in the Frederico Westphalen region, caused by the presence of the hemi-graben structure, suggests that the Veia Alta geode-hosting flow is below the ground or below the elevation of 250 m, in the Frederico Westphalen region.

(4) Three amethyst-bearing geode-hosting flows occur in the Ametista do Sul mining district, locally called as Veia Alta, Veia do Meio and Veia Baixa. The Veia Alta flow is the main horizon of the mining district, producing high quantities of giant amethyst geodes, with notable quality of the gemstone. The Veia do Meio and Veia Baixa flows is less mined, with few galleries. The three geode-producing flows are Pitanga magma type flows and are type I flows, showing no cooling joints in the central portion of the flow.

(5) In the Ametista do Sul mining district, the rocks are highly altered, particularly the three Pitanga type geode-producing flows (Veia Alta flow, Veia do Meio flow and Veia Baixa flow). The microcrystalline matrix was altered to clay minerals, together with the fine grained crystals. Pockets of alteration were formed as a consequence of the increment of this alteration process. This low temperature alteration process formed a massive quantity of clay minerals in the rocks. The presence of clay minerals in the rock is an important component that controls the rheology of the rock, transforming the basalt in a very low grade smectite metabasalt, directly related to the geodes formation by a ballooning process.

(6) The scintillometric method has been used as an efficient portable and direct field tool for flood basalt flows individualization, as demonstrated in recent work by Hartmann et al., 2010; Pinto and Hartmann, 2011. In the present paper were show that the scintillometric method is also efficient to distinguish flows of different magma types, such as Pitanga from Paranapanema magma types, as

well as to distinguish flows from the same magma type, with a minimum of variation in the chemical composition. On the other hand, the scintillometric method is not efficient to separate flows without this minimum of variation in the chemical composition, resulting in similar emission rates. These evidences reinforce the observation that the scintillometric method is a powerful tool to separate different flows in the field, as a result of variation in the chemistry of the rock.

(7) The A5 flow shows the same kind and intensity of alteration of the geode-hosting flows, and can be considered as a possible amethyst-bearing geode-hosting flow.

Acknowledgements

This is the result of an MS dissertation at Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Brazil. LMR acknowledges a scholarship from Conselho Nacional do Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) of the Brazilian Government. CNPq and FAPERGS (Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio Grande do Sul) supported the investigation financially through a project of excellence PRONEX on strategic minerals from southern Brazil.

References

- Bellieni, G., Comin-Chiaramonti, P., Marques, L.S., Melfi, A.J., Piccirillo, E.M., Nardy, A.J., Roisenberg A., 1984a. High- and low-Ti flood basalts from the Paraná plateau (Brazil): petrology and geochemical aspects bearing on their mantle origin. *Neues Jahrbuch Min., Abh.* 150, 272-306.
- Bellieni, G., Comin-Chiaramonti, P., Ernesto, M., Melfi, A.J., Pacca, I.G., Piccirillo, E.M., 1984b. Flood basalt to rhyolite suites in the southern Paraná plateau (Brazil): paleomagnetism, petrogenesis and geodynamic implications. *J. Petrol.* 25, 579-618.
- Bossi, J., Caggiano, W., 1974. Contribuicion a la geologia de amatista del

- Departamento de Artigas (Uruguai). Anais do XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia, Porto Alegre, v. 3, p. 301-318.
- Cassedanne, J., 1988. Lamethyiste au Brésil. Classification et localisation des gites – inclusions. *Rev Gemmol AFG* 94, 15-18.
- Commin-Fischer, A., Berger, G., Polvé, M., Dubois, M., Sardini, P., Beaufort, D., Formoso, M.L.L., 2010. Petrography and chemistry of SiO₂ filling phases in the amethyst geodes from the Serra Geral Formation deposit, Rio Grande do Sul, Brazil. *J. South Am. Earth Sci.* 29, 751-760.
- Corrêa, T.E., Koppe, J.C., Costa, J.F.C.L., Moraes, M.A.L., 1994. Caracterização geológica e critérios de prospecção de depósitos de ametista tipo Alto Uruguai, RS. Anais do XXXVIII Congresso Brasileiro de Geologia, Camboriú, SBG, v.2, p. 137-138.
- Dias, A.A., Parisi, G.N., 2008. Programa Geologia do Brasil, Projeto Geologia para Apoio aos Arranjos Produtivos de Gemas do Rio Grande do Sul, RS; Frederico Westphalen, folha SG.22-Y-C-II - Porto Alegre: CPRM (internal report of the Brazilian Geological Survey). 73p.
- Duarte, L.C., Hartmann, L.A., Vasconcelos, M.A.Z., Medeiros, J.T.N., Theye, T., 2009. Epigenetic formation of amethyst-bearing geodes from Los Catalanes gemological district, Artigas, Uruguay, southern Paraná Magmatic-Province. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 184, 427-436.
- Frank, H.T., Gomes, M.E.B., Formoso, M.L., 2009. Review of the areal extend and the volume of the Serra Geral Formation, Paraná Basin, South America. *Pesquisas em Geociências* 36, 49-57.
- Frantz, H., Zierenberg, R., Schiffman, P., 2008. Chemical transport in geothermal systems in Iceland Evidence from hydrothermal alteration. *J Volcanol Geotherm Res* 173, 217-229.
- Gilg, H.A., Morteani, G., Kostitsyn, Y., Preinfalk, C., Gatter, I., Strieder, A.J., 2003. Genesis of amethyst geodes in basaltic rocks of the Serra Geral Formation (Ametista do Sul, Rio Grande do Sul, Brazil): a fluid inclusion, REE, oxygen, carbon, and Sr isotope study on basalt, quartz, and calcite. *Miner. Deposita* 38, 1009-1025.
- Gomes, M.E.B., Mexias, A.S., Scopel, R., Bongioiolo, E.M., Formoso, M.L.L., Milara, T., 2005. Volcanic sequence of the amethyst district in south Paraná province, Rio Grande do Sul, Brazil: Flow emplacement mechanism and

geodes formation. Anais do I Simpósio Brasileiro de Metalogenia, Gramado. 1 CD-ROM, 3 pp.

- Gomes, M.E.B., 1996. Mecanismos de resfriamento, estruturação e processos pós-magmáticos em basaltos da Bacia do Paraná - região de Frederico Westphalen (RS) - Brasil. PhD Thesis, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brasil, 219 pp.
- Hartmann, L.A., Duarte, L.C., Massonne, H.-J., Michelin, C., Rosenstengel, L.M., Bergmann, M., Theye, T., Pertille, J., Arena, K.R., Duarte, S.K., Pinto, V.M., Barboza, E.G., Rosa, M.L.C.C., Wildner, W., 2011. Sequential opening and filling of cavities forming vesicles, amygdaloids and giant amethyst geodes in lavas from the southern Paraná volcanic province, Brazil and Uruguay. *Int. Geol. Review*; DOI: 10.1080/00206814.2010.496253.
- Hartmann, L.A., Wildner, W., Duarte, L.C., Duarte, S.K., Pertille, J., Arena, K.R., Martins, L.C., Dias, N.L., 2010. Geochemical and scintillometric characterization and correlation of amethyst-bearing Paraná lavas from the Quaraí and Los Catalanes districts, Brazil and Uruguay. *Geol. Mag.* 147, 954-970.
- Hartmann, L.A. Amethyst geodes formed from hot water in dinosaur times. 1st ed. Porto Alegre/Brasil: UFRGS; 2008.
- Herd, R.A., Pinkerton, H., 1997. Bubble coalescence in basaltic lava: Its impact on the evolution of bubble populations. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 75, 137-157.
- Mantovani, M.S.M., Marques, L.S., De Sousa, M.A., Civetta, L., Atalla, L., Innocenti, F., 1985. Trace element and strontium isotope constraints on the origin and evolution of Paraná continental flood basalts of Santa Catarina state (southern Brazil). *J. Petrol.* 26, 187-209.
- Meunier, A., Formoso, M.L.L., Patrier, P., Chies, J.O., 1988. Altération hydrothermale de roches volcaniques liées à la gènesse des améthystes - Bassin du Paraná - sud du Brésil. *Geoch. Bras.* 2, 127-142.
- Morteani, G., Kostitsyn, Y., Preinfalk, C., Gilg, H. A., 2009. The genesis of the amethyst geodes at Artigas (Uruguay) and the paleohydrology of the Guaraní aquifer: structural, geochemical, oxygen, carbon, strontium isotope and fluid inclusion study. *Int. J. Geol. Sci.* 99, 927-947.
- Peate, D.W., 1997. The Paraná-Etendeka Province. In: J.J. Mahoney, Coffin,

- M.R., editors. Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism. Geophysical Monograph 100, Washington DC, USA, p. 217-245.
- Peate, D.W., Hawksworth C.J., Mantovani, M.S.M., 1992. Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution. *Bull. Volcanol.* 55, 119-139.
- Pinto, V.M., Hartmann, L.A., 2011. Flow-by-flow chemical stratigraphy and evolution of thirteen Serra Geral Group basalt flows from Vista Alegre, southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* (accepted for publication).
- Pinto, V.M., Hartmann, L.A., Santos, J.O.S., McNaughton, N.J., Wildner, W., 2011a. Zircon U–Pb geochronology from the Paraná bimodal volcanic province support a brief eruptive cycle at ~135 Ma. *Chemical Geology* 281, 93-102.
- Pinto, V. M., Hartmann, L. A., Wildner, W., 2011b. Epigenetic hydrothermal origin of native copper and supergene enrichment in the Vista Alegre district, Paraná basaltic province, southernmost Brazil. *Int. Geol. Review*, doi: 10.1080/00206810903464547.
- Proust, D., Fontaine, C., 2007a. Amethyst-bearing lava flows in the Paraná Basin (Rio Grande do Sul, Brazil): cooling, vesiculation and formation of the geodic cavities. *Geol. Mag.* 144, 53-65.
- Proust, D., Fontaine, C., 2007b. Amethyst geodes in the basaltic flow from Triz quarry at Ametista do Sul (Rio Grande do Sul, Brazil): magmatic source of silica for the amethyst crystallizations. *Geol. Mag.* 144, 731–740.
- Scopel, R.M., Gomes, M.E.B.G., Formoso, M.L.L., Proust, D., 1998. Derrames portadores de ametistas na região de Frederico Westphalen-Iraí-Planalto-Ametista do Sul, RS – Brasil. *Actas del II Congreso Uruguaio de Geologia, Punta del Leste*, v. 1, p. 243-252.
- Silva, A.O. Mineração em geodos em Ametista do Sul. In: Hartmann, L.A., Silva, J.T., editors. *Tecnologias para o setor de gemas, joias e mineração*. Porto Alegre/Brasil: IGEO/UFRGS; 2010. p. 233–246.
- Szubert, E.C., Orlandi, F.V., Shintaku, I., 1978. Geologia dos jazimentos de ametista do Alto Uruguai. *Guias de prospecção. Anais do XXX Congresso Brasileiro de Geologia, Recife, SBG*, v.4, p. 1350-1356.

- Wang, C.Y., Zhou, M-F., Qi, L., 2007. Permian flood basalts and mafic intrusions in the Jinping (SW China)-Song Da (northern Vietnam) district: Mantle sources, crustal contamination and sulfide segregation. *Chem. Geol.* 243: 317-343
- Wildner, W., Hartmann, L.A., Cunha-Lopes, R., 2009. A proposed stratigraphy for the Serra Geral Group in the Paraná Basin. In: Milani, E.J., Chemale Jr., F., editors. *Correlation Brazil-Africa*. Gramado, PETROBRAS (in press).
- Wildner, W., Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., 2006. Serra Geral volcanic climax at 135 Ma: first U–Pb isotopic results on zircon. *Anais do XLIII Congresso Brasileiro de Geologia, Aracaju, v.1, p. 126.*
- Zalán, P.V., Wolff, S., Conceição, J.C.J., Marques, A., Astolfi, M.A.M., Vieira, I.S., Appi, V.T., Zanotto, O.A., 1990. Bacia do Paraná. In: Raja-Gabaglia, G.P., Milani, E.J., editors. *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*. PETROBRÁS/SEREC/CEN-SUD, Rio de Janeiro, p. 135-168.
- Zerfass, H., Chemale Jr, F., Lavina, E., 2005. Tectonic control of the Triassic Santa Maria Supersequence of the Paraná Basin, southernmost Brazil, and its correlation to the Waterberg Basin, Namibia. *Gondwana Res.* 8, v 2, 163-176.

Appendix 1:

Table 3: Location of the analyzed samples and the described outcrops of the Ametista do Sul mining district and Frederico Westphalen region.

Sample	Zone	UTM E (m)	UTM N (m)	Elevation	Sample	Zone	UTM E	UTM N	Elevation
Datum					Datum				
South American 69					WGS 84				
A 1	22S	283612	6971961	484 m	A 34	22S	288381	6968200	471 m
A 2	22S	285279	6970821	490 m	A 35	22S	287993	6968049	417 m
A 3	22S	282422	6972129	430 m	A 36	22S	287690	6968139	386 m
A 4	22S	281188	6972375	310 m	A 37	22S	286953	6968317	350 m
A 5	22S	281153	6972484	346 m	A 38	22S	286587	6968280	338 m
A 6	22S	284895	6970178	375 m	A 39	22S	285709	6967876	304 m
A 7	22S	283875	6971059	425 m	A 40	22S	285348	6967162	280 m
A 8	22S	281738	6972205	358 m	A 41	22S	284335	6966633	255 m
A 9	22S	279906	6972895	267 m	A 42	22S	289323	6968708	518 m
A 10	22S	278923	6973364	280 m	A 43	22S	289575	6968916	595 m
A 11	22S	277876	6973020	237 m	A 44	22S	290092	6968472	540 m
A 12	22S	276956	6971239	231 m	A 45	22S	283301	6972032	431 m
A 13	22S	276976	6971615	255 m	A 46	22S	283045	6971748	395 m
A 14	22S	276531	6972361	260 m	A 47	22S	282531	6971092	350 m
A 15	22S	275879	6971156	357 m	A 48	22S	281355	6969202	294 m
A 16	22S	274822	6970991	354 m	A 49	22S	280939	6969352	247 m
A 17	22S	272873	6970880	285 m	A 50	22S	283382	6972439	434 m
A 18	22S	265537	6969981	498 m	A 51	22S	283626	6972631	400 m
A 19	22S	270629	6970333	449 m	A 52	22S	284167	6973255	380 m
A 20	22S	271105	6970414	403 m	A 53	22S	284806	6973815	356 m
A 21	22S	272348	6970380	333 m	A 54	22S	283838	6974129	329 m
A 22	22S	274014	6973323	334 m	A 55	22S	283715	6974188	315 m
A 23	22S	285120	6970466	432 m	A 56	22S	265028	6972372	480 m
A 24	22S	285048	6970368	395 m	A 57	22S	265336	6972309	448 m
A 25	22S	283578	6972413	433 m	A 58	22S	265592	6972207	431 m
A 26	22S	283802	6972890	388 m	A 59	22S	265811	6972058	400 m
A 27	22S	284413	6973690	332 m	A 60	22S	265954	6971957	381 m
A 28	22S	283923	6973069	379 m	A 61	22S	266011	6971814	361 m
A 29	22S	283742	6972906	385 m	A 62	22S	265980	6971690	342 m
A 30	22S	286009	6963961	383 m	A 63	22S	268447	6972911	295 m
A 31	22S	285213	6963669	365 m	A 64	22S	261165	6971375	545 m
A 32	22S	285273	6963982	321 m	A 65	22S	263806	6971614	500 m
A 33	22S	282014	6969230	398 m	A 66	22S	268655	6970378	505 m
					A 67	22S	290709	6974317	510 m
					A 68	22S	290656	6974332	476 m

Appendix 2:

Table 4: Chemical analyses of the samples from the Ametista do Sul mining district and Frederico Westphalen region. (<) – below detection limit; oxides in wt.%; elements in ppm.

Flow	Linha Alta	São Valentim				COOGAMAI					Veia Alta				
	A43	A42	A44	A34	A1	A3A	A16	A21	A67	A3B	A7	A15	A22	A23A	
SiO ₂	49.75	50.43	49.32	49.75	47.99	49.54	49.6	48.87	48.67	47.9	47.43	44.91	45.67	48.02	
TiO ₂	2.17	2.45	2.49	2.57	2.34	2.32	2.32	2.28	2.22	3.65	3.69	3.76	3.69	3.73	
Al ₂ O ₃	13.17	12.80	12.84	12.38	13.11	13.03	13.24	12.74	13.11	12.42	12.51	12.73	12.39	12.55	
Fe ₂ O ₃ (t)	14.03	14.93	15.00	15.52	15.05	14.81	14.71	14.85	14.59	15.46	15.77	16.05	15.48	15.18	
MgO	5.76	4.43	4.34	4.68	5.65	5.74	5.65	5.32	5.56	4.61	4.32	5.2	4.87	4.35	
CaO	9.85	8.51	8.65	8.88	9.78	9.77	9.64	9.42	9.76	8.48	8.1	8.65	8.61	8.46	
Na ₂ O	2.35	2.57	2.46	2.36	2.43	2.37	2.36	2.57	2.17	2.61	2.41	2.25	2.22	2.61	
K ₂ O	0.90	1.46	1.26	1.17	1.04	1.07	1.08	1.23	0.88	0.93	1.32	0.9	0.87	0.86	
P ₂ O ₅	0.25	0.31	0.29	0.33	0.27	0.27	0.28	0.26	0.27	0.59	0.57	0.59	0.57	0.61	
MnO	0.20	0.20	0.19	0.21	0.19	0.22	0.2	0.17	0.20	0.19	0.2	0.24	0.2	0.23	
Cr ₂ O ₃	0.014	0.008	0.008	0.009	0.016	0.016	0.016	0.016	0.016	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	
LOI	1.2	1.5	2.8	1.8	1.8	0.5	0.6	1.9	2.2	2.8	3.3	4.4	5.1	3	
Total	99.64	99.62	99.62	99.63	99.68	99.68	99.68	99.66	99.63	99.64	99.65	99.63	99.66	99.65	
Ni	57	43	33	35	61	58	71	63	53	23	34	24	28	28	
Ba	331	434	440	374	321	308	309	312	384	518	506	464	472	515	
Be	1	2	1	1	<1	<1	<1	<1	<1	1	1	<1	1	1	
Co	51.2	43.7	47.1	45.1	44.6	42.4	48.5	41.5	45.4	39.8	42.4	40.4	36.6	35.9	
Cs	0.1	0.6	1.7	0.3	0.2	0.3	0.2	0.3	1.6	0.3	0.1	<0.1	0.1	0.4	
Ga	20.4	21.8	22.0	18.8	18.4	17.9	19	18.7	18.6	22	20.2	22.6	20.2	20.4	
Hf	4.2	5.5	5.4	4.9	4.4	3.9	4.2	3.8	4.0	6.7	6.4	6.2	5.6	6.1	
Nb	14.7	20.3	19.8	16.5	14.3	13.6	14.7	13.7	13.9	25.8	27.8	26.2	25.3	26.2	
Rb	13.7	37.3	30.1	28.0	18.6	22.9	22.7	29.9	25.1	18.1	15.4	7.6	6.9	24.2	
Sn	2	2	2	2	1	1	1	2	1	2	2	2	2	2	
Sr	407	382	410	338	340	315	338	341	369	448	443	448	454	459	
Sc	38	34	34	39	38	38	39	38	38	32	32	33	32	33	
Ta	0.9	1.3	1.2	1.1	0.8	0.8	0.9	0.8	0.8	1.6	1.6	1.7	1.4	1.5	
Th	2.2	3.3	3.7	2.7	3.2	2.6	2.7	2.5	2.7	4.4	4.4	4.1	4.1	4	
U	0.5	0.7	0.7	0.6	0.5	0.5	0.7	0.5	0.6	0.9	0.8	0.8	0.8	0.7	
V	479	511	523	522	474	477	471	453	486	462	455	475	424	419	
W	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.9	<0.5	<0.5	<0.5	
Zr	152	202	207	178	148	145	150	139	147	244	242	240	226	236	
Y	29.1	36.0	35.8	34.2	28.6	28.5	31	28.2	42.6	38.7	37.5	37.8	33.8	35.8	
La	22.1	30.7	29.6	25.0	20.1	20.1	20.8	20.4	33.9	36.6	36.4	36.7	33.7	34.5	
Ce	49.5	65.0	62.4	58.3	46.2	47.3	48.5	48	56.0	84.5	85.1	84.1	81.7	83.5	
Pr	6.14	8.37	8.16	7.08	5.64	5.67	5.88	5.63	9.16	10.13	10.12	10.16	9.27	9.69	
Nd	24.8	34.1	33.4	29.9	22.7	24.1	24.4	24.2	37.7	42.1	41.6	42.2	38.1	39.2	
Sm	5.59	7.36	7.24	6.33	5.06	5.23	5.36	5.22	8.05	8.75	8.66	8.55	8.15	8.49	
Eu	1.77	2.24	2.36	2.00	1.68	1.68	1.76	1.76	2.58	2.67	2.75	2.75	2.6	2.71	
Gd	5.61	7.23	7.29	6.60	5.44	5.42	5.63	5.59	8.58	8.52	8.35	8.33	7.81	8.29	
Tb	0.94	1.23	1.21	1.11	0.89	0.94	0.96	0.93	1.39	1.36	1.32	1.34	1.26	1.34	
Dy	5.25	6.73	6.81	6.37	5.24	5.23	5.81	5.23	8.10	7.37	7.42	7.48	6.87	7.27	
Ho	1.05	1.29	1.31	1.29	1.08	1.05	1.17	1.1	1.56	1.45	1.43	1.43	1.31	1.42	
Er	2.82	3.74	3.74	3.62	3.07	3.06	3.39	3.11	4.34	4.04	3.79	3.99	3.66	3.95	
Tm	0.43	0.53	0.54	0.54	0.43	0.44	0.48	0.46	0.63	0.55	0.54	0.52	0.51	0.55	
Yb	2.77	3.46	3.42	3.37	2.65	2.66	2.92	2.61	3.78	3.39	3.06	3.27	3.07	3.13	
Lu	0.41	0.49	0.52	0.51	0.41	0.42	0.46	0.42	0.59	0.51	0.49	0.47	0.46	0.49	

Appendix 2 (cont.)

Flow	Veia Alta										Veia do Meio			
	A23B	A25	A30	A31	A33	A35	A45	A50	A68	A17	A24	A26	A32	A36
SiO ₂	46.74	47.74	46.01	47.13	46.98	49.61	48.29	46.99	49.31	48.71	48.17	50.02	49.75	50.43
TiO ₂	3.71	3.84	3.76	3.67	3.65	3.72	3.54	3.67	3.60	3.72	3.37	3.4	3.36	3.32
Al ₂ O ₃	12.43	12.38	12.5	12.42	12.39	12.39	12.49	12.73	12.43	12.74	12.59	12.64	12.3	12.47
Fe ₂ O ₃ (t)	15.65	15.09	15.78	15.55	15.44	14.76	14.87	15.04	15.06	15.4	15.52	15.16	15.59	15.02
MgO	4.61	4.37	4.73	4.68	4.41	4.03	4.31	4.30	4.04	4.43	4.45	4.14	3.96	4.06
CaO	8.51	8.06	8.82	8.35	8.07	8.28	8.31	8.23	8.02	7.74	8.4	8.27	8.1	8.09
Na ₂ O	2.44	2.47	2.25	2.34	2.26	2.61	2.48	2.32	2.72	2.63	2.59	2.66	2.56	2.66
K ₂ O	0.76	1.26	0.8	1.15	1.11	1.59	1.26	1.14	1.84	1.84	1.13	1.63	1.55	1.59
P ₂ O ₅	0.57	0.55	0.57	0.57	0.55	0.60	0.58	0.57	0.57	0.61	0.48	0.46	0.46	0.48
MnO	0.24	0.17	0.2	0.19	0.17	0.16	0.17	0.16	0.22	0.19	0.21	0.2	0.22	0.22
Cr ₂ O ₃	0.003	0.003	0.003	0.003	0.002	0.003	0.003	0.003	0.004	0.003	0.006	0.005	0.004	0.005
LOI	4	3.7	4.2	3.6	4.6	1.8	3.3	4.5	1.8	1.6	2.7	1	1.8	1.3
Total	99.65	99.65	99.65	99.63	99.67	99.60	99.61	99.61	99.63	99.66	99.63	99.62	99.65	99.61
Ni	29	<20	45	60	37	22	26	23	22	24	28	30	28	28
Ba	500	533	518	508	510	628	518	509	521	539	510	509	512	530
Be	1	1	1	2	<1	<1	2	1	2	1	1	1	2	1
Co	36.9	39.6	40.2	40.6	37	41.3	39.5	37.2	39.7	36.7	37.4	38	39.1	42.3
Cs	0.5	<0.1	0.2	0.4	0.5	0.4	<0.1	0.3	0.3	0.3	0.3	0.2	0.4	0.3
Ga	20.6	21.6	21.4	21.4	21	20.9	23.0	21.5	22.0	21.2	21.2	22.1	20.6	21.9
Hf	6.8	7.1	6.5	6.1	6.5	6.7	6.6	5.8	6.8	6.7	6.7	6.9	6.2	7.1
Nb	25	28.1	26.8	26.4	25.2	27.2	27.7	27.2	27.2	26.8	25	26.6	26.5	27.0
Rb	14.6	11.3	5.3	14	23.3	34.9	14.5	25.3	49.0	39.5	10.1	33.7	27.9	34.9
Sn	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	3	2	2
Sr	460	429	459	443	429	441	483	481	437	414	481	431	420	437
Sc	32	33	34	33	33	33	31	31	31	32	31	32	31	32
Ta	1.4	1.5	1.6	1.4	1.5	1.7	1.7	1.7	1.7	1.5	1.6	1.6	1.5	1.5
Th	4	4.1	3.9	3.5	4.1	4.2	4.4	4.0	4.0	4.3	4	3.7	3.9	3.8
U	0.8	0.9	0.8	0.8	0.7	0.9	0.7	0.7	1.0	0.9	0.7	0.7	0.8	0.8
V	432	445	449	443	447	460	473	468	460	442	447	462	458	472
W	<0.5	0.9	<0.5	<0.5	0.6	1.1	<0.5	<0.5	0.5	0.5	<0.5	<0.5	0.5	0.9
Zr	229	240	247	245	241	246	253	241	250	253	244	257	260	255
Y	33.3	37.2	37	38.8	35.4	41.4	39.8	38.6	37.8	43.5	33.9	37.9	36.6	37.0
La	33.5	35.6	36.4	36.5	34.8	37.8	39.5	35.9	37.5	37.4	33.7	34.7	34.9	36.5
Ce	81.1	80.7	82.4	82.7	77.9	87.2	88.0	78.1	88.7	84	84.7	79.1	79.7	86.1
Pr	9.29	9.87	10.08	10.31	10.02	10.49	10.80	10.23	10.19	10.31	9.54	9.72	9.84	10.19
Nd	37.8	40.9	39.6	43	40.1	43.6	44.1	42.3	41.8	43.5	39.3	40.8	41.2	43.8
Sm	8.11	8.83	8.89	8.63	8.47	9.09	9.40	8.95	8.70	8.85	8.22	8.74	8.4	8.88
Eu	2.56	2.6	2.77	2.68	2.69	2.76	2.89	2.78	2.71	2.77	2.65	2.62	2.61	2.71
Gd	8.13	8.3	8.52	8.43	8.34	8.89	8.88	8.52	8.48	8.9	8.32	8.16	8.14	8.73
Tb	1.28	1.26	1.36	1.33	1.29	1.39	1.43	1.39	1.37	1.39	1.29	1.3	1.32	1.39
Dy	6.93	6.98	7.15	7.41	7.13	8.08	7.69	7.22	7.60	7.6	6.95	7.09	6.69	7.76
Ho	1.34	1.38	1.42	1.49	1.38	1.51	1.48	1.43	1.48	1.5	1.4	1.43	1.45	1.43
Er	3.76	3.76	3.99	3.88	3.78	4.07	3.95	3.85	3.79	4.02	3.94	3.95	3.99	4.02
Tm	0.52	0.53	0.56	0.57	0.5	0.57	0.57	0.55	0.55	0.56	0.52	0.52	0.56	0.55
Yb	3.12	3.17	3.33	3.45	3.1	3.65	3.59	3.48	3.42	3.37	3.11	3.16	3.2	3.54
Lu	0.46	0.47	0.48	0.48	0.45	0.56	0.55	0.51	0.53	0.5	0.47	0.45	0.46	0.51

Appendix 2 (cont.)

Flow	Veia do Meio		Veia Baixa		A5	Barreiro Grande				Rio da Várzea					
	A46A	A51	A6	A47	A5	A4	A9	A12	A38	A11	A39	A40	A41	A48	A49
SiO ₂	50.17	49.75	47.13	49.27	51.5	49.21	49.25	49.62	48.89	49.49	49.20	49.07	49.48	48.98	49.72
TiO ₂	3.32	3.32	3.55	3.45	3.26	4.31	4	3.96	3.90	3.76	3.72	3.78	3.78	3.71	3.81
Al ₂ O ₃	12.59	12.69	12.58	12.44	12.18	12.62	12.82	12.87	12.59	12.86	12.75	12.99	12.62	12.89	12.57
Fe ₂ O ₃ (t)	14.41	15.05	15.69	14.93	14.59	15.59	14.57	13.93	15.54	15.17	15.08	14.68	14.98	14.49	15.32
MgO	4.10	4.12	4.56	4.12	3.55	3.9	4.51	4.64	3.88	4.22	4.07	4.31	4.15	4.15	4.10
CaO	8.09	8.07	8.63	7.42	6.59	8.32	8.52	8.59	7.66	8.37	7.95	8.50	8.30	7.64	8.23
Na ₂ O	2.60	2.62	2.45	2.34	2.39	2.65	2.63	2.71	2.44	2.71	2.63	2.67	2.71	2.42	2.70
K ₂ O	1.56	1.59	1.04	2.16	2.52	1.36	1.31	1.33	1.81	1.37	1.36	1.30	1.37	1.77	1.39
P ₂ O ₅	0.49	0.48	0.54	0.49	0.5	0.38	0.38	0.4	0.39	0.41	0.42	0.39	0.42	0.39	0.41
MnO	0.20	0.21	0.2	0.17	0.17	0.17	0.22	0.21	0.17	0.19	0.16	0.21	0.20	0.20	0.20
Cr ₂ O ₃	0.005	0.006	0.002	0.002	0.003	0.002	0.003	0.003	<0.002	0.002	0.003	0.004	0.002	0.002	0.002
LOI	2.1	1.7	3.3	2.8	2.4	1.2	1.4	1.4	2.4	1.1	2.3	1.7	1.6	3.0	1.2
Total	99.61	99.61	99.67	99.62	99.67	99.68	99.65	99.68	99.64	99.67	99.64	99.65	99.63	99.63	99.63
Ni	28	30	20	<20	<20	<20	21	<20	<20	20	<20	<20	<20	<20	<20
Ba	530	512	435	453	449	415	469	429	439	438	486	411	446	481	469
Be	2	2	1	2	2	1	<1	1	1	1	1	1	2	1	2
Co	41.2	46.1	37.1	41.8	30.1	31.5	38.8	35.5	36.0	36.7	38.7	37.6	39.4	43.3	40.3
Cs	0.2	0.2	0.2	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.4	0.3	0.3	0.2	0.3	0.4	0.4
Ga	22.7	22.0	20.9	23.1	21.7	19.9	22	21.2	21.0	21.7	21.9	21.3	22.7	22.6	22.3
Hf	7.4	6.9	6.4	5.7	6.2	5.7	5.8	6.2	5.4	5.9	6.4	6.0	6.1	5.7	6.7
Nb	28.3	27.0	22.2	22.7	22.3	22.3	21.3	23.8	22.4	22.1	23.8	22.0	23.4	21.1	23.8
Rb	26.0	33.7	18.1	52.5	71.8	26.8	26.9	26.1	51.2	26.6	28.1	26.4	28.0	48.3	29.1
Sn	3	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Sr	456	445	475	465	410	455	478	478	473	474	507	511	505	466	520
Sc	30	30	31	30	29	31	32	30	32	30	30	30	30	30	30
Ta	1.8	1.7	1.3	1.4	1.3	1.4	1.3	1.3	1.2	1.5	1.4	1.5	1.5	1.4	1.5
Th	3.6	3.8	3.4	2.8	3.2	3.3	3	3.1	2.4	3	3.3	2.8	3.3	2.4	3.2
U	0.8	0.8	0.6	0.7	0.6	0.6	0.5	0.7	0.6	0.7	0.7	0.5	0.6	0.5	0.7
V	474	465	455	540	450	535	519	439	532	479	455	467	488	506	489
W	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.5	<0.5	0.6	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Zr	266	257	221	226	222	216	214	216	216	222	230	219	231	212	241
Y	39.0	41.2	34	46.7	60.7	35.5	32.4	30.9	33.6	33.6	36.3	32.3	34.6	70.8	36.1
La	38.7	36.6	32.3	36.7	37.4	29.5	27.7	27.7	31.6	29.8	33.9	29.4	31.7	43.8	33.1
Ce	89.4	84.0	74.6	74.0	75.6	66.1	66.1	66.8	72.8	70.1	77.1	66.8	73.3	70.7	76.6
Pr	10.76	10.28	9.16	9.66	9.54	8.5	8.11	8.14	8.74	8.56	9.36	8.48	9.37	10.21	9.35
Nd	43.6	42.5	38.8	39.6	40.1	36.5	33.7	31.9	37.5	36.6	39.9	34.9	37.6	43.8	39.8
Sm	9.38	9.03	7.96	8.76	8.13	7.68	7.25	7.16	7.88	7.67	8.54	7.57	8.32	9.12	8.33
Eu	2.88	2.70	2.57	2.71	2.7	2.52	2.48	2.47	2.58	2.61	2.74	2.51	2.70	3.03	2.72
Gd	9.00	8.30	7.89	8.71	8.71	7.73	7.17	7.12	7.58	7.72	8.43	7.37	7.82	10.71	7.98
Tb	1.45	1.38	1.2	1.40	1.3	1.21	1.12	1.14	1.19	1.23	1.34	1.18	1.26	1.67	1.28
Dy	7.63	7.38	6.45	7.35	7.31	6.89	6.09	6.29	6.59	6.6	7.46	6.18	6.67	9.04	6.94
Ho	1.48	1.44	1.26	1.37	1.46	1.35	1.18	1.21	1.25	1.21	1.40	1.18	1.26	1.96	1.32
Er	4.10	3.92	3.36	3.94	4.05	3.73	3.23	3.39	3.36	3.35	3.77	3.30	3.40	5.40	3.50
Tm	0.59	0.58	0.47	0.54	0.54	0.5	0.46	0.47	0.45	0.47	0.54	0.47	0.50	0.72	0.50
Yb	3.64	3.52	2.8	2.98	3.06	2.88	2.79	2.78	2.82	2.84	3.16	2.86	3.01	3.88	3.08
Lu	0.53	0.55	0.41	0.44	0.46	0.43	0.41	0.4	0.42	0.42	0.45	0.39	0.43	0.59	0.43

Appendix 2 (cont.)

Flow	Rio da Várzea		Frederico				URI	FWE 4		FWE 3	FWE 2	FWE 1
	A53	A55	A18	A66	A65	A56	A64	A19	A58	A60	A62	A63
SiO ₂	49.06	49.30	50.1	50.45	50.50	51.03	50.71	48.84	48.97	49.40	48.97	46.62
TiO ₂	3.75	3.79	2.45	2.32	2.35	2.27	2.36	1.91	1.97	2.05	2.06	2.27
Al ₂ O ₃	12.47	13.07	12.51	12.69	12.58	12.46	12.66	13.44	13.42	13.54	13.54	13.47
Fe ₂ O ₃ (t)	15.44	14.69	15.94	15.55	15.43	15.71	15.37	13.09	13.75	13.21	13.27	14.62
MgO	3.96	4.30	4.81	4.66	4.61	4.56	4.81	6.18	5.97	5.81	5.23	5.58
CaO	7.56	8.60	8.73	8.72	8.74	8.60	8.75	10.54	9.83	10.16	9.78	9.65
Na ₂ O	2.42	2.65	2.58	2.51	2.43	2.53	2.42	2.21	2.27	2.31	2.31	2.05
K ₂ O	1.88	1.30	1.16	1.17	1.19	1.24	1.23	0.8	0.91	0.81	0.67	0.72
P ₂ O ₅	0.40	0.38	0.27	0.27	0.26	0.26	0.25	0.22	0.23	0.23	0.26	0.28
MnO	0.15	0.18	0.22	0.22	0.25	0.21	0.21	0.21	0.17	0.20	0.21	0.18
Cr ₂ O ₃	0.002	0.003	0.009	0.009	0.010	0.008	0.010	0.022	0.016	0.016	0.011	0.016
LOI	2.5	1.4	0.9	1.1	1.3	0.8	0.9	2.2	2.1	1.9	3.3	4.2
Total	99.63	99.62	99.69	99.66	99.63	99.66	99.64	99.69	99.66	99.65	99.64	99.63
Ni	<20	<20	45	38	39	40	44	80	60	63	54	66
Ba	462	435	299	327	329	314	339	304	298	314	379	314
Be	1	2	<1	<1	<1	<1	1	<1	1	1	<1	<1
Co	36.0	40.9	41.1	47.1	45.6	44.7	47.5	42.1	46.1	46.6	47.6	47.7
Cs	0.2	0.2	0.2	0.5	0.2	0.2	0.4	1.4	0.3	<0.1	0.2	1.0
Ga	21.9	23.0	20.1	19.7	19.3	20.0	19.4	17.5	17.7	18.8	19.9	19.8
Hf	6.5	6.0	4.4	5.2	4.6	4.9	5.3	3.2	3.8	3.9	4.8	4.3
Nb	23.1	22.4	14.6	15.1	14.5	15.1	15.8	12.4	12.7	13.3	16.2	14.2
Rb	44.3	26.7	23.8	30.9	25.4	26.0	34.0	20.7	21.6	10.8	11.0	28.4
Sn	2	2	1	2	1	2	2	1	1	1	1	1
Sr	495	525	255	280	270	273	274	393	360	397	443	382
Sc	29	30	41	42	41	40	41	38	39	37	34	39
Ta	1.4	1.4	0.9	0.9	0.8	0.9	1.0	0.8	0.8	0.8	0.9	0.9
Th	2.9	2.9	2.3	2.3	2.2	2.7	2.9	2	2.0	2.3	3.0	2.5
U	0.6	0.7	0.5	0.6	0.4	0.5	0.5	0.4	0.4	0.5	0.5	0.5
V	504	528	500	509	543	497	520	409	449	460	437	522
W	<0.5	<0.5	0.7	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Zr	225	224	171	175	167	172	176	129	137	140	162	154
Y	41.1	33.8	34.1	44.4	37.1	39.5	78.6	24.2	28.1	26.3	35.1	43.7
La	37.1	30.9	20.4	22.6	22.0	23.3	30.8	18.6	19.1	19.7	25.5	26.7
Ce	72.0	68.9	48.8	49.5	50.4	50.2	51.6	43.4	42.1	45.8	55.5	48.5
Pr	10.16	8.67	5.88	6.47	6.18	6.55	10.19	5.07	5.31	5.57	6.90	7.25
Nd	43.4	35.7	25.7	27.1	25.2	27.0	48.9	22.1	22.0	22.8	28.4	31.5
Sm	9.00	7.96	5.74	6.25	5.97	6.34	13.70	4.57	4.85	5.01	5.78	7.02
Eu	2.90	2.55	1.84	1.90	1.83	2.02	4.66	1.61	1.61	1.62	1.84	2.34
Gd	8.85	7.38	6.28	6.81	6.60	7.02	17.97	4.75	5.11	5.05	6.13	7.74
Tb	1.39	1.19	1.08	1.18	1.13	1.23	2.93	0.79	0.87	0.87	1.02	1.26
Dy	7.61	6.45	6.21	7.08	6.92	7.01	17.27	4.78	4.88	4.82	5.73	7.51
Ho	1.44	1.22	1.33	1.47	1.34	1.46	3.41	0.91	0.95	0.96	1.15	1.49
Er	3.74	3.36	3.8	4.05	3.83	4.13	8.76	2.61	2.74	2.70	3.28	4.06
Tm	0.53	0.48	0.55	0.62	0.55	0.63	1.30	0.36	0.42	0.41	0.46	0.56
Yb	3.36	2.94	3.42	3.92	3.57	3.91	8.89	2.19	2.72	2.57	2.78	3.57
Lu	0.48	0.43	0.52	0.61	0.56	0.61	1.39	0.34	0.42	0.38	0.44	0.54

CAPÍTULO 3. ANEXOS

3.1. Carta de submissão do artigo

> ----- Original Message -----
> From: "Ore Geology Reviews" <nigel.cook@adelaide.edu.au>
> To: <leo.hartmann@ufrgs.br>
> Sent: Friday, January 28, 2011 10:48 AM
> Subject: Submission Confirmation
>
>
> Dear Hartmann,
>
> Your submission entitled "Hemi-graben characterization of the Ametista do
> Sul mining district, Cretaceous Paraná volcanic province of southern
> Brazil" has been received by Ore Geology Reviews
>
> You may check on the progress of your paper by logging on to the Elsevier
> Editorial System as an author. The URL is <http://ees.elsevier.com/orgeo/>.
>
> Your username is: afraneo
>
> If you need to retrieve password details, please go to:
> http://ees.elsevier.com/orgeo/automail_query.asp
>
> Your manuscript will be given a reference number once an Editor has been
> assigned.
>
> Thank you for submitting your work to this journal.
>
> With kind regards,
>
> Elsevier Editorial System
> Ore Geology Reviews
>
> *****
> For further assistance, please visit our customer support site at
> <http://support.elsevier.com>. Here you can search for solutions on a range
> of topics, find answers to frequently asked questions and learn more about
> EES via interactive tutorials. You will also find our 24/7 support contact
> details should you need any further assistance from one of our customer
> support representatives.

3.2. Descrição das lâminas delgadas de rocha de Ametista do Sul

Lâmina A18

Derrame: Frederico

Rocha microporfírica, com fenocristais esparsos, textura intergranular fina a média e matriz microcristalina entre os cristais.

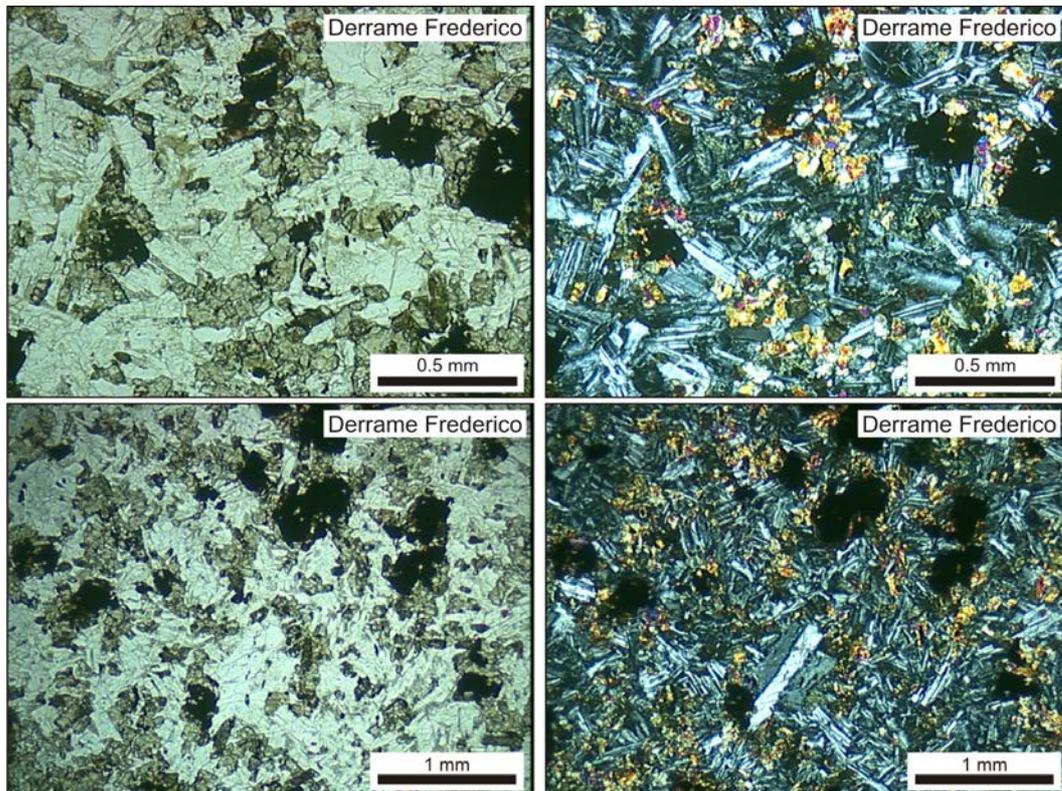
Os microfenocristais são predominantemente de plagioclásio, mas ocorrem também alguns de clinopiroxênio (90% de plagioclásio e 10% de clinopiroxênio) e não apresentam inclusões de clinopiroxênio. Ocorrem de maneira bem esparsa na rocha, em pouca quantidade e são euédricos a subédricos, de tamanho em torno de 0,8 mm, alguns chegando a 1,1 mm de tamanho.

A textura intergranular é formada por cristais prismáticos alongados e pequenos de plagioclásio, em torno de 0,3 mm de tamanho, euédricos a subédricos, e cristais diminutos de clinopiroxênio, fortemente arredondados e anédricos, de tamanho $\leq 0,2$ mm, dispostos entre os grãos de plagioclásio. Esses cristais de clinopiroxênio ocorrem em quantidade elevada em relação aos derrames do tipo pitanga e desenvolvem-se nas bordas dos cristais de plagioclásio, tornando-as irregulares. Envolvendo esses cristais e nos espaços intersticiais ocorre uma matriz microcristalina, aparentemente à base de quartzo e feldspatos, formando uma textura intersetal.

Os minerais opacos ocorrem como cristais fortemente poiquilíticos, de tamanho entre 0,3 e 0,8 mm, euédricos a anédricos. A apatita é o mineral acessório presente na rocha, principalmente na forma de agulhas, junto à matriz.

A petrogênese da rocha consta na cristalização inicial de microfenocristais de plagioclásio e clinopiroxênio, com a posterior formação dos cristais menores de plagioclásio e clinopiroxênio que formam a textura intergranular. E, no final, há a rápida cristalização da matriz, a partir de um líquido residual da cristalização, mais diferenciado, à base de quartzo e feldspatos.

Composição: Plagioclásio: 44%
Clinopiroxênio: 36%
Minerais Opacos: 8%
Matriz microcristalina: 7%
Alteração para argilominerais: 3%
Fenocristais: 1%
Apatita: Tr



Lâmina A18

Lâmina A19**Derrame: FWE 4**

Rocha holocristalina, com microfenocristais esparsos, textura intergranular fina e matriz microcristalina.

Os fenocristais são de plagioclásio, pouco alongados, porém mais espessos, chegando a 1 mm de tamanho e são límpidos, sem inclusões de clinopiroxênio.

A textura intergranular é formada por cristais pequenos de plagioclásio, $\leq 0,5$ mm de tamanho, prismáticos alongados, euédricos a subédricos, e cristais diminutos de clinopiroxênio ($\leq 0,2$ mm de tamanho), fortemente arredondados, anédricos a subédricos, dispostos nos espaços entre os cristais e nas bordas dos plagioclásios, tornando-as irregulares.

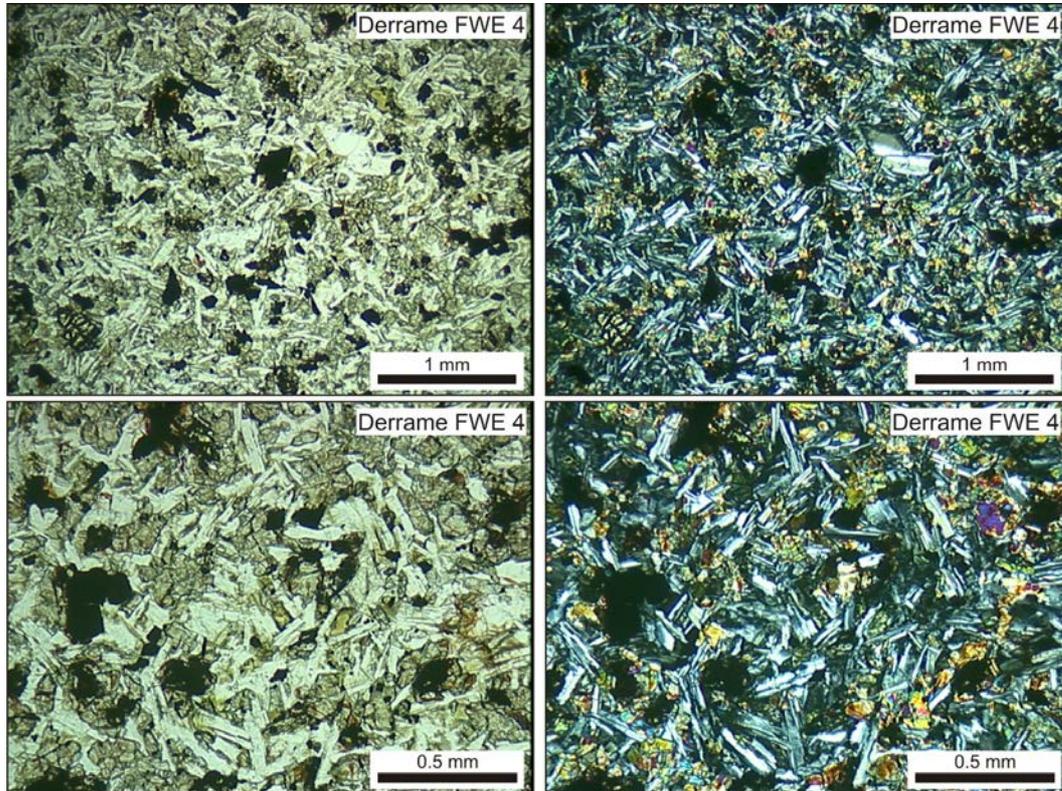
Nos espaços intersticiais desses cristais de plagioclásio e clinopiroxênio há uma matriz microcristalina, formando uma textura intersetal. Essa matriz está alterada para um material castanho-esverdeado em algumas partes da lâmina. Essa alteração afeta também alguns cristais de clinopiroxênio.

Os minerais opacos ocorrem desde pequenos cristais losangulares (0,2 mm de tamanho), subédricos a anédricos, até cristais maiores, também losangulares, porém fortemente poiquilíticos. Ocorrem também na forma de agulhas ou charuto, em quantidade restrita. A apatita está presente na rocha, como mineral acessório, na forma de pequenos cristais prismáticos alongados ou aciculares.

A petrogênese da rocha indica a cristalização inicial dos fenocristais de plagioclásio, posteriormente, ocorre a precipitação dos cristais menores de plagioclásio e clinopiroxênio que formam a textura intergranular. Por fim, há a precipitação da matriz microcristalina, a partir de um líquido residual à base de quartzo e feldspatos.

Composição: Plagioclásio: 45%
Clinopiroxênio: 32%

Minerais Opacos: 10%
 Matriz microcristalina: 7%
 Alteração para argilominerais: 4%
 Fenocristais: <1%
 Apatita: Tr



Lâmina A19

Lâmina A43

Derrame: Linha Alta

Rocha holocristalina micro-glomeroporfírica, com textura intergranular fina e pouca matriz microcristalina entre os cristais.

A rocha possui microfenocristais de plagioclásio e clinopiroxênio, na razão de 60% de plagioclásio e 40% de clinopiroxênio, que chegam a 1,5 mm de tamanho e apresentam crescimento de pequenos cristais de clinopiroxênio nas bordas e inclusões de clinopiroxênio. A matriz microcristalina da rocha ocorre em pouca quantidade e está disposta entre os cristais existentes, formando uma textura intersetal incipiente.

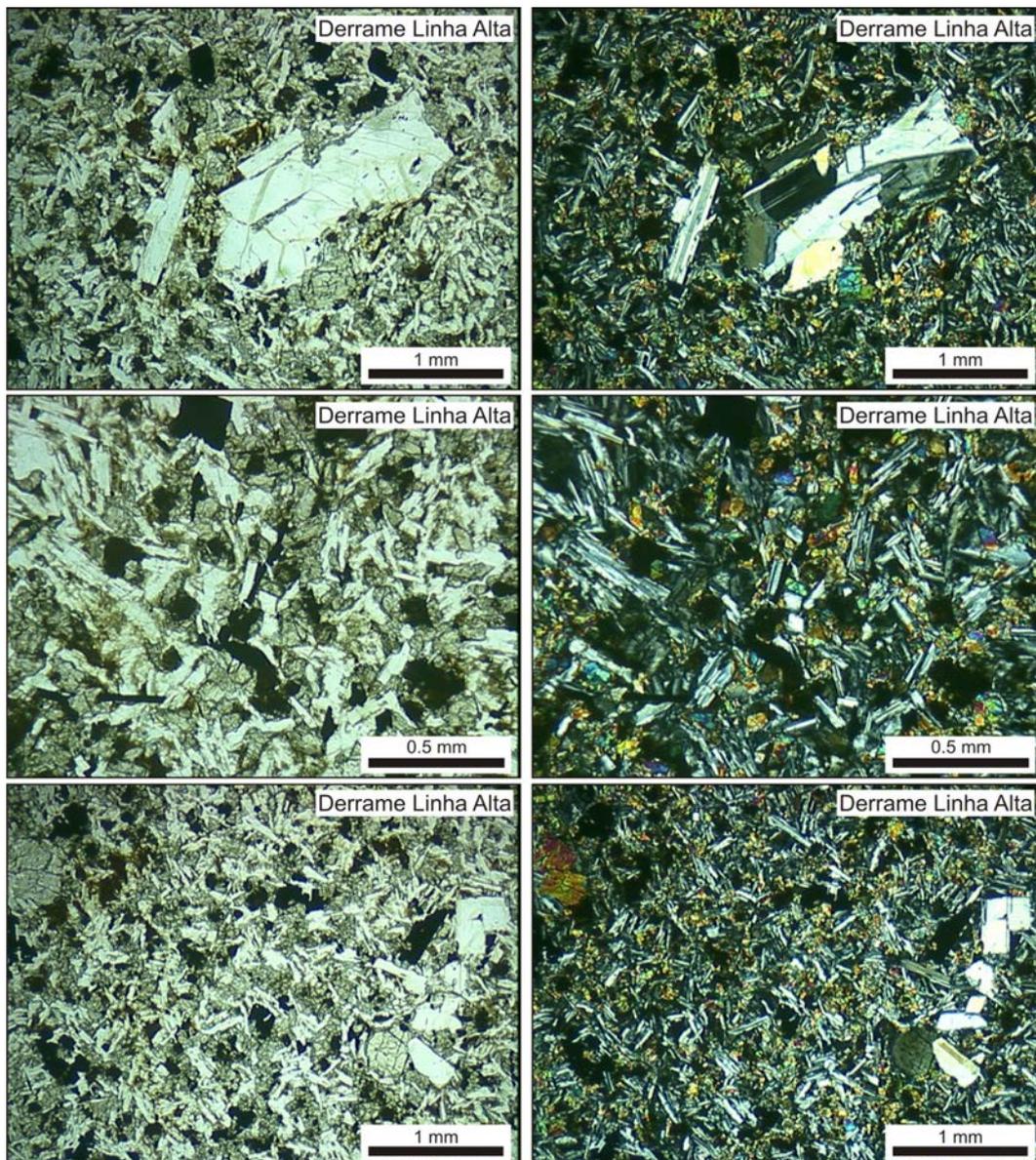
A textura intergranular é formada por pequenos cristais (0,2 a 0,4 mm de tamanho) prismáticos alongados, euédricos a subédricos de plagioclásio, com cristais menores ainda ($\leq 0,2$ mm), globulares, anédricos a subédricos de clinopiroxênio, dispostos nos espaços entre os cristais de plagioclásio. Envolvendo esses cristais ocorre ainda a matriz microcristalina em pouca quantidade.

Os minerais opacos ocorrem predominantemente como cristais de tamanho médio (0,4 a 0,8 mm), poiquilíticos e anédricos. Mas ocorrem também como cristais menores ($\leq 0,3$ mm), que tendem a ser losangulares (subédricos) e de maneira secundária, manchando a rocha de castanho e vermelho, como óxidos, principalmente de ferro. A apatita é o mineral acessório presente na rocha, na forma de prismas alongados ou aciculares.

A petrogênese da rocha indica uma cristalização inicial dos microfenocristais,

juntamente com uma fase precoce e muito fina de clinopiroxênio, que forma as inclusões nos fenocristais. Posteriormente há a cristalização da fase dois de cristais de plagioclásio e clinopiroxênio, que formam a textura intergranular e, por fim, a rápida cristalização da matriz microcristalina à partir de um líquido residual à base de quartzo e feldspatos.

Composição: Plagioclásio: 47%
 Clinopiroxênio: 35%
 Minerais Opacos: 8%
 Fenocristais: 5%
 Matriz microcristalina: 4%
 Apatita: Tr



Lâmina A43

Lâmina A42

Derrame: São Valentim

Rocha holocristalina, micro-glomeroporfirítica, com textura intergranular média e matriz microcristalina.

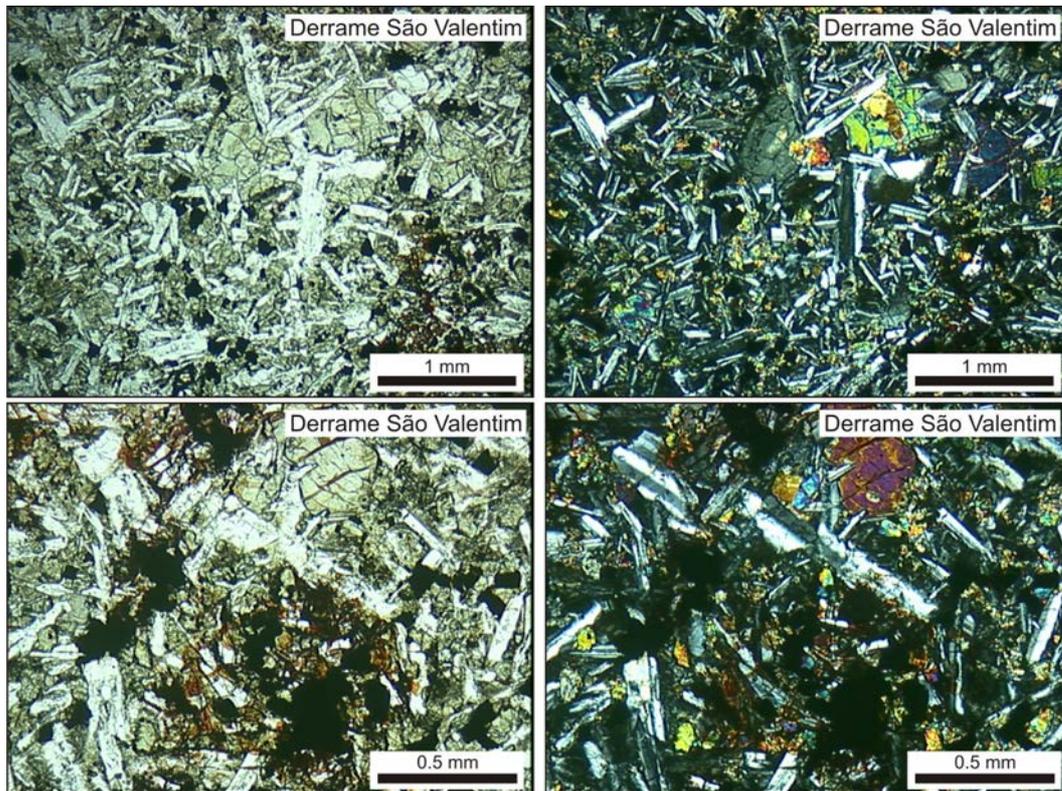
A rocha possui microfenocristais de plagioclásio e clinopiroxênio, na proporção de 60% de plagioclásio e 40 % de clinopiroxênio. Esses fenocristais são euédricos a subédricos e estão comumente dispostos em aglomerados (glomeros). Nos glomeros de fenocristais ocorrem intercrescimentos entre fenocristais de clinopiroxênio e plagioclásio, com intensa interação entre os cristais, que cristalizam-se claramente de maneira concomitante e com ampla interferência entre os dois minerais. Os fenocristais tem tamanhos entre 1 mm e 1,5 mm. Alguns fenocristais de plagioclásio apresentam crescimento de cristais menores de clinopiroxênio nas suas bordas, tornando-as irregulares, mas não apresentam inclusões de clinopiroxênio.

A textura intergranular é formada por cristais pequenos de plagioclásio, entre 0,3 e 0,7 mm de tamanho, na forma de prismas alongados, euédricos a subédricos, dispostos de maneira irregular, com pequenos cristais de clinopiroxênio, em torno de 0,2 a 0,5 mm de tamanho, prismáticos a arredondados, subédricos a anédricos, dispostos nos interstícios dos cristais de plagioclásio. Esses cristais pequenos de clinopiroxênio estão “sujos”, como se estivessem “argilizados”. Entre esses cristais de plagioclásio e clinopiroxênio que formam a textura, há uma matriz microcristalina, em pouca quantidade, formando uma textura intersetal, envolvendo os cristais.

Os minerais opacos ocorrem predominantemente como cristais pequenos, losangulares a arredondados, em torno de 0,3 mm de tamanho, mas também ocorrem em pouca quantidade como cristais maiores e poiquilíticos. Os minerais opacos ocorrem também de maneira secundária, tingindo a rocha de vermelho (óxido de ferro) ou recobrimo fenocristais de clinopiroxênio, juntamente com um argilomineral de cor verde. A apatita é o mineral acessório presente na rocha, na forma de pequenos cristais prismáticos alongados ou aciculares.

Esta rocha tem uma petrogênese que consta da cristalização inicial de microfenocristais de plagioclásio e clinopiroxênio, na forma de glomeros e com intensa interação entre os dois minerais. Posteriormente ocorre a cristalização dos cristais menores de plagioclásio e clinopiroxênio que formam a textura intergranular, inclusive com desenvolvimento de cristais de clinopiroxênio nas bordas dos fenocristais. Por fim, há a rápida cristalização da matriz microcristalina, a partir do líquido residual do final da cristalização da rocha, à base de quartzo e feldspatos.

Composição: Plagioclásio: 46%
Clinopiroxênio: 26%
Minerais Opacos: 12%
Matriz microcristalina: 7%
Fenocristais: 8%
Apatita: Tr



Lâmina A42

Lâmina A1**Derrame: COOGAMAI**

Rocha holocristalina, com textura intergranular fina, uma matriz microcristalina muito fina, aparentemente à base de feldspato (plagioclásio) e quartzo, e microfenocristais esparsos de plagioclásio e piroxênio.

A textura intergranular consiste em cristais de plagioclásio, que se apóiam entre si de maneira a formar uma trama, gerando espaços intersticiais nos quais os cristais de clinopiroxênio (par augita e pigeonita) se desenvolvem de maneira irregular. Os cristais de plagioclásio são pequenos prismas alongados ($\leq 0,3$ mm), subédricos a euédricos e tendem a se agrupar formando glomeros radiados. Os cristais de clinopiroxênio são diminutos (0,1 mm), com forma globular, subédricos a anédricos.

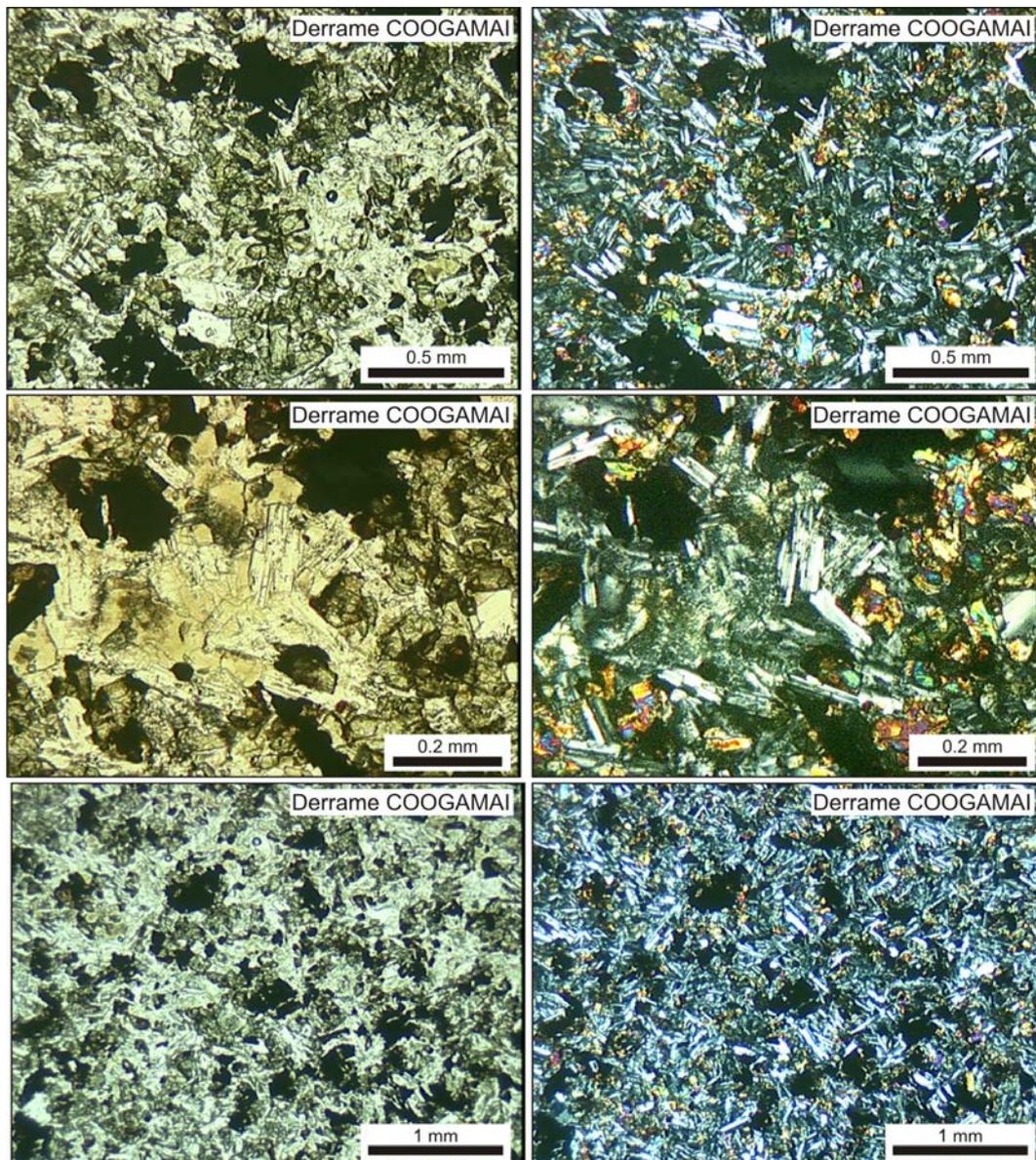
A matriz microcristalina é oriunda de um líquido residual, aparentemente à base de quartzo e plagioclásio, e ocorre principalmente nos interstícios dos cristais de plagioclásio e clinopiroxênio, formando uma textura intersetal. De modo muito esparsos na rocha (<1%), também ocorrem cristais maiores (microfenocristais) de feldspato e subordinadamente clinopiroxênio, que não chegam a 1 mm. Os fenocristais maiores apresentam-se zonados e possuem inclusões de clinopiroxênio e plagioclásio no cristal.

Os minerais opacos apresentam-se como cristais losangulares ou esféricos irregulares, pequenos ($\leq 0,2$ mm), normalmente agregados ou também ocorrem como cristais maiores, francamente poiquilíticos, englobando cristais de piroxênio e plagioclásio. Os opacos ocorrem ainda de forma secundária, como óxidos de ferro, tingindo minerais adjacentes de vermelho ou castanho. O mineral acessório que ocorre é a apatita, como pequenos cristais aciculares, distribuídos na rocha principalmente nos espaços intersticiais da textura intergranular, juntamente com os cristais pequenos de piroxênios.

Ocorrem, na rocha, três populações de plagioclásio: os fenocristais (1 mm) com inclusões; os plagioclásios de tamanho médio da textura intergranular ($\leq 0,3$ mm); e

os micrólitos da matriz microcristalina. A petrogênese dessa rocha indica a cristalização inicial dos fenocristais, juntamente com uma fase precoce e muito fina de clinopiroxênio e plagioclásio (inclusões), posteriormente a precipitação dos cristais de tamanho médio que formam a textura intergranular (plagioclásio e clinopiroxênio) e, por fim, a cristalização dos micrólitos da matriz microcristalina, gerando a textura intersetal.

Composição: Plagioclásio: 43%
 Clinopiroxênio: 27%
 Matriz microcristalina: 12%
 Minerais Opacos: 12%
 Alteração para argilominerais: 4%
 Microfenocristais: < 1%
 Apatita: Tr



Lâmina A1

Lâmina A3A

Derrame: COOGAMAI

Rocha holocristalina, com textura intergranular fina, com uma matriz microcristalina e alguns fenocristais de plagioclásio dispersos na rocha.

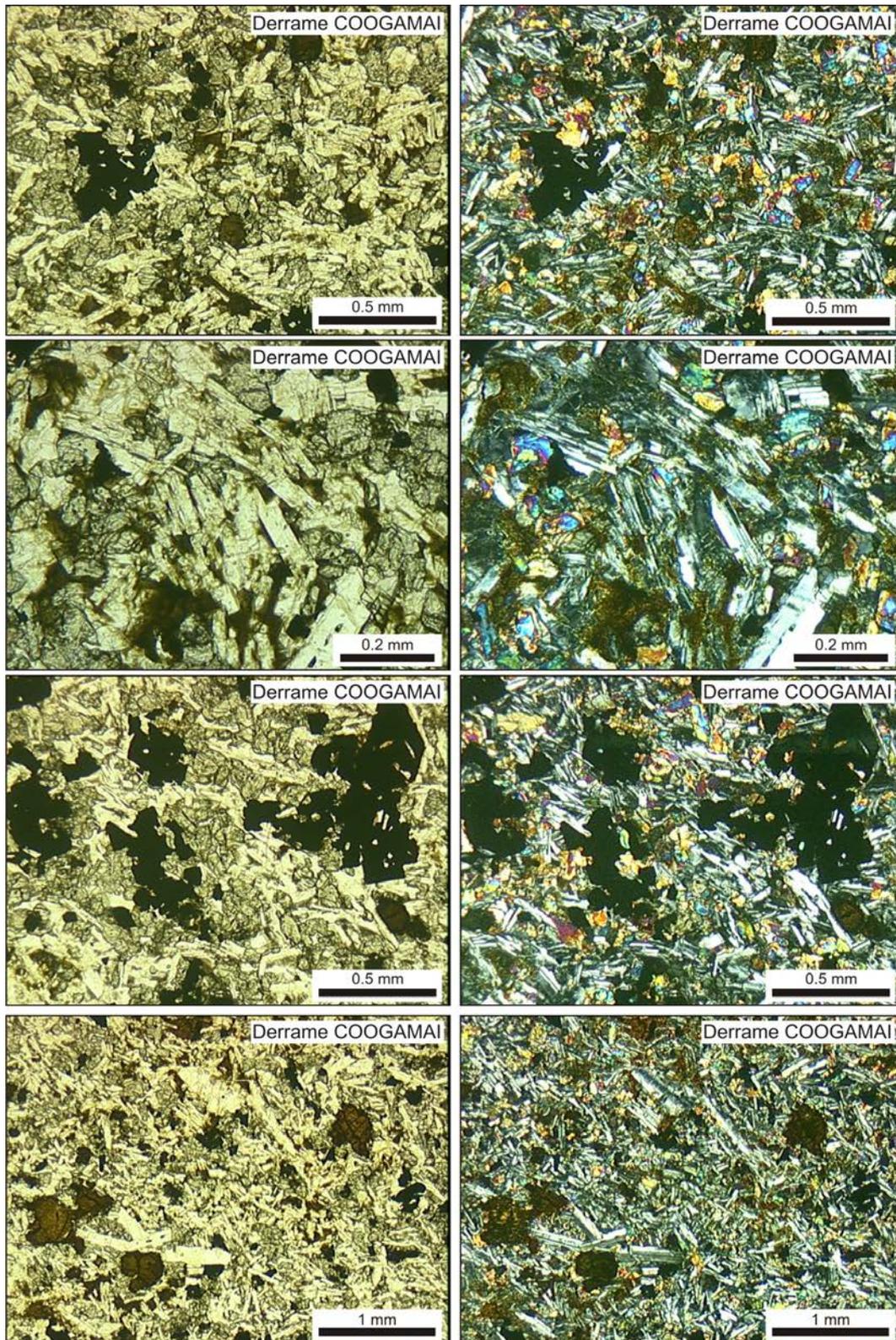
A textura intergranular é formada por cristais de plagioclásio de cerca de 0,3 mm de tamanho, na forma de prismas alongados, euédricos a subédricos, que por vezes formam agregados radiais; e cristais de clinopiroxênio pequenos ($\leq 0,2$ mm), globulares (arredondados) e subédricos a anédricos que se desenvolvem nos espaços intersticiais dos cristais de plagioclásio.

A matriz microcristalina é composta, aparentemente, por um líquido residual à base de quartzo e plagioclásio e ocorre principalmente envolvendo os grãos de plagioclásio e clinopiroxênio, nos espaços entre os cristais, formando uma textura intersetal. Os fenocristais são de plagioclásio, em torno de 1,0 mm, porém chegando a 1,25 mm de tamanho.

Os minerais opacos ocorrem predominantemente como cristais maiores (chegando a 1 mm), francamente poiquilíticos, de forma euédrica a subédrica losangular, mas também ocorrem como cristais menores (0,3 mm) losangulares a esféricos. A apatita ocorre como mineral acessório na rocha, na forma de pequenas agulhas.

A petrogênese dessa rocha é a mesma que a lâmina anterior.

Composição: Plagioclásio: 40%
Clinopiroxênio: 28%
Minerais Opacos: 12%
Matriz microcristalina: 10%
Alteração para argilominerais: 8%
Microfenocristais: < 1%
Apatita: Tr



Lâmina A3A

Lâmina A16**Derrame: COOGAMAI**

Rocha holocristalina glomeroporfírica, com microfenocristais de plagioclásio e piroxênio, com textura intergranular fina e uma matriz microcristalina.

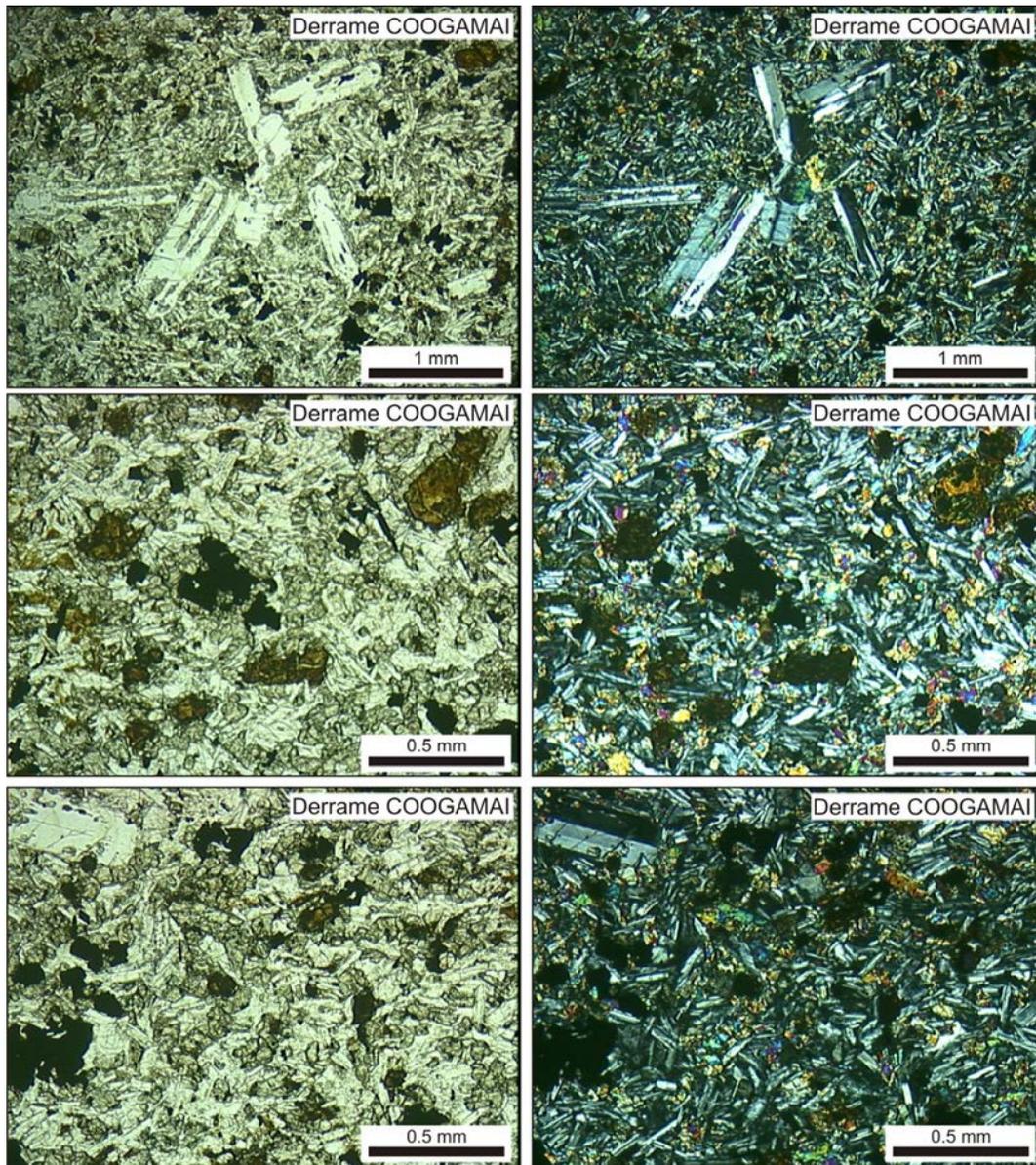
Os cristais de plagioclásio que formam a textura intergranular são pequenos prismas alongados ($\leq 0,3$ mm), euédricos a subédricos, que por vezes formam

agregados radiais. Os clinopiroxênios são pequenos cristais prismáticos curtos ($\leq 0,2$ mm) e arredondados, subédricos a anédricos.

Os fenocristais de plagioclásio e clinopiroxênio ocorrem de maneira isolada na rocha ou também em agregados (glomeros) por vezes radiais e variam entre 0,8 mm (piroxênio) e 1,3 mm de tamanho (plagioclásio). Os fenocristais de plagioclásio apresentam inclusões de pequenos cristais de clinopiroxênio. A matriz microcristalina ocorre nos interstícios dos grãos de plagioclásio e clinopiroxênio da textura intergranular, formando uma textura intersetal, porém em menor quantidade que as outras duas lâminas. Essa matriz apresenta-se alterada em grande parte para um material castanho, provavelmente argilominerais.

Os minerais opacos são euédricos a anédricos, com formas losangulares a arredondados, de diversos tamanhos, sendo os cristais maiores fortemente poiquilíticos. Ocorrem ainda, na rocha, zonas de alteração para um material castanho avermelhado, na forma de minerais relictos euédricos, provavelmente piroxênio ou até olivina reliquiar. A apatita ocorre como mineral acessório na rocha, na forma de pequenos prismas e agulhas.

Composição: Plagioclásio: 46%
Clinopiroxênio: 36%
Minerais Opacos: 9%
Matriz microcristalina: 5%
Alteração para argilominerais: 2%
Microfenocristais: 1%
Apatita: Tr



Lâmina A16

Lâmina A67**Derrame: COOGAMAI**

Rocha holocristalina, com textura intergranular fina, matriz microcristalina e microfenocristais esparsos, principalmente de plagioclásio, mas subordinadamente de clinopiroxênio. Esta rocha apresenta uma diminuição na quantidade de fenocristais, bem como os seus tamanhos, chegando a, no máximo, 0,9 mm e esse fenocristais apresentam inclusões de diminutos cristais de clinopiroxênio.

A textura intergranular é formada por cristais de plagioclásio pequenos e euédricos a subédricos, com cristais de clinopiroxênio que se desenvolveram nos espaços intersticiais dos plagioclásios. Essa fase de cristais de plagioclásio, por vezes, se agrupa em glomeros radiais. Ocorre ainda uma matriz microcristalina em pequena quantidade, que envolve os cristais de clinopiroxênio e plagioclásio, formando uma textura intersetal.

Os minerais opacos apresentam-se como pequenos cristais losangulares ou arredondados, subédricos a anédricos ou como cristais maiores, poiquilíticos. Os minerais opacos ocorrem também de maneira secundária na rocha, na forma de óxidos de ferro, tingindo minerais de castanho ou vermelho.

Há também na rocha zonas de alteração para um material castanho, na forma euédrica de cristais relíquias, que provavelmente se dá a partir da alteração de cristais de clinopiroxênio ou olivina. A rocha possui apatita como mineral acessório, na forma de pequenos prismas alongados ou aciculares.

A petrogênese dessa rocha, como as anteriores do mesmo derrame, indica a cristalização inicial dos fenocristais, juntamente com uma fase precoce e muito fina de clinopiroxênio, que ocorre como inclusões nos fenocristais, posteriormente a precipitação dos cristais que formam a textura intergranular (plagioclásio e clinopiroxênio) e, por fim, a cristalização dos micrólitos da matriz microcristalina, gerando a textura intersetal.

Composição: Plagioclásio: 45%
Clinopiroxênio: 33%
Minerais Opacos: 12%
Matriz microcristalina: 5%
Alteração para argilominerais: 3 %
Microfenocristais: <1%
Apatita: Tr

Lâmina A25

Derrame: Veia Alta

Rocha holocristalina microporfirítica, com textura intergranular média e uma matriz microcristalina. A rocha apresenta-se bastante alterada para argilominerais, principalmente as fases mais finas, como a matriz e os cristais menores de clinopiroxênio.

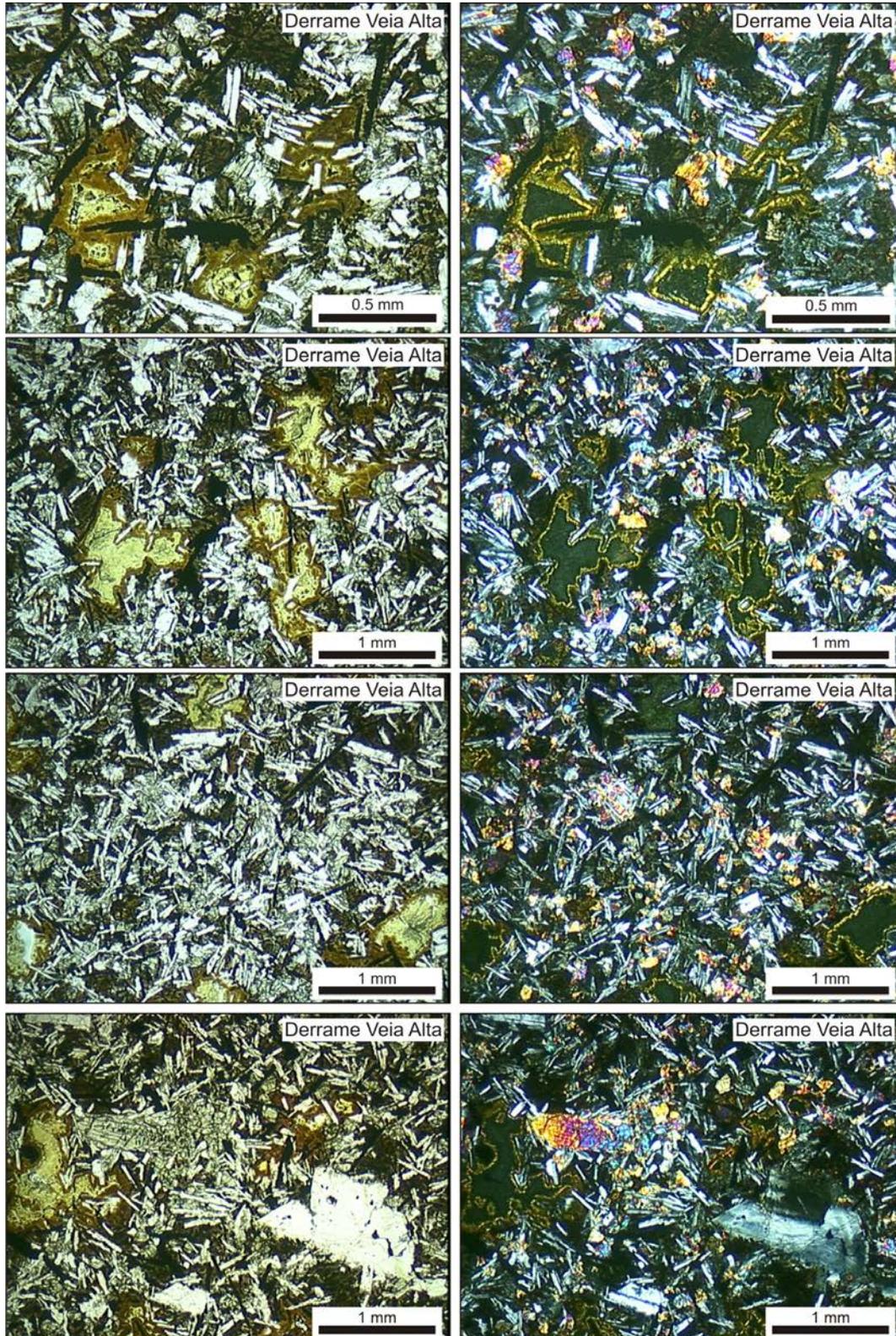
Os microfenocristais são predominantemente de plagioclásio, com inclusões de clinopiroxênio, e subordinadamente microfenocristais de clinopiroxênio. Esses fenocristais são euédricos a subédricos, de dimensões diversas, chegando a 2 mm de tamanho. Os cristais de plagioclásios que formam a textura intergranular são euédricos a subédricos, com cerca de 0,5 mm de tamanho, e por vezes formam agregados radiais. Os cristais de clinopiroxênio são pequenos e arredondados ($\leq 0,2$ mm), predominantemente subédricos, dispostos entre os cristais de plagioclásio.

A rocha possui uma matriz microcristalina, aparentemente à base de quartzo e feldspato, que se dispõe entre os cristais de clinopiroxênio e plagioclásio, formando uma textura intersticial. Essa matriz está muito alterada, para um material marrom, talvez argilominerais. A grande maioria dos cristais de clinopiroxênio apresenta-se “sujo” e “argilizados” e a rocha possui também bolsões de alteração para um material castanho nas bordas e esverdeado no centro. Esses bolsões de alteração ocorrem em toda a rocha e chegam a 2 mm de tamanho.

Os minerais opacos são peculiares e predominantemente aciculares, de tamanho médio, chegando a 0,8 mm de tamanho. Ocorrem também como cristais losangulares subédricos, em menor quantidade. Não foi possível identificar os minerais acessórios da rocha, devido ao grau de alteração, principalmente da matriz da rocha.

A petrogênese dessa rocha indica a cristalização inicial dos microfenocristais, concomitantemente com uma fase precoce e muito fina de clinopiroxênio, que ocorre como inclusões nos fenocristais. Posteriormente ocorreu a precipitação dos cristais menores de plagioclásio e clinopiroxênio que formam a textura intergranular e, por fim, a cristalização dos micrólitos da matriz microcristalina, gerando a textura intersetal. Um evento hidrotermal posterior alterou as porções mais finas da rocha para argilominerais, formando os bolsões de alteração.

Composição: Plagioclásio: 40%
Clinopiroxênio: 20%
Minerais Opacos: 10%
Matriz microcristalina: 2%
Alteração (bolsões + matriz alterada): 25%
Microfenocristais: 2%
Apatita: Tr



Lâmina A25

Lâmina A30**Derrame: Veia Alta**

Rocha holocristalina microporfirítica, com textura intergranular média, matriz microcristalina e bolsões de alteração. Os fenocristais são principalmente de plagioclásio, subédricos a euédricos, com inclusões de clinopiroxênio e chegam a 2 mm de tamanho.

Os plagioclásios da textura intergranular são prismas euédricos alongados e pequenos ($\leq 0,3$ mm) e formam agregados radiais em alguns pontos da rocha. Os clinopiroxênio são diminutos, subédricos arredondados, dispostos nos interstícios dos cristais de plagioclásio. A matriz microcristalina ocorre envolvendo esses cristais de plagioclásio e clinopiroxênio, em maior quantidade, formando uma textura interstetal e está menos alterada, nesta lâmina.

Os minerais opacos têm o mesmo hábito que a lâmina anterior, fortemente aciculares, em torno de 0,8 mm de comprimento e subordinadamente ocorrem como losângulos, subédricos a anédricos, menores ($\leq 0,4$ mm). A apatita é o mineral acessório presente na rocha, na forma de pequenos cristais aciculares.

A petrogênese dessa rocha é a mesma descrita para a lâmina anterior, do mesmo derrame.

Composição: Plagioclásio: 38%

Clinopiroxênio: 24%

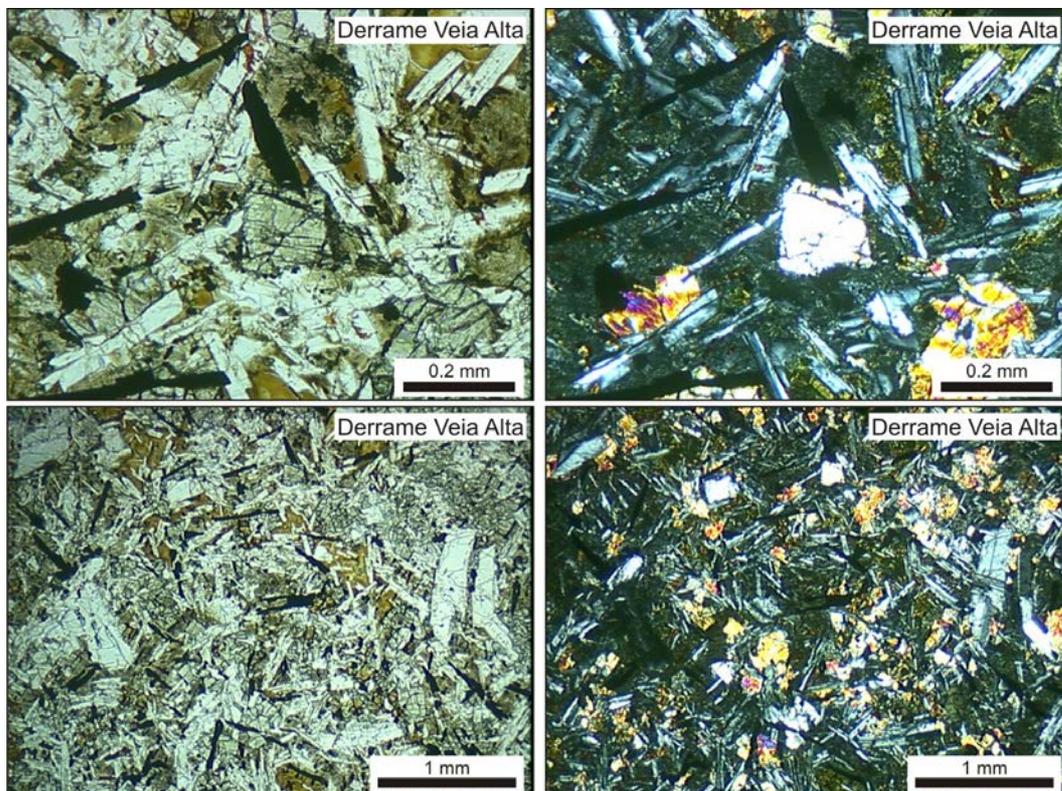
Minerais Opacos: 10%

Matriz microcristalina: 8%

Alteração (bolsões + matriz alterada): 16%

Microfenocristais: 3%

Apatita: Tr



Lâmina A30

Lâmina A15**Derrame: Veia Alta**

Rocha holocristalina com textura intergranular média, microporfirítica com fenocristais de plagioclásio e clinopiroxênio e, ainda, com uma matriz microcristalina fina.

Os fenocristais são predominantemente de plagioclásio, mas ocorrem também alguns de clinopiroxênio. Os fenocristais têm tamanho em torno de 1,25 mm, mas alguns chegam a 2,5 mm de tamanho.

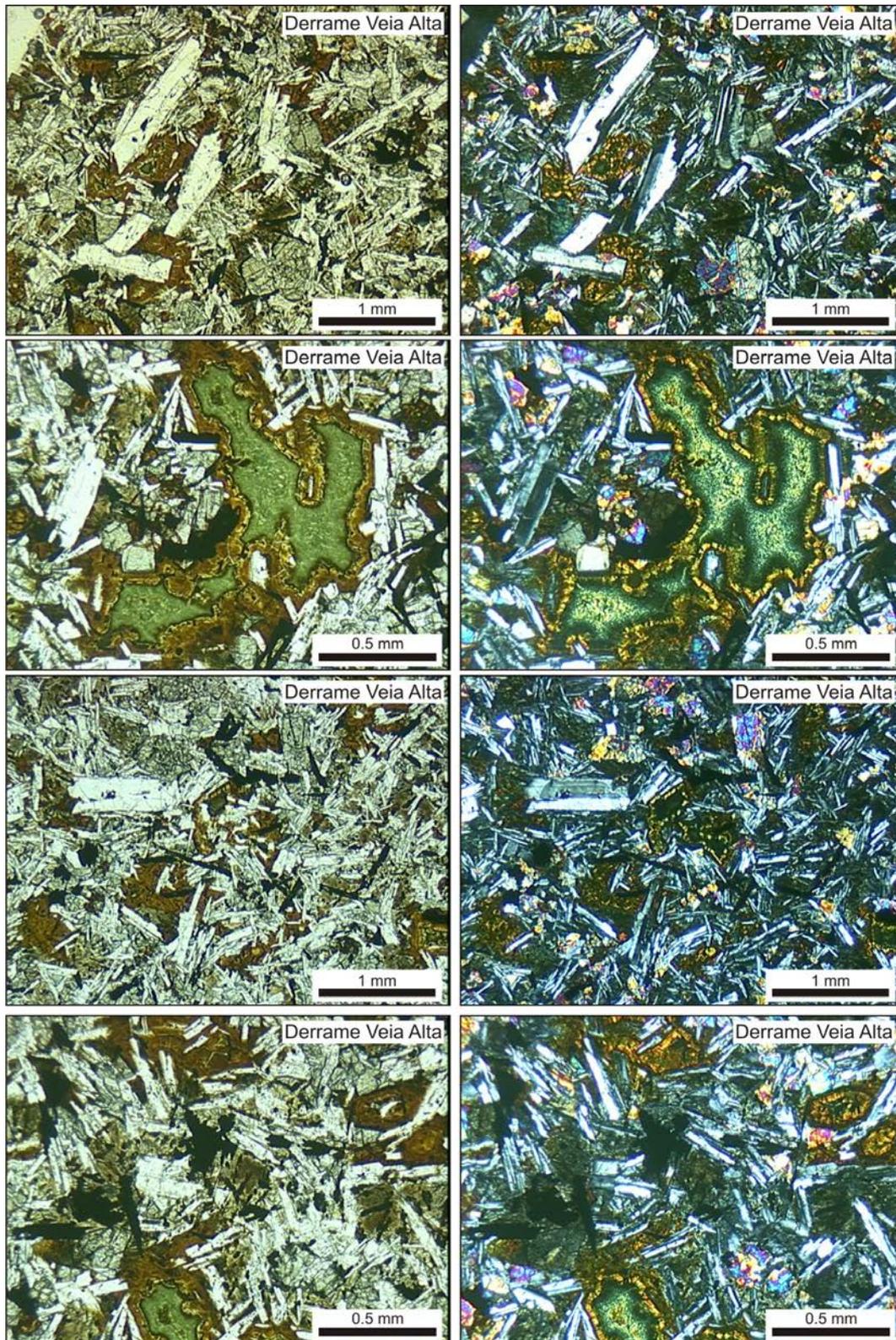
A textura intergranular consiste em cristais de plagioclásio prismáticos alongados, euédricos a subédricos, formando uma trama, na qual cristais de clinopiroxênio estão dispostos nos interstícios. Esses cristais de clinopiroxênio são pequenos, prismas curtos e arredondados, subédricos a anédricos. Os cristais de plagioclásio por vezes se dispõem em agregados radiais.

A matriz microcristalina está disposta entre os cristais de plagioclásio e clinopiroxênio, formando uma textura intersetal. Esta matriz está bastante alterada para um material castanho (argilominerais?). A rocha apresenta também bolsões de alteração por toda a trama, formados aparentemente pelo avanço dessa alteração da matriz, com um material castanho nas bordas e esverdeado no centro, provavelmente argilominerais (celadonita e mais alguma outra).

Os minerais opacos são predominantemente aciculares, chegando a 0,8 mm de tamanho, mas também ocorrem como cristais de razão de forma 2:1, subédricos a anédricos. Apatita ocorre como mineral acessório, na forma de pequenos cristais aciculares, principalmente junto a matriz.

A petrogênese dessa rocha, assim como as lâminas anteriores do mesmo derrame, indica a cristalização inicial dos microfenocristais, juntamente com uma fase precoce e muito fina de clinopiroxênio (inclusões dos fenocristais). Posteriormente se deu a precipitação dos cristais menores de plagioclásio e clinopiroxênio que formam a textura intergranular e, por fim, a cristalização dos micrólitos da matriz microcristalina, gerando a textura intersetal.

Composição: Plagioclásio: 43%
Clinopiroxênio: 16%
Minerais Opacos: 8%
Matriz microcristalina: 5%
Alteração (bolsões + matriz alterada): 25%
Microfenocristais: 2%
Apatita: Tr



Lâmina A15

Lâmina A33**Derrame: Veia Alta**

Rocha holocristalina micro-glomeroporfirítica, com textura intergranular média e matriz microcristalina fina.

Os microfenocristais são principalmente de plagioclásio, mas há também de clinopiroxênio. Esses fenocristais têm tamanho em torno de 1,25 mm, mas alguns

chegam à 2,5 mm de tamanho e se agrupam, formando glómeros.

A textura intergranular é formada por cristais pequenos de plagioclásio, em torno de 0,4 mm de tamanho, na forma de prismas alongados, euédricos a subédricos, que formam uma trama, na qual os cristais de clinopiroxênio se dispõem nos interstícios. Os cristais de clinopiroxênio são menores e mais arredondados, subédricos a anédricos. Os cristais de plagioclásio, por vezes, formam agregados radiais.

A matriz microcristalina está disposta nos interstícios dos cristais de plagioclásio e clinopiroxênio, formando uma textura intersetal e está muito alterada para um material marrom-castanho, provavelmente argilominerais. A rocha apresenta bolsões de alteração preenchidos por um material castanho nas bordas e esverdeado no centro (argilominerais?), que permeiam toda a rocha e são aparentemente formados a partir da alteração das fases mais finas da rocha, como a matriz microcristalina e os cristais menores de clinopiroxênio.

Os minerais opacos apresentam-se predominantemente como cristais aciculares, que chegam a 0,8 mm de comprimento, mas também ocorrem em menor quantidade como cristais de razão de forma 2:1, losangulares ou arredondados. A apatita está difícil de ser visualizada devido à alteração da matriz.

Composição: Plagioclásio: 37%
 Clinopiroxênio: 22%
 Minerais Opacos: 10%
 Matriz microcristalina: 4%
 Alteração (bolsões + matriz alterada): 24%
 Microfenocristais: 2%
 Apatita: Tr

Lâmina A68

Derrame: Veia Alta

Rocha com microfenocristais, textura intergranular média e matriz microcristalina completamente alterada.

A rocha apresenta microfenocristais principalmente de plagioclásio, mas também de clinopiroxênio, que se dispõem predominantemente em glómeros (agregados). A textura intergranular da rocha é formada por cristais de plagioclásio pequenos, prismáticos alongados, euédricos a subédricos, que formam uma trama com cristais de clinopiroxênio, também pequenos, porém arredondados, subédricos a anédricos, dispostos nos interstícios da trama.

A matriz microcristalina está completamente alterada, juntamente com cristais de clinopiroxênio menores, para um material marrom escuro, possivelmente argilominerais, o que dificulta muito a visualização da lâmina. Ocorre também, na rocha, um material verde recobrendo cristais de clinopiroxênio, evidenciando a alteração também nesse mineral. Há, ainda, bolsões de alteração por toda a rocha, preenchidos por um material castanho nas bordas e verde no centro, provavelmente argilominerais.

Os minerais opacos ocorrem como cristais aciculares, neste caso, dentro da fase alterada para marrom escuro, dificultando a identificação. Não foi possível identificar os minerais acessórios (apatita).

Composição: Plagioclásio: 34%
 Clinopiroxênio: 20%
 Minerais Opacos: 10%

Alteração (bolsões + matriz alterada): 32%
 Microfenocristais: 3%
 Apatita: Tr

Lâmina A24

Derrame: Veia do Meio

Rocha holocristalina, microporfirítica, com textura intergranular fina a média e matriz microcristalina.

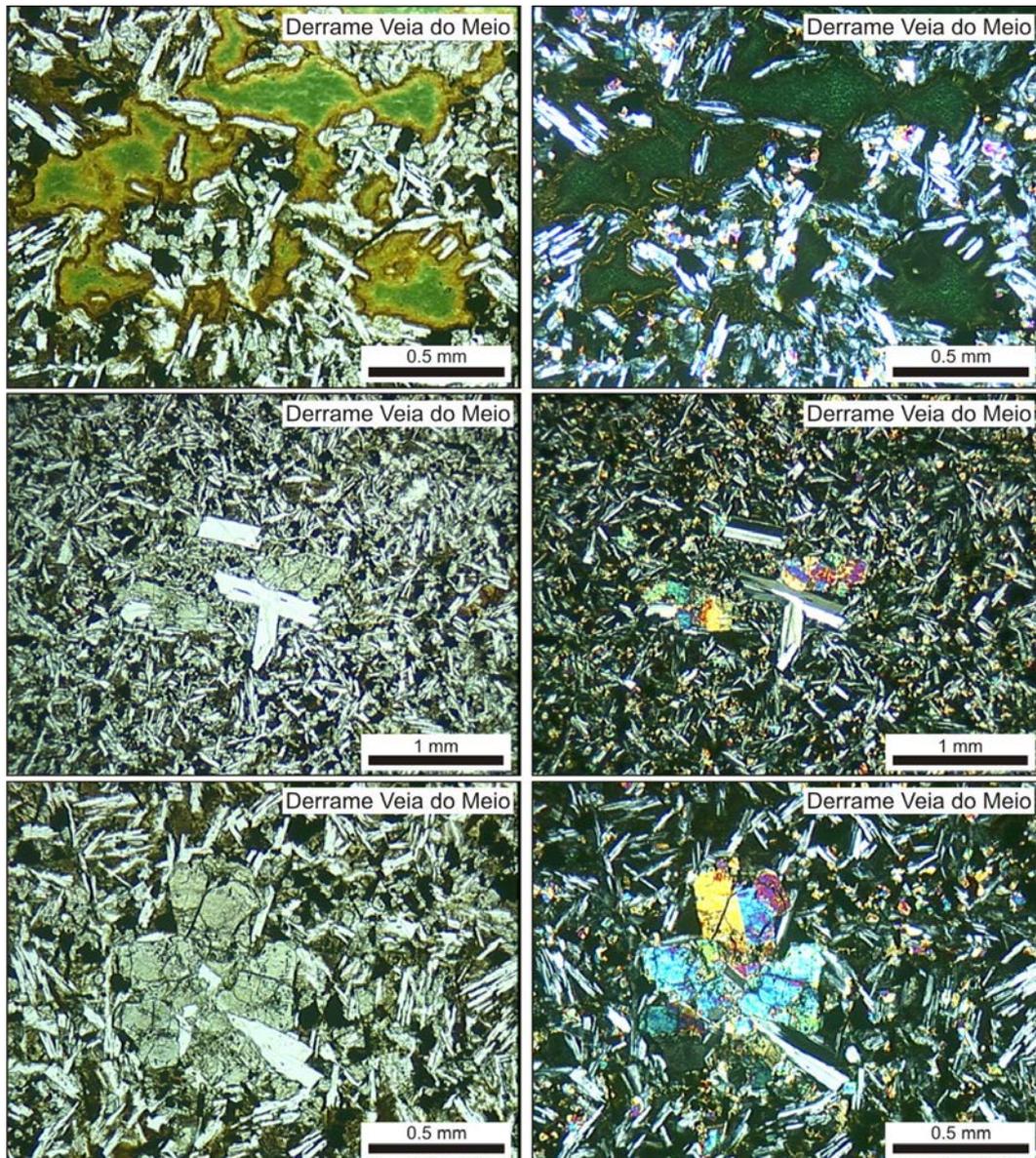
A rocha apresenta microfenocristais de plagioclásio e clinopiroxênio bastante esparsos (<1%), com poucas inclusões de piroxênio, e chegam a 1,25 mm de tamanho. Os plagioclásios menores, que formam a textura intergranular junto aos clinopiroxênios, são pequenos prismas alongados, euédricos a subédricos, e por vezes formam agregados radiais. Os cristais de clinopiroxênio são pequenos, na forma de prismas curtos (1:1 ou 2:1), arredondados ou losangulares, subédricos a anédricos. Esses cristais de clinopiroxênio, assim como na veia alta, estão “sujos”.

A matriz microcristalina está disposta entre os cristais de plagioclásio e clinopiroxênio, formando uma textura intersetal e está alterada para um material marrom, provavelmente argilominerais. Ocorrem também bolsões de alteração em toda a rocha, preenchidos por um material castanho nas bordas e verde no centro. Esses bolsões são formados provavelmente pelo avanço da alteração das fases mais finas da rocha, como a matriz e os cristais menores de clinopiroxênio.

Os minerais opacos são, predominantemente, arredondados ou losangulares e pequenos (0,3 mm), mas ocorrem também como cristais aciculares, em menor quantidade, na razão de 70% arredondados/losangulares e 30% aciculares. O mineral acessório existente na rocha é a apatita, que ocorre como pequenos cristais prismáticos alongados ou aciculares.

A petrogênese dessa rocha indica a cristalização inicial dos microfenocristais, juntamente com uma fase precoce de piroxênios que formam as inclusões nos fenocristais, e posteriormente a cristalização dos cristais menores de plagioclásio e clinopiroxênio que formam a textura intergranular. Por fim ocorreu a cristalização dos micrólitos da matriz microcristalina, gerando a textura intersetal.

Composição: Plagioclásio: 37%
 Clinopiroxênio: 20%
 Minerais Opacos: 12%
 Matriz microcristalina: 3%
 Alteração (bolsões + matriz alterada): 26%
 Microfenocristais: <1%
 Apatita: Tr



Lâmina A24

Lâmina A32**Derrame: Veia do Meio**

Rocha holocristalina, microporfirítica, com textura intergranular fina a média e matriz microcristalina. Os fenocristais são de plagioclásio e clinopiroxênio, com inclusões de clinopiroxênio, e ocorrem de maneira esparsa na rocha.

A textura intergranular é formada por cristais prismáticos alongados e pequenos (0,3 mm) de plagioclásio, euédricos a subédricos, e cristais menores de clinopiroxênio ($\leq 0,2$ mm), dispostos entre os cristais de plagioclásio, arredondados, subédricos a anédricos. Os cristais de plagioclásio formam, eventualmente, agregados radiais.

A matriz microcristalina apresenta-se alterada para um material marrom e ocorrem também bolsões de alteração em toda a rocha, com um material castanho nas bordas e esverdeado no centro. Esses bolsões de alteração ocorrem com o avanço da alteração das fases mais finas (matriz + cristais menores de clinopiroxênio).

Os minerais opacos ocorrem predominantemente como cristais losangulares e arredondados, um pouco maiores que a lâmina anterior (0,5 mm), mas também

ocorrem em menor quantidade como cristais aciculares. A apatita é o mineral acessório presente nesta rocha.

A petrogênese dessa lâmina é a mesma descrita na lâmina anterior, uma vez que são pertencentes ao mesmo derrame.

Composição: Plagioclásio: 35%
 Clinopiroxênio: 22%
 Minerais Opacos: 13%
 Matriz microcristalina: 3%
 Alteração (bolsões + matriz alterada): 25%
 Microfenocristais: <1%
 Apatita: Tr

Lâmina A6

Derrame: Veia Baixa

Rocha holocristalina, micro-glomeroporfirítica, com textura intergranular média a grossa e matriz microcristalina fina.

Os microfenocristais são de plagioclásio e subordinadamente de clinopiroxênio, ocorrem de maneira esparsa na rocha (<1%) e dispõem-se comumente em agregados de dois ou mais fenocristais, tanto de plagioclásio quanto de clinopiroxênio. Os microfenocristais de plagioclásio ocorrem como prismas curtos, porém largos (provavelmente quebrados), euédricos a subédricos, ou como sessões basais e chegam a 1 mm de tamanho e possuem inclusões de clinopiroxênio. Os fenocristais de clinopiroxênio são também euédricos a subédricos e prismas curtos, porém mais quadrados.

Os plagioclásios que formam a textura intergranular apresentam-se como prismas alongados, euédricos a subédricos, com tamanho em torno de 0,5 mm. Já os cristais de clinopiroxênio são pequenos e globulares ($\leq 0,2$ mm), subédricos a anédricos.

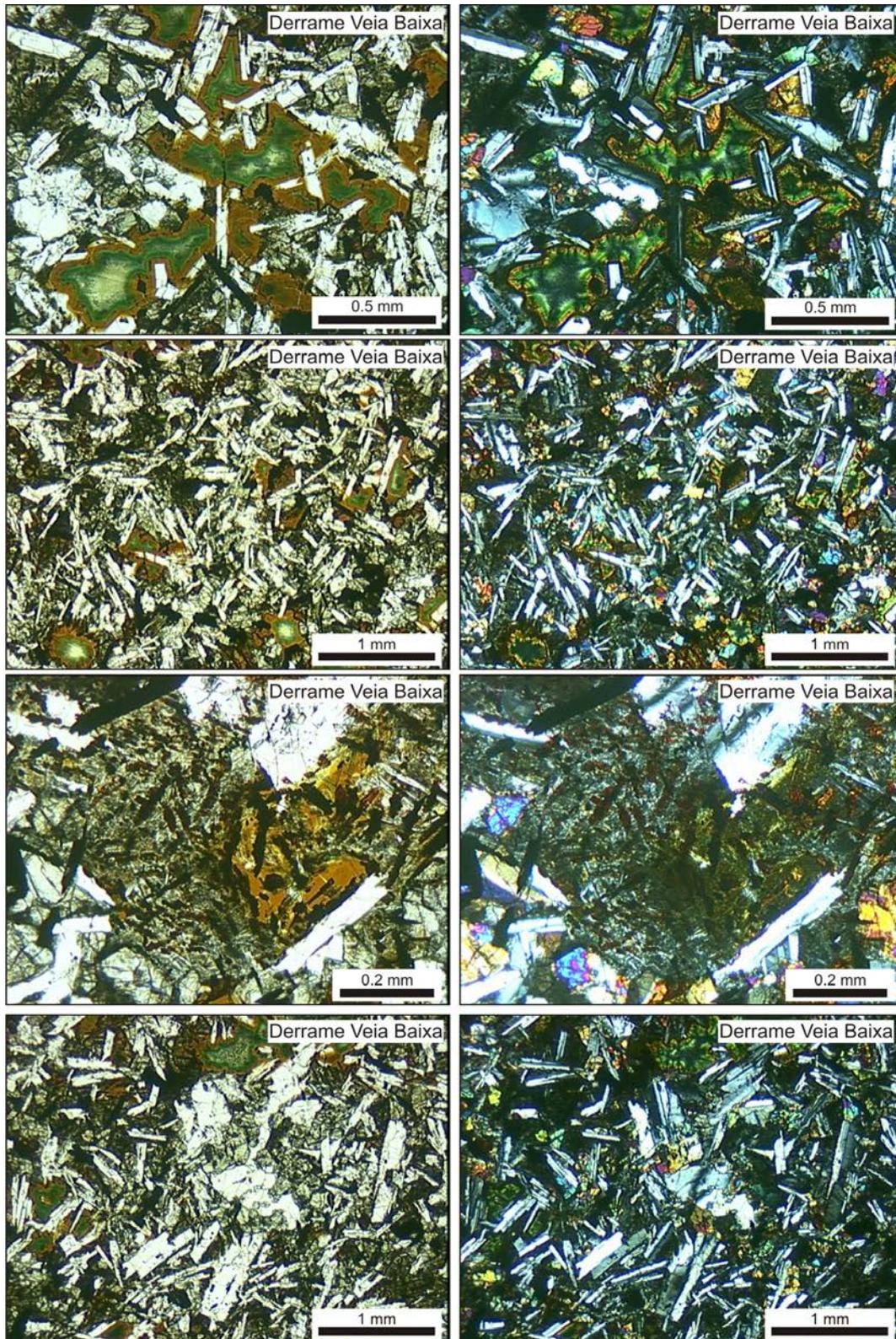
A rocha possui uma matriz microcristalina fina, aparentemente à base de quartzo e feldspato, em maior quantidade que os outros derrames, dando a impressão de que os cristais da textura intergranular estão boiando na matriz, formando uma textura intersetal. Essa matriz, juntamente com cristais menores de clinopiroxênio, está bastante alterada para um material marrom, provavelmente argilominerais. Ocorre ainda na rocha, bolsões de alteração com um material castanho nas bordas e verde no centro, assim como descrito nos derrames anteriores.

Os minerais opacos ocorrem como cristais alongados, predominantemente na forma de charutos, mas também ocorrem como cristais aciculares. A apatita ocorre como mineral acessório na rocha, junto à matriz.

Assim como nos derrames descritos acima, ocorrem, nessa rocha, três populações de plagioclásio: os fenocristais (1 mm) com inclusões; os plagioclásios de tamanho médio da textura intergranular ($\leq 0,5$ mm); e os micrólitos da matriz microcristalina. A petrogênese dessa rocha indica a cristalização inicial dos fenocristais (plagioclásio e clinopiroxênio), juntamente com uma fase precoce e muito fina de clinopiroxênio (inclusões), posteriormente há a precipitação dos cristais de tamanho médio que formam a textura intergranular (plagioclásio e clinopiroxênio) e, por fim, a cristalização dos micrólitos da matriz microcristalina, gerando a textura intersetal.

Composição: Plagioclásio: 38%
 Clinopiroxênio: 20%

Minerais Opacos: 10%
Matriz microcristalina: 3%
Alteração (bolsões + matriz alterada): 27%
Microfenocristais: <1%
Apatita: Tr



Lâmina A6

Lâmina A5**Derrame: A5**

Rocha holocristalina heterogranular, com textura intergranular média, matriz microcristalina e fenocristais de plagioclásio e clinopiroxênio muito esparsos na rocha.

Os cristais de plagioclásio que formam a textura intergranular têm tamanhos variados, entre 0,3 e 0,8 mm, sendo a maioria dos cristais em torno de 0,8 mm de tamanho. Os cristais de clinopiroxênio são um pouco menores, de tamanho em torno de 0,4 mm. Os cristais de plagioclásio por vezes formam agregados radiais.

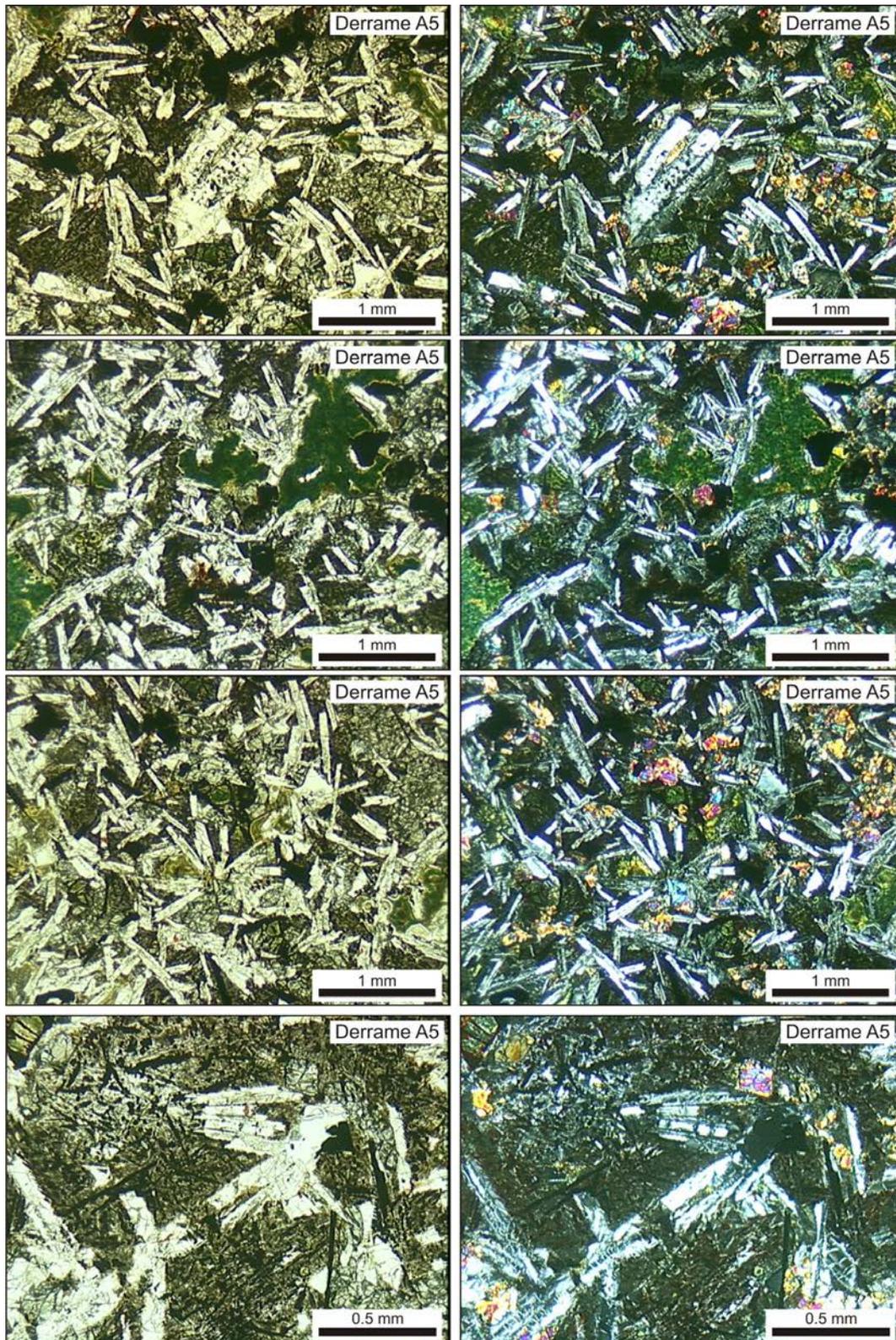
Os fenocristais variam entre 1 e 1,25 mm de tamanho os de plagioclásio, e 0,8 mm de tamanho os de clinopiroxênio e apresentam pequenas inclusões de clinopiroxênio. Os fenocristais ocorrem de maneira muito esparsa na rocha e têm tamanhos muito próximos dos cristais menores, dificultando a identificação dos elementos de tamanho destacado na trama da rocha.

A matriz microcristalina é aparentemente a base de quartzo e plagioclásio e está bastante alterada para um material marrom, provavelmente argilominerais. Ocorrem também bolsões de alteração em toda a rocha, gerados a partir do avanço dessa alteração da matriz e fases minerais mais finas (clinopiroxênio), preenchidos por um material castanho nas bordas e verde no centro, provavelmente argilominerais. Há ainda um material verde que ocorre preenchendo alguns cristais de piroxênio.

Os minerais opacos ocorrem como cristais médios, entre 0,5 mm e 0,8 mm de tamanho, com formas losangulares ou irregulares anédricos, mas também ocorrem como cristais na forma de charutos ou agulhas, que chegam a 0,7 mm de comprimento. Junto à matriz alterada, existem também pequenos cristalitos de minerais opacos, aparentemente secundários, na forma de pintas ou charutos, pretos ou em tom vermelho escuro, que se distribuem paralelos entre si, formando uma rede de pequenos cristais aciculares de minerais opacos, em toda a matriz alterada. Devido à alteração da matriz, não foi possível identificar os minerais acessórios da rocha.

A petrogênese desta rocha indica a cristalização inicial dos fenocristais, juntamente com uma fase precoce e muito fina de clinopiroxênio (inclusões), posteriormente a formação dos cristais menores de plagioclásio e clinopiroxênio que formaram a textura intergranular e por fim, a rápida cristalização da matriz microcristalina, oriunda de um líquido residual na rocha.

Composição: Plagioclásio: 38%
Clinopiroxênio: 15%
Minerais Opacos: 12%
Matriz microcristalina: 3%
Alteração (bolsões + matriz alterada): 30%
Microfenocristais: <1%
Apatita: Tr



Lâmina A5

Lâmina A4**Derrame: Barreiro Grande**

Rocha holocristalina, porfírica, com textura intergranular grossa e matriz microcristalina média.

A rocha possui fenocristais de plagioclásio e clinopiroxênio esparsos na rocha. Os fenocristais de plagioclásio variam entre 1,25 mm e 2,5 mm de tamanho, são

crístais comumente quebrados, euédricos a subédricos, e possuem inúmeras inclusões de clinopiroxênio. Os fenocrístais de clinopiroxênio variam entre 0,8 mm e 1 mm de tamanho e são na grande maioria euédricos.

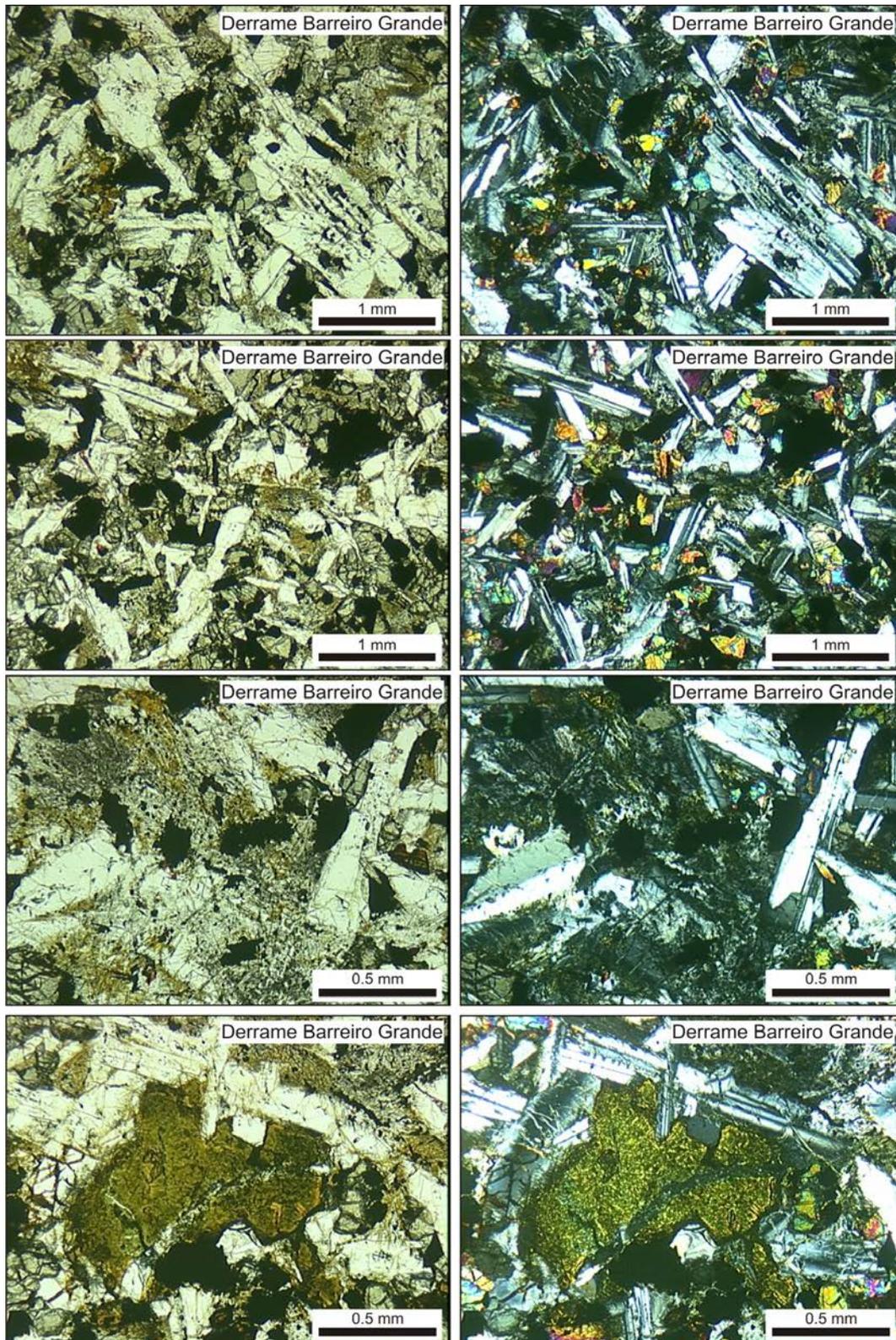
Os cristais menores de plagioclásio e clinopiroxênio formam uma textura intergranular, na qual os cristais de clinopiroxênio estão dispostos nos espaços intersticiais da rede formada pelos cristais de plagioclásio. Os cristais de plagioclásio são prismáticos alongados, euédricos a subédricos, com tamanho em torno de 1 mm e também apresentam inclusões de clinopiroxênio. Os cristais de clinopiroxênio são prismas mais curtos, razão de forma 2:1, tem tamanho em torno de 0,5 mm e são subédricos a anédricos. É difícil distinguir as duas populações de cristais (fenocrístais e textura intergranular), pois a diferença de tamanho entre elas é pequena e ocorrem cristais de variados tamanhos na rocha, quase uma transição entre as duas populações.

A matriz microcristalina está parcialmente alterada para um material marrom (argilominerais) e ocorrem nos espaços intersticiais dos cristais de plagioclásio e clinopiroxênio, formando uma textura intersetal. Os minerais opacos ocorrem como cristais losangulares a arredondados, subédricos a anédricos, de tamanho médio em torno de 0,5 mm. Ocorrem também alguns cristais maiores, poiquilíticos, de cerca de 0,8 mm de tamanho.

Há ainda, bolsões de alteração presentes em toda a rocha, preenchidos por um material castanho nas bordas e verde no centro. A apatita ocorre como mineral acessório da rocha, junto à matriz.

A petrogênese dessa rocha indica a cristalização inicial dos fenocrístais, juntamente com uma fase precoce e fina de clinopiroxênio (inclusões), e, de maneira concomitante, ocorreu a cristalização das fases menores de plagioclásio e clinopiroxênio, evidenciada pela presença de inclusões de clinopiroxênio também nos cristais menores de plagioclásio. Posteriormente, se deu a cristalização da matriz microcristalina, com o avanço do resfriamento do derrame.

Composição: Plagioclásio: 44%
Clinopiroxênio: 25%
Minerais Opacos: 10%
Matriz microcristalina: 8%
Alteração (bolsões + matriz alterado): 10%
Microfenocrístais: 2%
Apatita: Tr



Lâmina A4

Lâmina A12**Derrame: Barreiro Grande**

Rocha holocristalina, porfírica, com textura intergranular grossa, com tamanhos variados de cristais de plagioclásio e uma matriz microcristalina fina a média.

A rocha apresenta fenocristais de plagioclásio e clinopiroxênio. Os fenocristais são cristais mais grossos e maiores que os cristais que formam a textura

intergranular. Os fenocristais de plagioclásio são prismas alongados e por alguns quebrados, variando entre 1,5 mm a 2,5 mm de tamanho e apresentam inclusões de clinopiroxênio. Já os fenocristais de clinopiroxênio tem em torno de 1 mm de tamanho, na forma de prismas curtos euédricos.

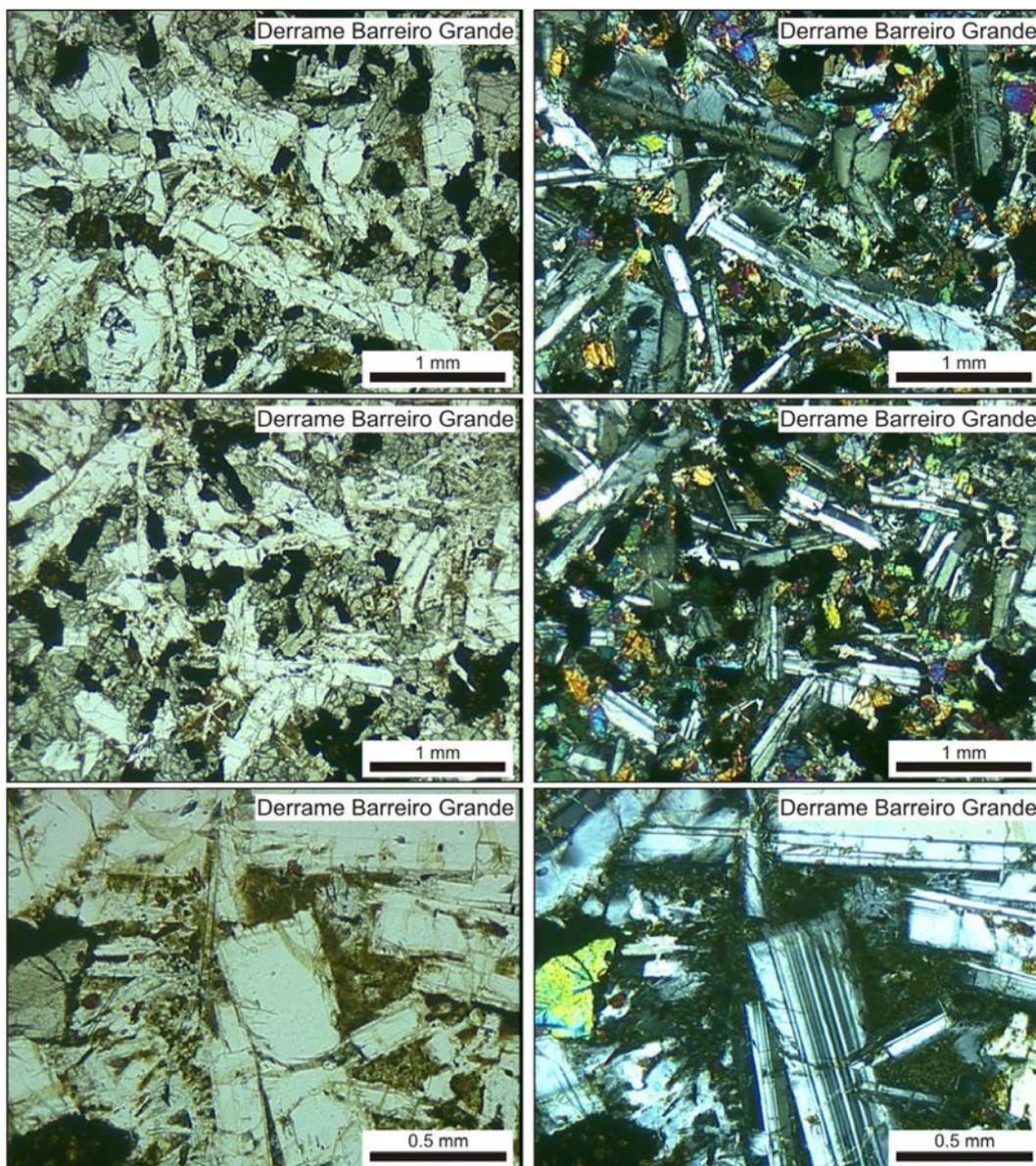
Os cristais de plagioclásio que formam a textura intergranular variam entre 0,5 e 1 mm de tamanho e são prismas alongados, euédricos a subédricos, dispostos de forma irregular, com intensa interação entre os cristais. Os cristais de clinopiroxênio são prismas curtos, têm tamanhos entre 0,2 e 0,6 mm, e são arredondados, subédricos a anédricos.

A rocha possui uma matriz microcristalina fina a média, aparentemente a base de feldspato e quartzo, que se dispõe nos interstícios dos cristais de plagioclásio e cx, formando uma textura intersetal. Essa matriz está parcialmente alterada para um material castanho, provavelmente argilominerais. Ocorre também bolsões de alteração em toda a rocha, que se formam, aparentemente, da evolução da alteração sobre a matriz e cristais menores de clinopiroxênio. Esses bolsões são preenchidos por um material castanho nas bordas e verde no centro.

Os minerais opacos ocorrem como cristais de tamanho médio (0,5 mm), losangulares ou arredondados, subédricos a anédricos, mas também ocorrem como cristais maiores, em torno de 1 mm de tamanho e poiquilíticos. A apatita ocorre na rocha como mineral acessório, principalmente junto à matriz, como prismas alongados ou na forma de agulhas.

A petrogênese dessa rocha é a mesma descrita para a lâmina anterior, que pertence ao mesmo derrame.

Composição: Plagioclásio: 42%
Clinopiroxênio: 32%
Minerais Opacos: 12%
Matriz microcristalina: 4%
Alteração para argilominerais: 6%
Microfenocristais: 3%
Apatita: Tr



Lâmina A12

Lâmina A40**Derrame: Rio da Várzea**

Rocha holocristalina porfírica, com textura intergranular grossa e matriz microcristalina entre os cristais.

A rocha possui fenocristais de plagioclásio, que se destacam do restante da rocha por serem cristais maiores e mais largos, com inclusões de clinopiroxênio. Esses fenocristais têm tamanho em torno de 2 mm de comprimento, sendo que há um exemplar com 1,5 mm x 3 mm de tamanho, o maior cristal entre todas as lâminas descritas. Ocorrem também

A textura intergranular é formada por cristais de plagioclásio menores, entre 0,5 e 1,25 mm de tamanho, límpidos, na forma de prismas alongados euédricos a subédricos. E por cristais de clinopiroxênio, na forma de prismas curtos, que variam entre 0,2 e 0,6 mm de tamanho e são subédricos a anédricos. A interação entre os cristais de plagioclásio que formam a textura intergranular é muito intensa, por vezes formando agregados em espécie de “prateleira de livros caídos”.

A matriz microcristalina está disposta entre os cristais de plagioclásio e clinopiroxênio, formando uma textura intersetal e está alterada para um material

castanho (argilominerais?). Ocorrem, também na rocha, bolsões de alteração para um material castanho.

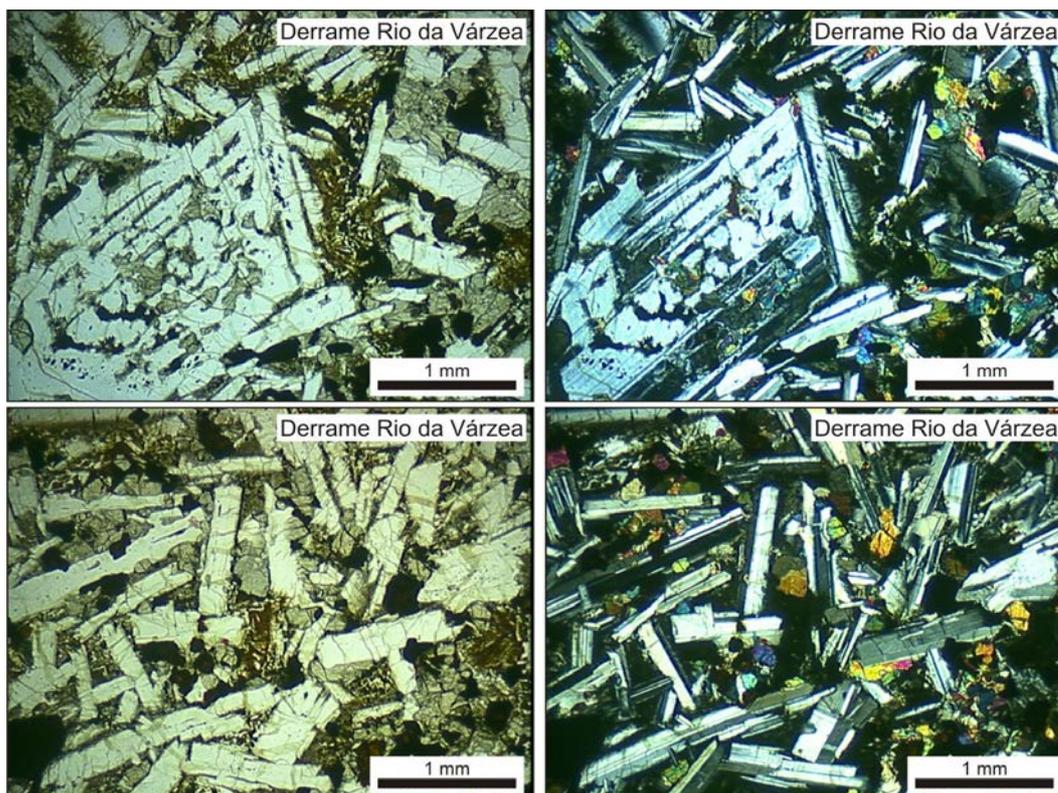
Os minerais opacos ocorrem de diversas formas, desde pequenas pintas e agulhas a cristais maiores com 0,8 mm de tamanho e poiquilíticos, ou cristais de 0,5 mm de tamanho, losangulares ou arredondados, subédricos a anédricos. Os minerais opacos ocorrem também de maneira secundária (óxido de ferro), tingindo a rocha de vermelho.

A apatita é o mineral acessório presente na rocha, na forma de pequenos prismas alongados ou aciculares, junto à matriz.

Essa rocha apresenta três populações de plagioclásios: os fenocristais; os cristais menores que formam a textura intergranular e os micrólitos que formam a matriz microcristalina. O clinopiroxênio ocorre em duas fases distintas: os fenocristais que ocorrem em pequenas quantidades na rocha, evidenciados na lâmina seguinte do mesmo derrame, e os cristais menores que formam a textura intergranular.

A petrogênese da rocha mostra uma cristalização inicial de plagioclásio e clinopiroxênio, na forma de fenocristais, juntamente com uma fase precoce e muito fina de clinopiroxênio, que forma as inclusões dos fenocristais. Posteriormente ocorre a precipitação dos cristais menores de plagioclásio e clinopiroxênio, que formam a textura intergranular, com os cristais de clinopiroxênio se desenvolvendo nas bordas e interstícios dos cristais de plagioclásio e, por fim, a rápida cristalização da matriz microcristalina, a partir de um líquido residual rico em feldspato e quartzo.

Composição: Plagioclásio: 47%
 Clinopiroxênio: 28%
 Minerais Opacos: 12%
 Matriz microcristalina: 3%
 Fenocristais: 2%
 Alteração para argilominerais: 7%
 Apatita: Tr



Lâmina A40

Lâmina A53

Derrame: Rio da Várzea

Rocha holocristalina porfírica, com textura intergranular grossa e matriz microcristalina fina.

Os fenocristais são de predominantemente de plagioclásio, mas ocorrem também alguns de clinopiroxênio e a rocha tende a ser glomeroporfírica, com alguns fenocristais aglomerados e outros esparsos. Os fenocristais de plagioclásio têm a forma de prismas alongados, euédricos a subédricos, ricos em inclusões de clinopiroxênio e com tamanho entre 1,5 e 3 mm. Os fenocristais de clinopiroxênio têm a forma de prismas curtos, ocorrem comumente aglomerados, são euédricos a subédricos e têm tamanho em torno de 1 mm.

Os cristais de plagioclásio que formam a textura intergranular são também prismas alongados, euédricos a subédricos, porém entre 0,3 e 1 mm de tamanho. Os cristais de clinopiroxênio da textura são também na forma de prismas curtos, subédricos a anédricos, com tamanho entre 0,3 e 0,6 mm.

A matriz microcristalina está disposta entre os cristais, formando uma textura intersetal e está fortemente alterada para um material marrom, provavelmente argilominerais, dificultando a plena visualização da lâmina. Ocorrem também bolsões de alteração em toda a rocha, preenchidos por um material castanho nas bordas e verde no centro, provavelmente celadonita.

Os minerais opacos ocorrem como cristais losangulares ou arredondados, euédricos a anédricos, com cerca de 0,3 mm de tamanho. Mas também ocorrem como cristais de forma de agulhas ou charutos, principalmente junto à matriz microcristalina.

Não foi possível identificar a presença de minerais acessórios devido à forte alteração da matriz da rocha.

A petrogênese dessa rocha é a mesma descrita para a lâmina anterior, uma vez que são duas lâminas do mesmo derrame.

Composição: Plagioclásio: 45%
Clinopiroxênio: 22%
Minerais Opacos: 10%
Matriz microcristalina: 10%
Fenocristais: 2%
Alteração para argilominerais: 10%
Apatita: Tr