



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

VINÍCIUS GODOI PEREIRA DA CRUZ

**ROCHAS SILICICLÁSTICAS E VULCANOCLÁSTICAS ASSOCIADAS DO GRUPO  
SERRA GERAL NA CALHA DE TORRES (RS)**

Porto Alegre

2019

VINÍCIUS GODOI PEREIRA DA CRUZ

**ROCHAS SILICICLÁSTICAS E VULCANOCLÁSTICAS ASSOCIADAS DO GRUPO  
SERRA GERAL NA CALHA DE TORRES (RS)**

Trabalho de Conclusão do curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Apresentado sobre a forma de monografia, junto à disciplina de Projeto Temático em Geologia III, como requisito parcial para obtenção do grau de bacharel em Geologia.

**Orientador:** Prof. Dr. Evandro Fernandes de Lima

Porto Alegre

2019

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL**

**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

**DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**

A COMISSÃO Examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso “**ROCHAS SILICICLÁSTICAS E VULCANOCLÁSTICAS ASSOCIADAS DO GRUPO SERRA GERAL NA CALHA DE TORRES (RS)**” elaborado por “**VINÍCIUS GODOI PEREIRA DA CRUZ**” como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

**Comissão Examinadora**

---

**Profa. Dra. Maria do Carmo Gastal**

---

**Prof. Dr. Pedro Junchem**

---

**Profa. Msc. Andrea Sander**

## Agradecimentos

A família.

Aos meus amigos e amigas de Piracicaba que, apesar dos rumos diversos que seguimos, ainda mantemos laços fortes e carinho uns pelos outros.

Aos amigos e amigas da geologia, vocês foram capazes de aliviar a rotina.

Ao Centro Acadêmico dos Estudantes de Geologia e a todos os alunos e alunas envolvidos com este.

Ao meu amigo e orientador Evandro (Chinês) por despertar o meu interesse em sistemas vulcânicos e possibilitar que eu trabalhasse com o assunto. Aos demais amigos de bolsa, Nath, Marcelo, Brose, Ingrid, Lucas, Matheus e Marquinhos por compartilharem bons momentos além do conhecimento e interesse por sistemas vulcânico. Em especial a Nath pela ajuda nos trabalhos de campo, pelas inúmeras revisões deste temático e pela companhia.

Ao Birgir (Dr. Birgir Vilhelm Óskarsson) por me possibilitar estagiar na Islândia mapeando a sequência de *flood basalts* aflorante nos belíssimos *fjords* da costa leste islandesa. O aprendizado sobre sistemas vulcânicos que tive durante minha estadia na Islândia foi imensurável. Agradeço também ao Glúmur Björnsson pela companhia durante o mapeamento.

Ao “Joanes” (João Pedro Formolo Ferronato) por revisar a discussão sobre litofácies siliciclástica; ao professor Luiz Fernando De Ros pela ajuda com a descrição das lâminas siliciclásticas e vulcanoclásticas e ao professor Heinrich Theodor Frank pela ajuda com preparação de amostra.

A Universidade Federal do Rio Grande do Sul pela oportunidade. Aos professores e professoras das geociências e outras áreas pela formação durante a graduação. Aos laboratórios do Instituto de Geociências pela ajuda com a preparação de amostras e análises.

*“About thirty years ago there was much talk that geologists ought only to observe and not theorise; and I well remember some one saying that at this rate a man might as well go into a gravel-pit and count the pebbles and describe the colours. How odd it is that anyone should not see that all observation must be for or against some view if it is to be of any service!”*

*- Charles Darwin*

## RESUMO

A interpretação de litofácies vulcânicas, da distribuição espacial destas e dos estilos eruptivos de um evento vulcânico são completas apenas quando a interação entre o vulcanismo e o ambiente sedimentar associado são considerados. Em sequências vulcânicas antigas a caracterização do paleoambiente contemporâneo ao evento vulcânico pode ser realizada pelo estudo de rochas siliciclásticas e vulcanoclásticas associadas que ocorrem intercaladas com os vulcanitos. Estas rochas registram a retomada dos processos sedimentares no período entre erupções, e, a interação entre o vulcanismo e estes processos quando da retomada da atividade vulcânica. O principal objetivo deste trabalho é a caracterização do paleoambiente contemporâneo ao Grupo Serra Geral através do estudo das rochas siliciclásticas e vulcanoclásticas que ocorrem associadas às vulcânicas básicas e silícicas no estado do Rio Grande do Sul. Dois perfis foram escolhidos para o estudo: Bento Gonçalves – Veranópolis e Santa Cruz do Sul – Gramado Xavier. O estudo foi realizado utilizando a metodologia de análise faciológica em escala de afloramento integrado com descrições petrográfica qualitativas e dados obtidos com microscópio eletrônico de varredura. Três litofácies siliciclásticas, uma vulcanoclástica basáltica, três vulcanoclásticas latíticas e uma coerente foram reconhecidas. Arenitos maciços (Sm) e heterolitos (Ht) relacionados a enchentes (*sheetfloods*) e brechas basálticas de matriz siliciclástica (BBms) interpretada como peperitos ocorrem intercaladas com *pahoehoes* compostas da Fm. Torres em ambos os perfis. Próximo a cidade de Gramado Xavier arenitos com laminação de baixo ângulo (Sl(e)), associados a lençóis de areia eólicos, ocorrem na base de um derrame vitrofírico da Fm. Palmas. Na localidade da Usina Velha, próximo a cidade de Veranópolis, diques de latito porfiríticos (Lpm), brechas latíticas de matriz sedimentar (BLms), brechas latíticas com textura *jig-saw* (BLjs) e brechas latíticas acamadas matriz suportadas (BLa) registram a interação entre magmas latíticos, sedimentos inconsolidados e água meteórica. As litofácies foram agrupadas em duas associações de litofácies, uma relacionada a deposição sedimentar em ambientes fluvio-eólicos e outra à colocação de magmas latíticos em ambientes subaquosos. O paleorelevo vulcânico exerce influência em escala de afloramento na geometria das litofácies siliciclásticas, que comumente preenchem depressões e fraturas relacionadas à morfologia vulcânica sotoposta. A fluidização de grãos siliciclásticos devido à interação de lavas com sedimentos úmidos e inconsolidados é um processo comum observado em ambas as áreas de estudo e importante na formação de peperitos e de diques clásticos. As assembleia diagenética das rochas siliciclásticas parece estar relacionada a composição do vulcanito associado, com zeólitas sendo o principal mineral diagenético em siliciclásticas associadas a vulcânicas básicas e com calcita, opala e calcedônia ocorrendo em siliciclásticas associadas as vulcânicas silícicas. O estudo da morfologia das partículas vulcanoclásticas da região da Usina Velha indicam a existência de partículas formadas através da interação magma-água. Este trabalho indica que, contrastante às condições paleoclimáticas hiperáridas registradas no contato do Grupo Serra Geral com a Fm. Botucatu, as condições paleoclimáticas contemporâneas ao evento vulcânico nas áreas de estudo eram úmidas, com evidências da existência de enchentes (*sheetfloods*) e de corpos da água estagnados que interagiram com o vulcanismo dando origem a distintas associações de litofácies.

Palavras-chave: Paleoambiente, de Grandes Províncias Ígneas, Paraná-Etendeka, Serra Geral, vulcanoclásticas, estratigrafia vulcânica.

## ABSTRACT

The interpretation of volcanic lithofacies, their spatial distribution and eruptive style can only be fully evaluated by considering the interaction between volcanism and the associated sedimentary system. In ancient volcanic sequences, the recognition of the associated contemporaneous paleoenvironment can be done by studying siliciclastic and associated volcanoclastic rocks that occur interlayered with the volcanic units. These rocks register the resumption of sedimentary processes during inter-eruption periods and the interaction between volcanism and sedimentary settings during subsequent eruptions. This work aims to characterize the paleoenvironments contemporaneous to the volcanism of the Serra Geral Group through the study siliciclastic and associated volcanoclastic rocks that occur interlayered with the basic and silicic volcanic units that outcrop on the Rio Grande do Sul state. The study was carried out in two profiles: Santa Cruz do Sul – Gramado Xavier and Bento Gonçalves – Veranópolis. The methodology applied was of lithofacies analysis on outcrop scale integrated with qualitative petrographic description and data acquired by scanning electron microscope. Massive sandstones (Sm) and heterolithic sandstones (Ht) related to the deposition by sheetfloods and one lithofacies of basaltic breccia of siliciclastic matrix (BBms), interpreted as peperites, occur interlayered with compounded pahoehoe flows of the Torres Fm. in both the sections. Near Gramado Xavier, sandstones with low angle lamination (Sl(e)), related to aeolian sand sheets, occur at the base of a vitrophyric flow of the Palmas Fm. On the location of Usina Velha, in Veranópolis, porphyritic latitic dykes (Lpm), latitic breccias of siliciclastic matrix (BLms), latitic breccias with jig-saw fit texture (BLjs) and bedded matrix supported latitic breccia (BLa) registers the interaction between latitic magmas, unconsolidated sediment and meteoric water. Lithofacies were grouped into two associations, one related to the deposition of sediments by a fluvio-aeolian system and the other one related to the emplacement of latitic dykes into a subaqueous setting. The volcanic paleotopography exerts control on the outcrop scale geometry of the siliciclastic bodies, which are commonly found to be infilling depressions and fractures related to the underlying volcanic flow morphology. The fluidization of siliciclastic grains due to the interaction of magma/lavas and unconsolidated wet sediment is a common observed process and gives rise to the formation of peperites and clastic dykes. The siliciclastic rocks diagenetic assemblage appears to be related to the composition of the associated volcanic rock, with zeolites as the principal diagenetic constituent in siliciclastic rocks associated to basic volcanics while calcite, opal and calcedony are found as cements in siliciclastic rocks associated with chemically more evolved volcanics. Studies of juvenile particle morphology conducted on scanning electron microscope supports the interpretation that the volcanoclastic rocks outcropping near Veranópolis were formed by magma-water interaction. This work indicates that differently from the hyperarid environment ascribed to the underlying Botucatu Fm. the paleoenvironment contemporaneous with the volcanism was markedly wetter, with evidence for the existence of sheetfloods and stagnated water bodies that interacted with volcanism leading to the formation of distinct lithofacies associations.

**Keywords:** Paleoenvironment of Large Igneous Provinces, Parana-Etendeka, Serra Geral, volcanoclastic, volcanic stratigraphy

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 -(A) Localização dos dois perfis estudados, principais cidades e contorno da Fm. Serra Geral (contorno da Fm. Serra Geral disponibilizado pelo Serviço Geológico do Brasil – CPRM); (B) Perfil Bento Gonçalves - Veranópolis (BR-470); (C) Perfil SantaCruz do Sul – Gramado Xavier (RS-153). .....	20
Figura 2 - Principais subdivisões de Grandes Províncias Ígneas (traduzido de Bryan & Ernst, 2008).....	22
Figura 3 - Circulação de calor no interior da Terra. LLSVP - <i>Large Low Shear Wave Provinces</i> ; Camada D" - Descontinuidade Manto – Núcleo-Externo (modificado de Condie, 2016) .....	23
Figura 4 - Tuzo e Jason - as duas zonas de baixas velocidades de propagação de ondas de cisalhamento (LLSVP) – e sua relação com as <i>LIPs</i> do Gondwana (modificado de Svensen <i>et al.</i> , 2017).....	23
Figura 5 - Perfil esquemático de uma típica margem passiva vulcânica mostrando os refletores mergulhantes em direção ao oceano (SDRS). <i>HVLC - High Velocity Lower Crust</i> . (modificado de Condie, 2016) .....	25
Figura 6 - Modelo de colocação de <i>flood basalts</i> proposto por Self <i>et al.</i> , (1997). Neste modelo <i>flood basalts</i> se colocam como <i>pahoehoes</i> infladas, resfriando ao longo de meses a anos. Modificado de Self <i>et al.</i> , (1997).....	26
Figura 7 - Efeito climático dos principais gases liberados durante atividade vulcânica e o tempo de residência atmosférica destes (modificado de Wignall, 2001). .....	29
Figura 8 - Localização do Gondwana Oeste e da Província Paraná - Etendeka durante o Cretáceo Inferior (~134 Ma). Modificado de Svensen <i>et al.</i> , 2017).....	31
Figura 9 - O Grupo Serra Geral e suas formações na região da Calha de Torres (traduzido de Rossetti <i>et al.</i> , 2017) .....	32
Figura 10 - Fluxograma ilustrando o passo a passo da interpretação paleoambiental a partir de uma metodologia de fácies (modificado de James & Dalrympe, 2010).....	36
Figura 11 - Fluxograma com o passo a passo da classificação de vulcanoclásticas. ....	40
Figura 12 - Produtos da interação magma-água; (A) <i>Pillow lavas</i> indicando colocação subaquosa efusiva; (B) Brecha de fragmento de <i>pillow</i> , ilustrando um produto "intermediário" no espectro; (C) Peperito, também um produto "intermediário" da interação magma-água; (D) <i>Tuff ring</i> , resultado de uma interação explosiva (freatomagmática). .....	42
Figura 13 - Quatro estágios que levam a uma interação magma-água explosiva (freatomagmática). Modificado de White, 1996. ....	44
Figura 14 - Morfologia dos fragmentos juvenis encontrado em peperitos, termos utilizado para referir-se ao empacotamento e processos que envolvem água que atuam durante a interação entre magmas/lavas e sedimentos úmidos e inconsolidados. Modificado de Skilling <i>et al.</i> (2002) .....	46

Figura 15 - Morfologia, arquitetura e elementos que compõem dois tipos de vulcões submarinos. (A) Vulcões básicos e (B) Vulcões intermediários a ácidos. PFB: <i>Pillow Fragment Breccia</i> ; AFB: <i>Angular Fragment Breccia</i> . Modificado de Yamagishi, (1991) .....	49
Figura 16 - Tipos de elétrons emitidos por um dado átomo durante a interação com um feixe de elétrons externo. <i>P.E</i> : Elétron primário, oriundo do feixe externo. <i>S.E</i> ; Elétron secundário, oriundos da eletrosfera do átomo; <i>BSE</i> : Elétron retroespalhado, elétron primário refletido pelo núcleo atômico. Extraído de Klein & Dutrow (2008) .....	54
Figura 17 - Exemplo das análises de MEV realizadas neste trabalho; direita - análise pelo modo de elétrons secundários realizada em pedaço de amostra; esquerda - análise pelo modo de elétrons retroespalhados realizado em lâmina.....	54
Figura 18 – Litofácies do perfil Santa Cruz do Sul – Gramado Xavier; (A) Arenito com laminação de baixo ângulo bem desenvolvida e níveis isolados de <i>ripples</i> eólicas ( <i>Sl(e)</i> ); (B) Amostra de mão da litofácies heterolítica, seta preta indica intraclasto argiloso; (C) Camada de arenito com geometria irregular “sandwichada” entre derrames basálticos; (D) Amostra de mão do arenito em (C), seta aponta para laminação incipiente marcada por níveis de finos; (E) Arenito maciço ( <i>Sm</i> ), notar preenchimento de fratura em <i>pahoehoe</i> sotoposta; (F) Molde de <i>pahoehoe</i> preservada no topo da litofácies <i>Sm</i> ; (G) e (H) BBms (peperitos) que ocorrem localizadamente no nível de arenito que separa a Fm. Torres da Fm. Vale do Sol. Seta preta em (H) indica possíveis vesículas na matriz siliciclástica.....	60
Figura 19 – Litofácies sedimentares e vulcanoclásticas associadas a Fm. Torres no perfil Bento Gonçalves – Veranópolis; (A) Heterolitos com geometria em cunha no topo de <i>pahoehoes</i> compostas, notar nível de brecha basáltica; (B) Heterolito com geometria irregular (contornado); (C) Brecha basáltica em (A), notar a “matriz” de minerais secundários (ver texto); (D) Amostra de mão representativa dos heterolitos do perfil, seta preta aponta para rompimento da laminação. Notar também a laminação irregular; (E) e (F) Brecha basáltica de matriz sedimentar (BBms) sotoposta a <i>pounded pahoehoes</i> ; (G) Contramolde de <i>pahoehoe</i> preservada na BBms; (H) Amostra de mão da litofácies BBms, notar laminação sedimentar deformada. ....	61
Figura 20 - Localização do afloramento da Usina Velha, próximo a Veranópolis, na margem oeste do Arroio Retiro .....	62
Figura 21 - Topo: Croqui do afloramento da Usina Velha, latitos porfiríticos são diques e/ou lobos de lava, retângulo vermelho indica local do perfil colunar; Base: Perfil colunar do afloramento da Usina Velha mostrando a relação entre as litofácies identificadas neste trabalho. ....	64
Figura 22 - Feições e litofácies do afloramento da Usina Velha; (A), (B) e (C) Diques latíticos. Seta preta em (B) indica fraturamento mal desenvolvido perpendicular à margem do dique; (D) Detalhe da margem do dique (a), seta indica rede de vênulas delimitando polígonos (ver texto); (E) Apófise emanando do dique; (C); (F) e (H) Amostra de mão das laterais do dique, notar fragmentação do dique gerando vulcanoclastos <i>in-situ</i> e a dispersão destes por material siliciclástico fluidizado (seta preta em (F)). Notar também cor alterada dos vulcanoclastos. (G)	

Núcleo coerente do dique, notar rede de vênulas e a transição entre obsidiana fresca (preta) e alterada (creme, apontada pela seta vermelha)..... 67

Figura 23 – Afloramento da Usina Velha; (A) Topo do dique e contato entre a litofácies BLms e a litofácies BLA; (B) Detalhe da BLms, seta vermelha indica porção onde laminação sedimentar primária é preservada, seta preta aponta para vulcanoclasto; (C) BLms com fragmentação e mistura avançada. Fragmentos latíticos vesiculados imersos em uma matriz com grãos siliciclásticos e vulcanoclásticos; (D) BLms com fragmentação e mistura pouco desenvolvidas, estrutura deposicional preservada entre vulcanoclastos; (E) BLjs, notar ausência de grãos siliciclásticos; (F) e (G) Possíveis lobos de lava, notar textura similar às porções alteradas dos diques; (H) BLA. Seta indica fragmento latítico, decimétrico e poligonal. .... 68

Figura 24 – (A) e (B) Arenito separando *pahoehoes* compostas da Fm. Torres dos derrames *rubbly pahoehoe* da Fm. Vale do Sol. Notar que o arenito é descontínuo e preenche fraturas de inflação das *pahoehoes* sotopostas. (C e D). Possivelmente, se o tempo de sedimentação, ou aporte sedimentar, fossem maiores o arenito formaria uma camada tabular contínua. .... 70

Figura 25 -Relação entre o tempo de sedimentação/ aporte sedimentar, morfologia vulcânica e geometria dos depósitos sedimentares. *Pahoehoes compostas* são caracterizadas por relevos ondulados. No caso de baixo aporte sedimentar/tempo de sedimentação (quadros do topo) a geometria resultante é de arenitos em “cunha” que não se conectam no topo. Os quadros do meio ilustram um caso similar porém com aporte sedimentar/tempo de sedimentação maior, onde os arenitos se conectam para formar uma única camada. *Pahoehoes* simples são caracterizadas por superfícies planas ou quase-planas e as camadas sedimentares tendem a ser contínuas e tabulares independente do tempo de sedimentação/aporte sedimentar..... 71

Figura 26 -Campo de lavas da erupção de Holuhraun (2014), Islândia. Notar preenchimento de fraturas e depressões por areias eólicas. Estas fraturas, quando recobertas por lavas futuras, formarão corpos com geometria de “diques” clásticos (ver texto para discussão). .... 72

Figura 27 – (A) e (B) Diques de arenitos *sensu strictu*. Notar que o dique se conecta em sua base a um arenito. Notar também vesículas do tipo *pipe* na *pahoehoe* sobreposta a camada de arenito. Vista em perfil; (C) Diques de arenitos formados pelo preenchimento de fratura. Notar o afinamento da espessura do dique em direção ao núcleo do derrame (seta preta em (C)) e a laminação sedimentar perpendicular à margem da fratura (D). .... 73

Figura 28 - Possível modo de colocação dos diques e vulcanoclasticas do afloramento da Usina Velha. Ver texto para discussão. .... 77

Figura 29 – Diferença entre o escape da água intraporo durante a compactação para arenitos sem níveis argilosos (esquerda) e arenitos com níveis argilosos (direita). Os arenitos sem níveis argilosos permitem que a água intraporo escape facilmente durante a compactação para porosidade primária e/ou secundária das vulcânicas sobrepostas. Os níveis argilosos são pouco permeáveis o que leva a criação de condições de sobrepressão durante a compactação, favorecendo a fluidização do sedimento. .... 80

Figura 30 - Texturas das rochas siliciclásticas observadas em lâmina petrográfica. (A) Grãos com cutículas de hematita preservadas em reentrâncias côncavas; (B) Laminação heterolítica, notar

rompimento da laminação e preenchimento por grãos de granulometria areia; (C) Detalhe de níveis de minerais pesados acima de nível argiloso na litofácies heterolítica; (D) Rompimento da laminação heterolítica; (E) Gradação normal bem desenvolvida, litofácies heterolítica, *sets* milimétricos gradando de areia grossas a areia muito fina; (F) Intraclasto argiloso, litofácies heterolíticas.; (G) Bimodalidade granulométrica da litofácies eólica (Sl(*e*)); (H) Fraturamento de grãos pré-cimentação na litofácies eólica..... 81

Figura 31 - Minerais diagenéticos das rochas siliciclásticas; (A) Grãos recobertos por prismas de zeólitas e posteriormente cimentados por zeólitas poiquilotópicas; (B) e (C) Vênulas milimétricas de zeólita; (D) Crescimento sintaxial de quartzo; (E) Porosidade secundária, tipo móldica, gerada por dissolução.; (F) Grãos recobertos por prismas de quartzo; (G) Grãos recobertos por opala botrioidal seguida por prismas de zeólitas em arenito associado a vulcânicas ácidas; (H) Grãos recobertos por calcedônia mamelonar seguida por carbonatos poiquilotópicos em arenito associado a vulcânicas ácidas..... 82

Figura 32 – Texturas em lâmina petrográfica das rochas vulcanoclásticas basálticas. (A) Aspecto geral, notar forma poligonal e diferentes texturas internas dos fragmentos basálticos, e, a laminação heterolítica da matriz siliciclástica; (B) Vesícula esférica em fragmento basáltico preenchida por fragmentos menores e zeólitas, notar encaixe em quebra-cabeça de alguns fragmentos; (C) Fragmentação fina na margem de um fragmento basáltico, notar encaixe em quebra-cabeça em alguns dos fragmentos menores e margem resfriada mal desenvolvida no fragmento maior (porção inferior da fotomicrografia); (D) Laminação heterolítica dobrada; (E) “Pods” (nódulos) de zeólita na matriz siliciclástica, possivelmente vesículas; (F) Fragmentos basálticos sub-milimétricos..... 84

Figura 33 - – Textura interna dos vitroclastos; (A) Vitroclasto amarelado, com fraturas perlíticas bem desenvolvidas, associado a piroxênios e plagioclásios (albitizados); (B) Vitroclastos amarelo-escuro com fraturas perlíticas e vesículas; (C) Vitroclastos avermelhados, com fraturas perlíticas, associado a piroxênio e magnetita (opaco); (D) Vitroclastos marrom com fraturas perlíticas. Notar enriquecimento em micrólitos quando comparado aos vitroclastos amarelados. (G) e (H) substituição dos vitroclastos ao longo das fraturas perlíticas. Notar plagioclásio albitizado e parcialmente dissolvido em (H)..... 87

Figura 34 - (A) Lpm, composto por fenocristais de plagioclásio, clinopiroxênio, feldspato e magnetita; (B) LPm, fenocristal de plagioclásio com textura em peneira, micrólitos de plagioclásio da matriz definem uma foliação de fluxo magmático; (C) BLjs, plagioclásio albitizado em litoclasto latítico; (D) BLjs, fragmento vítreo com fraturas perlíticas e fragmentos vítreos poligonais sub-milimétricos; (E) BLms, laminação siliciclástica paralela à margem de fragmentos vítreos *in-situ*; (F) BLjs, litoclasto fluidal com fenocristais dissolvidos/albitizados e parcialmente substituído ao longo dos planos de fratura perlíticas; (G) BLjs, litoclasto latítico com matriz vítrea avermelhada ocupando a porção inferior da foto. A matriz é composta por vitroclastos amarelados e avermelhados e cristaloclastos. Notar a grande diversidade granulométrica dos vitroclastos; (H) BLms, laminação siliciclástica heterolítica contorcida na margem de um vulcanoclasto..... 88

Figura 35 – Imagem em MEV no modo elétrons retroespalhado de um litoclasto latítico e espectro dos pontos realizados. VEC-12B1 – Zeólita preenchendo vesícula no litoclasto; VEC-12B2 - Ti-Magnetita; Vec-12B3 – Plagioclásio (extinção turva, albitizado?).....	90
Figura 36 - Imagem em MEV no modo elétrons retroespalhados de um litoclasto latítico, vitroclastos e cristaloclastos na matriz e espectro dos pontos realizados. Notar zonação nas zeólitas marcadas por diferentes tons de cinza (pontos VEC-12B9 e VEC12B10). .....	91
Figura 37 – Continuação dos pontos da Fig.36. VEC-12B11 – Análise do vidro em vitroclasto; VEC-12B12 – Clinopiroxênio; VEC-12B13 – análise do vidro em litoclasto vítreo. ....	92
Figura 38 – Imagem de MEV no modo de elétrons secundários de fragmento de amostra da litofácies BLjs (amostra VEC12B); (A) Vitroclastos, poligonais, com margens retilíneas ou curvilíneas e superfícies lisas ou pouco corrugadas imersos em minerais secundários; (B) Detalhe do vitroclasto em (A), notar corrugações, possivelmente fraturas conchoidais; (C) Vitroclastos com superfície lisa e “degrais”; D) Vitroclasto de superfície corrugada; (E) Vitroclastos com fraturas perlíticas bem desenvolvidas; (F) Detalhe das fraturas perlíticas em (E), notar precipitação de minerais secundários ao longo dos planos de fratura. ....	93

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Parâmetros que caracterizam uma Grande Província Ígnea de acordo com Bryan & Ernst (2008). Mkm = Milhões de quilômetros .....	21
Tabela 2 - Relação entre o tipo de rocha e o código de fácies utilizado neste trabalho. ....	35
Tabela 3 – Definição dos termos relacionados a vulcanoclásticas adotados neste trabalho .....	41
Tabela 4 - Código, descrição e interpretação das fácies divididas neste trabalho (contínua) .....	55
Tabela 5 - Localidade, tipo de ocorrências e trabalhos publicados com evidências de um clima úmido para Bacia do Paraná durante a colocação da província Paraná-Etendeka. ....	95

# SUMÁRIO

1. Introdução.....	16
1.1 Caracterização do problema.....	16
1.2 Justificativa .....	17
1.3 Premissas & Hipóteses.....	18
1.4 Objetivos .....	19
1.5 Localização da área de estudo.....	19
2. Estado da arte.....	21
2.1 Grandes Províncias Ígneas .....	21
2.1.1 Caracterização .....	21
2.1.2 Gênese de <i>LIPs</i> e sua importância na tectônica global .....	22
2.1.3 Vulcanologia-física de <i>LIPs</i> .....	25
2.1.4 Influência de <i>LIPs</i> no paleoambiente global e local .....	28
2.1.5 Província Ígnea Paraná-Etendeka.....	30
2.2 Conceito e metodologia de fácies .....	34
2.2.1 Conceito de fácies .....	34
2.2.2 Interpretação paleoambiental a partir de fácies.....	35
2.3 Terminologia descritiva e genética de vulcanoclásticas .....	37
2.4 Interação magma-água, produtos e sua importância.....	42
2.4.1 Peperitos .....	45
2.4.2 Hialoclastitos .....	47
3. Metodologia.....	50
3.1 Pré Campo.....	50

3.1.1 Levantamento Bibliográfico:.....	50
3.1.2 Sensoriamento Remoto .....	51
3.1.3 Seleção da área de estudo.....	51
3.2 Etapa de campo .....	51
3.3 Etapa pós-campo.....	52
3.3.1 Seleção de amostras e confecção de lâminas petrográficas: .....	52
3.3.2 Descrição petrográfica.....	52
3.3.3 Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) .....	53
4. Resultados e discussões .....	55
4.1 Fácies .....	55
4.2 Outros aspectos de campo.....	69
4.2.1 Sedimentação e paleorelevo vulcânico .....	69
4.2.2 Diques de arenito.....	72
4.3 Associação de fácies .....	74
4.3.1 Fluvio-Eólica.....	74
4.3.2 Interação entre latitos e sedimentos úmidos e incosolidados.....	75
4.4 Petrografia.....	78
4.4.1 Sedimentares siliciclásticas .....	78
4.4.2 Vulcanoclásticas.....	83
4.5 Um clima mais úmido para Bacia do Paraná durante o episódio vulcânico Paraná-Etendeka .....	94
5. Conclusão .....	96
Referências .....	98
Apêndice.....	107

# 1. Introdução

## 1.1 Caracterização do problema

Na evolução geológica da Terra diversos períodos foram marcados por intensa atividade vulcânica, não relacionada a limite de placas, onde imensos volumes de lavas, geralmente máficas, foram colocadas em curtos períodos. O agregado dos produtos ígneos formados nesses períodos é frequentemente denominado de Grandes Províncias Ígneas (*Large Igneous Provinces – LIPs*). *LIPs* representam os maiores eventos magmáticos da Terra e, além da questão intrínseca do papel deste magmatismo na evolução do planeta, essas províncias são importantes devido a associação com vários tipos de depósitos de minérios, hidrocarbonetos e água.

Diferentes estudos correlacionam *LIPs* a eventos de extinções e mudanças climáticas globais (Wingnall, 2001; Ross *et al.*, 2005; Bond & Wingnall, 2014; Svensen *et al.*, 2017) porém poucos estudos destacam a influência de *LIPs* nos ambientes sedimentares localmente associados (Tadon, 2002; Ebbinghaus *et al.*, 2014). O entendimento de como *LIPs* são capazes de influenciar no ambiente local é fundamental para entender relações causais entre estas e eventos globais. Eventos vulcânicos podem influenciar drasticamente os processos sedimentares locais a partir da disponibilização de grandes volumes de material clástico, geração de sismos, mudanças na topografia e alteração das condições climáticas em curto e longo prazo. O ambiente sedimentar associado também é capaz de influenciar profundamente o estilo eruptivo, litofácies e arquitetura de um evento vulcânico através da topografia (*e.g.*: erupções confinadas a canais), elementos morfológicos (*e.g.*: dunas eólicas confinando derrames na região interdunas) e a interação entre vulcanismo e água externa (*i.e.*: hidrovulcanismo).

Rochas sedimentares intercaladas com os produtos vulcânicos são comuns em Grandes Províncias Ígneas Continentais, como por exemplo, nas províncias Karoo-Ferrar (Stollhofen *et al.*, 2000), Columbia River (Ebbinghaus *et al.*, 2014), Tarim (Zhu *et al.*, 2014), Deccan (Tadon, 2002), Província Ígnea do Atlântico Norte (Nelson *et al.*, 2009) e Paraná-Etendeka (Leinz, 1949; Jerram, 2000; Scherer, 2000; Jerram & Stollhofen, 2002; Petry *et al.*, 2007; Waichel *et al.*, 2007; Luchetti *et al.*, 2014). Essas rochas sedimentares, contemporâneas ao vulcanismo, fornecem o

melhor registro para caracterizar os ambientes sedimentares locais e estudar a interação entre *LIPs* e estes. A interação entre vulcanismo e o ambiente sedimentar é preservada especialmente em certas litologias vulcanoclásticas, como peperitos e hialoclastitos no caso de interações predominantemente passivas ou em piroclástica quando relacionado a erupções freatomagmáticas.

A investigação sobre as rochas sedimentares e vulcanoclásticas associadas à *LIP* Paraná-Etendeka deve contribuir na caracterização dos processos sedimentares contemporâneos a atividade vulcânica e, no entendimento dos produtos e processos vulcânicos formados pela interação entre o vulcanismo e os ambientes sedimentares associados. Desta maneira este trabalho tem como objetivo estudar as litologias sedimentares, e as vulcanoclásticas associadas a estas, do Grupo Serra Geral Geral – parte da Grande Província Ígnea Paraná-Etendeka (PIPE) - nas regiões de Santa Cruz do Sul – Barros Cassal e Bento Gonçalves – Veranópolis, e, a partir deste estudo, deduzir as condições paleoambientais contemporâneas ao vulcanismo da província nestas regiões.

## 1.2 Justificativa

Na *LIP* Paraná-Etendeka estudos com viés paleoambiental dedicaram-se especialmente às rochas sedimentares eólicas sotopostas às primeiras manifestações vulcânicas (Fm. Botucatu no Brasil e Fm. Twyfelfontein na Namíbia), e, sobre a interação destas primeiras lavas com os depósitos eólicos em um *paleoerg* hiperárido (Scherer, 2000; Jerram *et al.*, 2000). Estas interações geraram peperitos “secos” concentrados na base da sequência vulcânica (Jerram & Stollhofen, 2002; Petry *et al.*, 2007; Waichel *et al.*, 2008). Em contraste com o ambiente sedimentar hiperárido interpretado para estes depósitos (Fm. Botucatu) estudos conduzidos nos níveis estratigráficos superiores da porção brasileira da *LIP* identificaram *pillow lavas*, rochas sedimentares e peperitos relacionados a ambientes fluvio-lacustres (Waichel *et al.*, 2007.; Luchetti *et al.*, 2014; De Moraes & Seer, 2018). Não obstante, devido a essas ocorrências serem esparsas, e a ausência de um arcabouço estratigráfico que pudesse posicionar as rochas sedimentares, essas descrições foram restritas a descrever ocorrências isoladas dentro do contexto vulcânico.

Recentemente, propostas de uma organização estratigráfica baseada em associações de litofácies e arquitetura de fácies vulcânicas (Waichel *et al.*, 2012; Barreto *et al.*, 2014; Rossetti *et*

*al.*, 2014) permitiram construir uma proposta litoestratigráfica para a porção sul da Província Paraná (Calha de Torres – RS) agrupando os vulcanitos no Grupo Serra Geral (Rossetti *et al.*, 2018). O Grupo Serra Geral é dividido na porção sul do Brasil em quatro formações litoestratigráficas, separada com base em associação de litofácies diagnósticas de diferentes morfologias vulcânicas e um conjunto de características químicas. A principal vantagem desta proposta é que as formações podem ser facilmente reconhecidas em campo, o que permite a correlação entre níveis estratigráficos em diferentes locais.

Baseado em trabalhos de campos realizados na região da Calha de Torres optou-se por trabalhar com as rochas sedimentares e vulcanoclásticas associadas pois estas são as litologias encontradas que mais fornecem informações sobre os a sedimentação e paleoambiente contemporâneo. A região da Calha de Torres (RS) é favorável para este tipo de estudo devido à existência de uma litoestratigrafia para as rochas vulcânicas, e, a presença das maiores espessuras de lavas e sedimentos jurocretáceos da borda sul da Bacia do Paraná contidas nesta região (Zalán *et al.*, 1990). Ambos os perfis propostos são propícios para o estudo em virtude da trabalhos prévios de detalhe sobre arquitetura de fácies vulcânicas e geoquímicas conduzidos nestas áreas (Barreto *et al.*, 2014; Rossetti *et al.*, 2014; Rossetti *et al.*, 2018).

### 1.3 Premissas & Hipóteses

Tem-se como hipótese que o paleoambiente contemporâneo à colocação do Grupo Serra Geral no Rio Grande do Sul é distinto do desértico hiperárido atribuído a Fm. Botucatu e que ambientes fluvio - eólicos coexistiram com o evento vulcânico, ao menos em sua porção brasileira. As premissas que sustentam essas hipóteses são:

- Ambientes fluvio-lacustres coexistindo com as porções mais jovens da Província Ígnea Paraná-Etendeka (*i.e.*: Fm. Palmas no Rio Grande do Sul e basaltos Alto-Ti no Paraná e em Minas Gerais) foram reconhecidos a partir do estudo de rochas sedimentares, peperitos e morfologias vulcânicas subaquosas (Waichel *et al.*, 2007; Luchetti *et al.*, 2014; De Moraes; Seer., 2018).
- Erupções vulcânicas são episódios pontuais na história evolutiva de um evento vulcânico (*i.e.*: uma *LIP*) e a maior parte do tempo é marcado por períodos de hiato na atividade

vulcânica onde ocorre a retomada dos processos sedimentares (Bryan *et al.*, 2010; Zhu *et al.*, 2014).

- As rochas sedimentares do Grupo Serra Geral marcam os períodos entre erupções e o registro dos processos sedimentares (*i.e.*: intemperismo, erosão e deposição) atuantes durante estes períodos, e, portanto, podem ser utilizadas como *proxies* paleoambientais.
- A interação entre o vulcanismo e o ambiente sedimentar é capaz de influenciar profundamente no estilo eruptivo e conseqüentemente nos produtos vulcânicos formados, em especial através da interação entre magmas/lavas e água externa (*i.e.*: meteórica). O registro destas interações também pode ser utilizado como um *proxie* paleoambiental.

#### 1.4 Objetivos

Este trabalho tem como objetivo geral a interpretação do significado paleoambiental das rochas sedimentares, e vulcanoclásticas associadas, e a proposição de um possível paleoambiente contemporâneo ao vulcanismo do Grupo Serra Geral nas regiões de estudos. Os objetivos específicos são:

- Descrever e interpretar as diferentes litofácies sedimentares, e vulcanoclásticas associadas do Grupo Serra Geral nas áreas de estudo.
- Propor um modelo conceitual para a colocação das vulcanoclásticas ácidas da localidade da Usina Velha na região de Veranópolis (RS).
- Propor um modelo para os processos sedimentares e paleoambiente contemporâneos ao Grupo Serra Geral nas áreas de estudo.

#### 1.5 Localização da área de estudo

O estudo foi realizado no estado do Rio Grande do Sul, na região da Serra Gaúcha, ao longo de dois perfis norte-sul em rodovias (Fig.1), são estes: Santa Cruz do Sul – Gramado Xavier, (aprox. 80 km, RS-153) e Bento Gonçalves - Veranópolis (aprox. 60 km, BR-470).

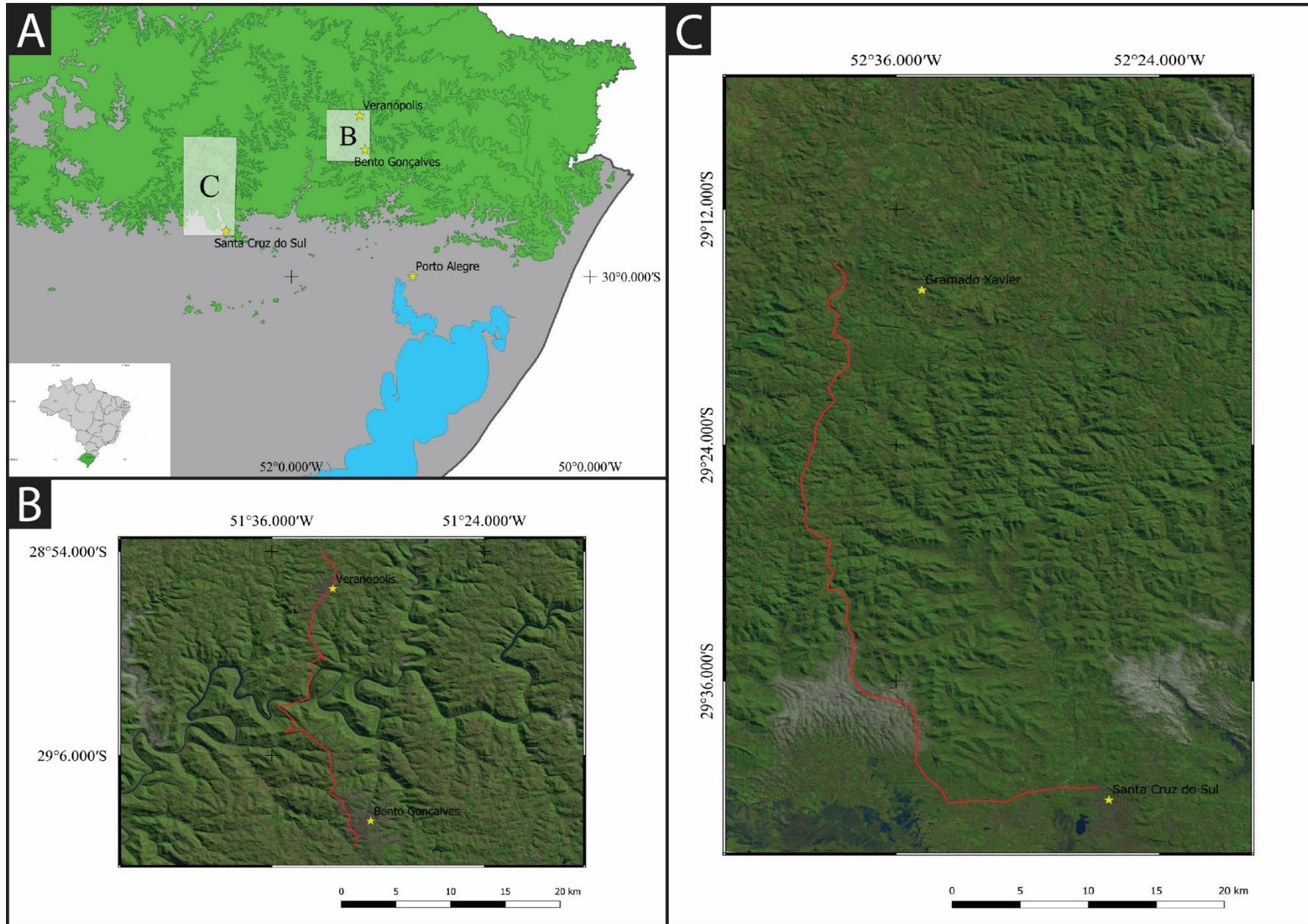


Figura 1 - (A) Localização dos dois perfis estudados, principais cidades e contorno da Fm. Serra Geral (contorno da Fm. Serra Geral disponibilizado pelo Serviço Geológico do Brasil – CPRM); (B) Perfil Bento Gonçalves - Veranópolis (BR-470); (C) Perfil SantaCruz do Sul – Gramado Xavier (RS-153).

## 2. Estado da arte

### 2.1 Grandes Províncias Ígneas

#### 2.1.1 Caracterização

Grandes acumulações de lavas basálticas nos continentes são conhecidas em diversas localidades da Terra e chamaram a atenções devido a suas enormes espessuras e uma geomorfologia característica, distinta das formas vulcânicas tradicionalmente relacionadas a condutos centrais (Tyrell, 1937). Essas acumulações, conhecidas como basaltos de platô (*plateau basalts*) ou Províncias Basálticas Continentais, são as mais famosas entre os diversos tipos de Grandes Províncias Ígneas (*Large Igneous Provinces – LIPs*). *LIP* é um termo utilizado para descrever estas e outras grandes acumulações de produtos ígneos, não apenas em ambientes continentais, mas também nos oceanos sob a forma de montes submarinos, platôs oceânicos e margens passivas vulcânicas (Coffin & Eldhom, 1992). Bryan & Ernst (2008) definem *LIPs* com base no ambiente tectônico, valores mínimos para o volume e tempo de colocação, independente da composição magmática (Tabela 1).

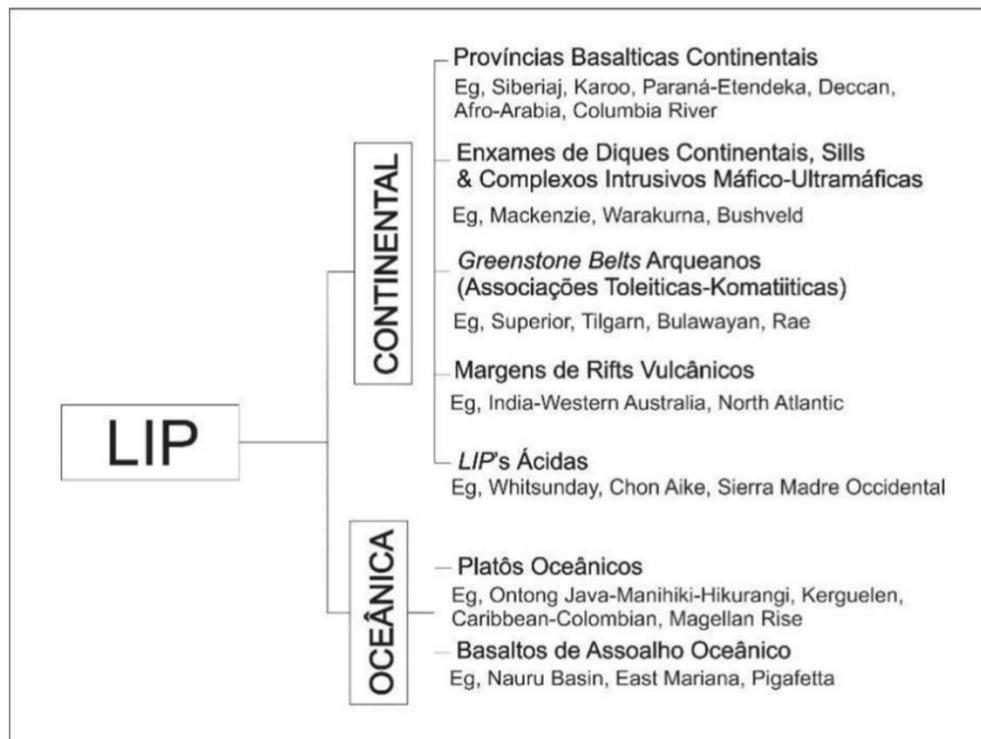
**Tabela 1 - Parâmetros que caracterizam uma Grande Província Ígnea de acordo com Bryan & Ernst (2008). Mkm = Milhões de quilômetros**

Área	Volume	Tempo	Ambiente tectônico
> 0.1 Mkm <sup>2</sup>	> 0.1 Mkm <sup>3</sup>	< 50 Ma, 75% da província colocada em menos de 5 Ma	Intraplaca

*LIPs* podem ser subdivididas em categorias de acordo com sua composição, ambiente de colocação (i.e: oceânico / continental), idade e tipo de registro (i.e: lavas / intrusivas). A subdivisão de *LIPs* proposta por Bryan & Ernst (2008) é apresentada na figura 2.

A definição original do termo *LIP* (Coffin & Eldhom, 1992, 1993, 2001) se deu principalmente devido ao significado geodinâmico destas províncias. A presença de províncias

magmáticas gigantescas que ocorrem de maneira periódica na história da Terra não é prontamente explicada pela teoria clássica da tectônica de placas uniformitarista (Coffin & Eldhom, 2001). O imenso volume de rochas magmáticas geradas em curtos períodos de tempo torna *LIPs* marcos na história evolutiva dos diferentes reservatórios geoquímicos terrestres (i.e: núcleo, manto e crosta), tectônica global e biosfera.

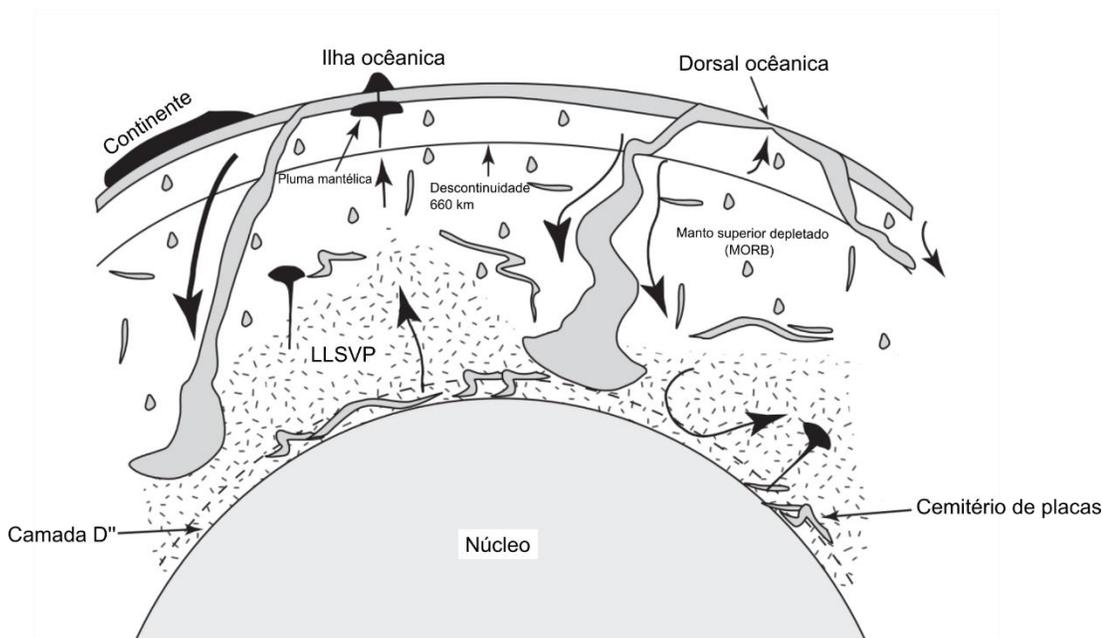


**Figura 2 - Principais subdivisões de Grandes Províncias Ígneas (traduzido de Bryan & Ernst, 2008)**

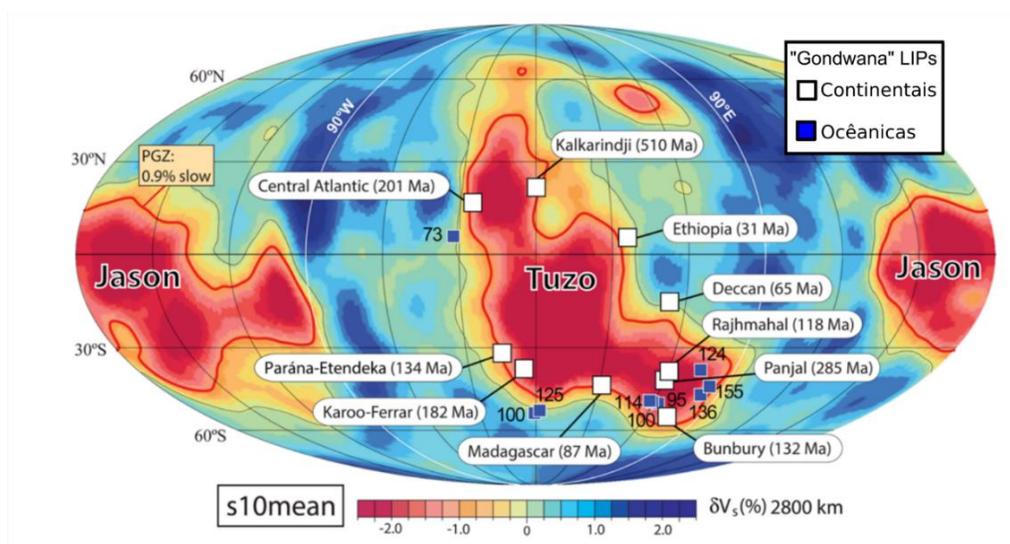
### 2.1.2 Gênese de *LIPs* e sua importância na tectônica global

*LIPs* indicam a presença de dinâmicas não estáveis (*non steady-state*) na circulação de calor no manto terrestre (Coffin & Eldhom, 1993). Dois mecanismos distintos de circulação de calor atuam no manto terrestre (Fig.3), o dominante consiste na convecção de calor em grande escala, uma das forças motrizes responsáveis pelo movimento das placas tectônicas. O segundo mecanismo contabiliza cerca de um décimo da transferência de calor mantélico para superfície terrestre através da formação de massas com flutuabilidade (*buoyancy*) positiva que ascendem através do manto até atingirem a base da litosfera. Essas massas, chamadas de plumas mantélicas, foram sugeridas originalmente por Wilson (1963) (*apud* Condie, 2016) para explicar cadeias de

ilhas oceânicas como a Hawaii – Emperor (*i.e.* hotspots) e são frequentemente citadas como um dos mecanismos para a gênese de LIPs (Coffin & Eldhom, 1993, 2001; Bryan & Ernst, 2008; Condie, 2016). O mecanismo formador de plumas ainda é controverso, mas acredita-se que plumas são anomalias predominantemente térmicas, mas também composicionais, que se formam no limite termal entre o manto e núcleo terrestre (camada D’; Condie, 2016).



**Figura 3 - Circulação de calor no interior da Terra. LLSVP - Large Low Shear Wave Provinces; Camada D'' - Descontinuidade Manto – Núcleo-Externo (modificado de Condie, 2016)**



**Figura 4 - Tuzo e Jason - as duas zonas de baixas velocidades de propagação de ondas de cisalhamento (LLSVP) – e sua relação com as LIPs do Gondwana (modificado de Svensen *et al.*, 2017).**

Uma das hipóteses sobre a origem de plumas mantélicas sugere que essas plumas são formadas preferencialmente nas bordas de duas zonas de anomalias de baixas velocidades de propagação de ondas de cisalhamento no limite manto-núcleo (i.e: *Large Low Shear Wave Velocity Provinces – LLSVP*; Svensen *et al.*, 2017). Essas *LLSVP* são duas zonas antipodais detectadas em todos os modelos de tomografia sísmica da Terra e reconstruções paleogeográficas indicam que a maioria dos *hotspots*, *LIPs* e kimberlitos dos últimos 300 Ma coincidem com as bordas dessas zonas (Fig.4; Svensen *et al.*, 2017) o que sugere que essas zonas sejam fixa em um determinado intervalo de tempo. A possibilidade de que as posições geográficas das *LLSVP* sejam fixas para além dos 300 Ma levanta a perspectiva de que *LIPs* possam ser utilizadas para reconstruções paleogeográficas, em especial para os períodos mais antigos da Terra cujas informações sobre as configurações dos continentes são restritas e de difícil interpretação. Apesar disso a teoria de plumas mantélicas não é universalmente aceita para explicar o magmatismo de *LIPs* (Bryan & Ernst, 2008).

Além da importância para as dinâmicas de circulação de calor no interior da Terra, *LIPs* tem um importante papel também no contexto da tectônica de placas. Diversas *LIPs* continentais são correlacionáveis em continentes distintos (e.g: *Paraná-Etendeka*, *Central & North Atlantic Igneous Provinces*), o que sugere uma ligação entre a formação de *LIPs* e a ruptura continental (*riftes*). A presença de margens passivas vulcânicas sucedendo essas *LIPs* continentais fortalece ainda mais está correlação. Margens passivas vulcânicas são caracterizadas por enormes espessuras de rochas vulcânicas que marcam a transição entre a plataforma continental (i.e: crosta continental) e a planície abissal (i.e: crosta oceânica) (Condie, 2016). Margens passivas vulcânicas são comumente reconhecidas por seu perfil sísmico, caracterizado por uma grande espessura de refletores que mergulham em direção ao oceano (*seaward dipping reflectors - SDRS*), interpretados como rochas vulcânicas, e uma anomalia na crosta inferior de altas velocidades de onda P, interpretada como zona de alimentação e câmara magmática dessas rochas vulcânicas (Fig.5; Condie, 2016). Porém, algumas *LIPs*, incluso *LIPs* gigantescas como a *Siberian Traps*, não são correlacionáveis a rupturas continentais (Coffin & Eldhom, 1992) o que indica que outros mecanismos são necessários para uma ruptura continental.

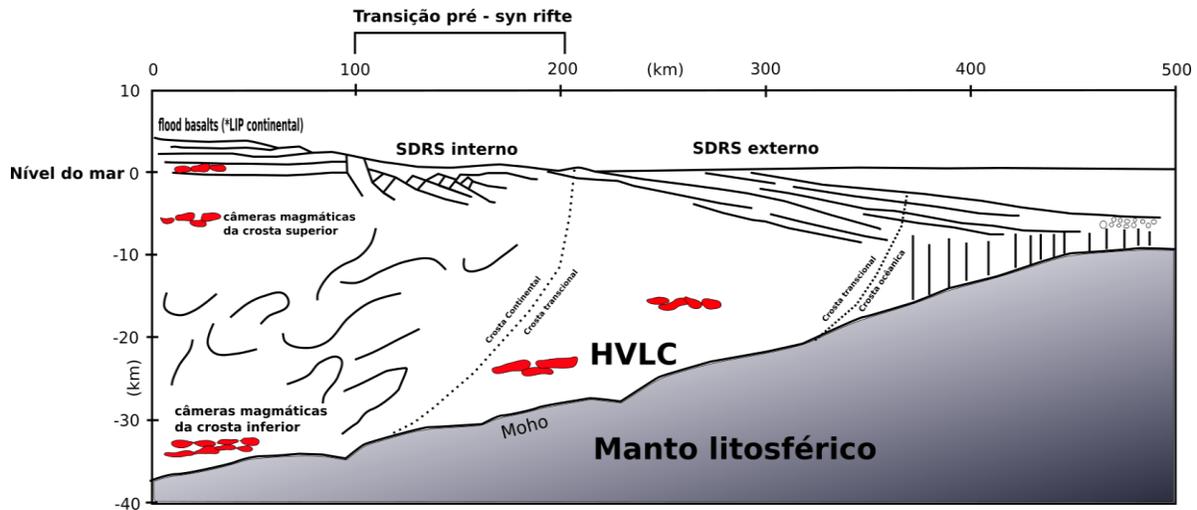


Figura 5 - Perfil esquemático de uma típica margem passiva vulcânica mostrando os refletores mergulhantes em direção ao oceano (SDRS). HVLC - High Velocity Lower Crust. (modificado de Condie, 2016)

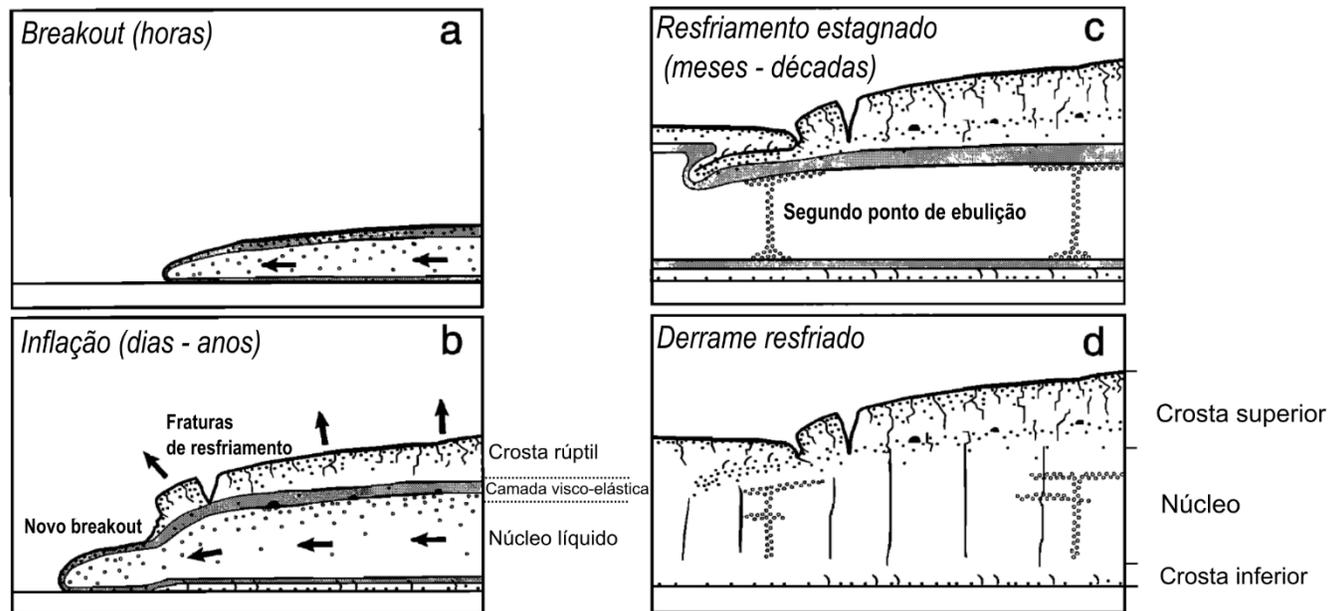
### 2.1.3 Vulcanologia-física de LIPs

Um ponto importante na definição de *LIPs* de Bryan & Ernst (2008) é que a maior parte da atividade vulcânica ocorre em um curto período, com > 75% da província colocada em 1 – 5 Ma. A *LIP* Columbia River, por exemplo, abrange um intervalo de aproximadamente 11 Ma, porém, cerca de 90% foi colocada em apenas 1.1 Ma. (Reidel *et al.*, 2013). O curto intervalo temporal representado pelo período de pico da atividade ígnea indica que os volumes eruptivos de *LIPs* são distintos das erupções basálticas atuais.

O termo *flood basalt* ("derrames basálticos") é tradicionalmente utilizado para referir-se aos espessos derrames basálticos (> 10's de metros) que caracterizam as erupções do período de apogeu de uma *LIP* (Tyrell, 1937; Self *et al.*, 1997). Em um estudo sobre *flood basalts* na província do *Columbia River* Self *et al.*, (1997) reconheceram uma compartimentação em três partes para estes derrames vulcânicos, são estas:

- **Crosta Superior:** Porção altamente vesicular, normalmente com a quantidade de vesículas diminuindo em direção ao núcleo, porém, aumentando de tamanho. Constitui aproximadamente 40 - 50% do derrame. Petrograficamente, possui uma textura indicativas de grau *undercooling* mais alto que o núcleo do derrame.

- **Núcleo:** Porção maciça, caracterizada por poucas vesículas primárias e normalmente com colunado bem desenvolvido. Podem ocorrer estruturas de segregação de gases (*vesicle sheets, megascopic vesicles, vesicle cylinders*). Petrograficamente apresentam textura holocristalina. Constitui 50 - 60% da espessura do derrame.
- **Crosta Inferior:** Porção hipocristalina localizada na base do derrame, podendo ocorrer algumas estruturas de segregação de gases (*pipe vesicles*). Espessura é mínima comparada com as outras porções do derrame. Petrograficamente, possui texturas indicativas de um grau de *undercooling* ainda maior que o da crosta superior (*i.e.*: “mais vítrea”).



**Figura 6 - Modelo de colocação de flood basalts proposto por Self et al., (1997). Neste modelo flood basalts se colocam como pahoehoes infladas, resfriando ao longo de meses a anos. Modificado de Self et al., (1997).**

A divisão em três partes destes derrames, e diversas outras estruturas características do processo de inflação (i.e: *tumulis*, *vesicle sheets*, *vesicle cylinders*, *lava rise-pit* etc) levaram os autores a propor que *flood basalts* se colocam predominantemente como lobos *pahoehoes* inflados (Fig.6). Ao contrário de um modelo eruptivo cataclísmico, com altíssimas taxas eruptivas, Self *et al.*, (1997) propuseram que esses derrames basálticos foram formados por taxas eruptivas “moderadas” (~4000 m<sup>3</sup>/s para o Roza Member, valor ainda assim elevado quando comparado a erupções basálticas recentes, com exceção da erupção de Laki 1783 - 1784; SELF *et al.*, 1997) mas sustentadas, dando origem a derrames lentos (~1 - 10 cm/s) que resfriavam no período de meses a dezenas de meses. Alternativamente, Óskarsson & Riishuus (2014) propuseram que *floods basalts* do leste da Islândia foram colocados sobre taxas eruptivas ~10<sup>5</sup> m<sup>3</sup>/s, com tempos de resfriamentos na casa de horas a dias e velocidades entre 0.1 - 10 m/s. Os autores argumentaram que a crosta vesiculada simples (i.e: imatura, na terminologia dos autores) destes derrames (i.e: crostas vesiculares com padrão simples de granodecrescência ascendente das vésiculas, ausência de *sheet vesicles*, altas razões Crosta/Núcleo etc) e ausência de estruturas de inflação ou de derrames insulados (i.e: *tumulis* e tubos de lavas) indicam que o modo de colocação destes derrames é distinto de *pahoehoes* infladas.

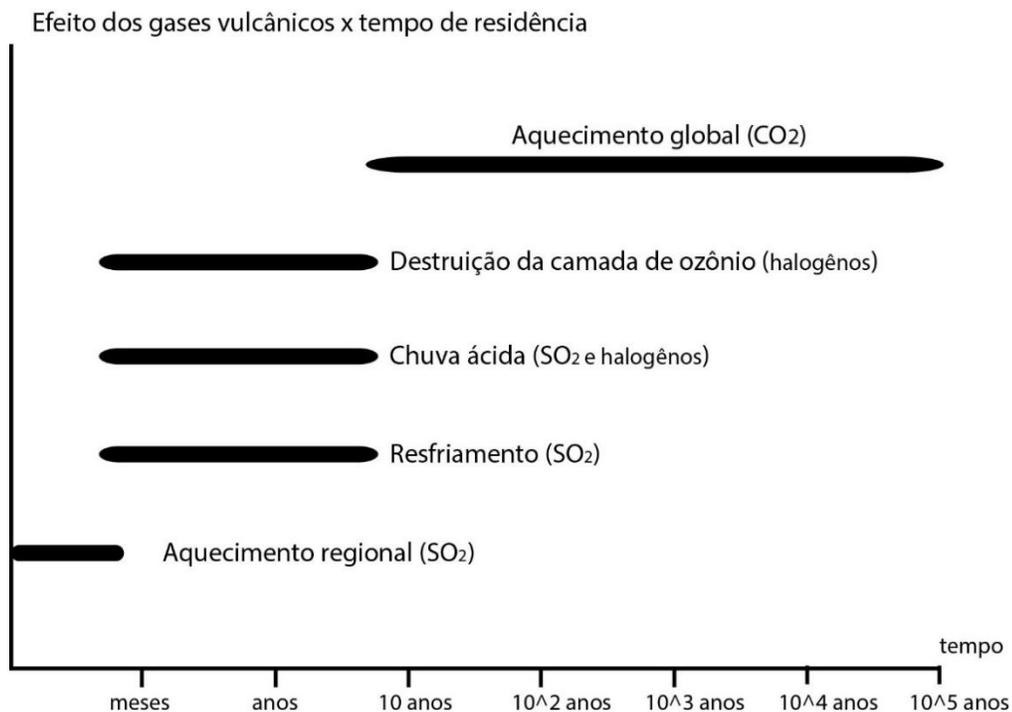
Outros estudos em *LIPs* identificaram morfologias de lavas basálticas como *rubbly pahoehoes* (Jerram, 2002; Duraiswami *et al.*, 2008; Barreti *et al.*, 2014; Rossetti *et al.*, 2014). *Rubbly pahoehoe* é uma morfologia caracterizada por uma compartimentação similar à de *pahoehoes*, porém, com uma porção de topo brechada, na qual os vulcanoclastos das brechas são oriundos da crosta superior de um derrame *pahoehoe*. *Rubbly pahoehoe*, são indicativas de taxas eruptivas e/ou maior viscosidade que *pahoehoes*.

Em algumas *LIPs*, diferentes estágios do vulcanismo podem ser reconhecidos com base nas morfologias vulcânicas. O estágio inicial do vulcanismo é marcado por erupções de baixo volume representadas pela colocação de *pahoehoes* compostas (Walker, 1972). O estágio inicial é sucedido pelo clímax vulcânico, período no qual a maior parte da província é colocada, representado pela colocação de *pahoehoes* espessas e *rubblys pahoehoes* de dezenas de metros de espessura (i.e: *flood basalts*). O estágio de declínio da atividade vulcânica é marcado por morfologias vulcânicas indicativas de baixas taxas de erupção, com aumento dos períodos de hiato entre as erupções. Esses diferentes estágios foram reconhecidos no *Columbia River* (Reidel

*et al.*, 2013) nas *Deccan Traps* (Duraiswami *et al.*, 2008) e Paraná-Etendeka (Waichel *et al.*, 2012; Barreto *et al.* 2014; Rossetti *et al.*, 2018).

#### 2.1.4 Influência de *LIPs* no paleoambiente global e local

Diversas Províncias Basálticas Continentais (PBCs) têm idades correlacionáveis a extinções em massa globais, o que sugere uma relação de causalidade entre estes eventos (Wignall, 2001; Bond & Wignall, 2014; Self *et al.*, 2014; Ernst & Youbi, 2017). Os gases vulcânicos, em especial SO<sub>2</sub> e CO<sub>2</sub>, são frequentemente cogitados como o “gatilho” responsável por rápidas mudanças climáticas que desencadeariam as extinções em massa (Wignall, 2001; Bond & Wignall, 2014; Self *et al.*, 2014). As respostas climáticas a emissão destes gases atua em diferentes escalas temporais (Fig.7). SO<sub>2</sub> é capaz de influenciar o clima em um intervalo temporal de meses a dezenas de anos, causando resfriamento pelo bloqueio da radiação solar devido a formação de aerossóis (Wignall, 2001). CO<sub>2</sub> atua em um intervalo temporal de dezenas de anos a 10<sup>5</sup> anos e promove aquecimento global através do efeito estufa (Wignall, 2001). Outros mecanismos também foram propostos para explicar uma causalidade entre PBC e grandes extinções em massa incluindo formação de chuvas ácidas e, acidificação de oceanos devido a liberação de SO<sub>2</sub>, HF, NO<sub>x</sub> etc, destruição da camada de ozônio devido a emissão de halogêneos (Self *et al.*, 2014) e o resfriamento global promovido pelo aprisionamento de CO<sub>2</sub> devido ao intemperismo de basaltos (Ernst; Youbi, 2017).



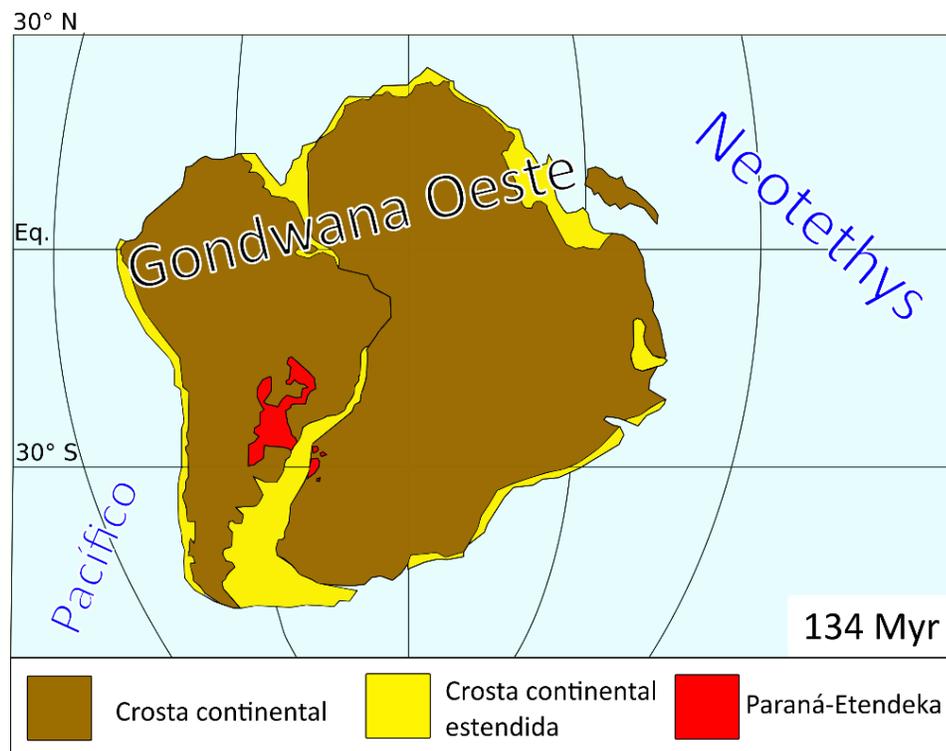
**Figura 7 - Efeito climático dos principais gases liberados durante atividade vulcânica e o tempo de residência atmosférica destes (modificado de Wignall, 2001).**

O impacto de PBCs no clima só pode ser completamente avaliado através da consideração de fatores como o paleoambiente local contemporâneo à PBC, a sequência sedimentar atravessada pelo sistema de alimentação (*i.e.*: a bacia sedimentar associada à PBC), o estilo eruptivo e a duração dos hiatos eruptivos (Duraiswami *et al.*, 2008; Self *et al.*, 2014, 2015). Esses fatores influenciam no total de voláteis liberados (incluindo a liberação de CO<sub>2</sub> termogênico devido ao aquecimento de camadas ricas em matéria orgânica / hidrocarbonetos), disponibilidade de H<sub>2</sub>O atmosférica para formação de aerossóis, camada atmosférica afetada pelos voláteis (parcialmente influenciada pela altura da coluna eruptiva) e no balanço entre o impacto acumulado dos voláteis *versus* processos que atuam na retirada destes gases da atmosfera entre outros (Duraiswami *et al.*, 2008 ; Self *et al.*, 2014, 2015 ; Ernst; Youbi. 2017). A interação e a influência de PBCs nos ambientes sedimentares locais contemporâneos são ainda pouco conhecidas. Taddon (2002) e Ebinghaus *et al.*, (2014) reconheceram em rochas sedimentares associadas às províncias do *Deccan* e do *Columbia River*, respectivamente, mudança nos padrões de paleocorrente fluviais e a formação de ambientes lacustres devido a obstrução de canais fluviais por lavas. Grove *et al.*, (2017) descreveu mudanças de colorações em arenitos associados

a Província Etendeka (Namíbia), relacionados a diferentes assembleias diagenéticas promovidas por uma compartimentação da circulação de fluídos devido à intrusão de diques.

### 2.1.5 Província Ígnea Paraná-Etendeka

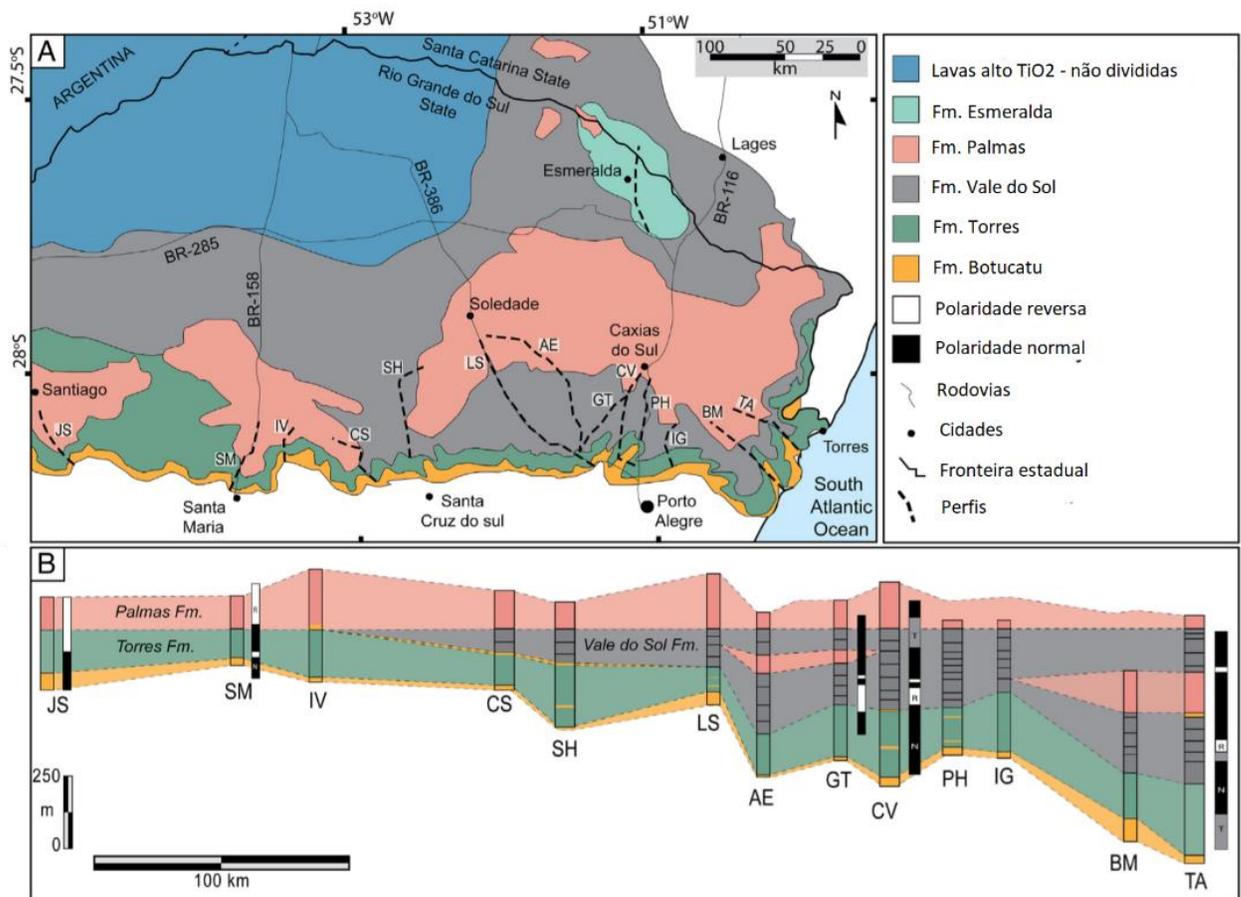
A Província Paraná-Etendeka é uma PBC do Cretáceo Inferior relacionada à ruptura do Gondwana Oeste e a abertura do Atlântico Sul (Peate *et al.*, 1992; Svensen *et al.*, 2017; Fig.8). A província aflora principalmente na América do Sul, ocupando uma área de 917, 000 km<sup>2</sup> no Brasil, Argentina, Paraguai e Uruguai, e, subordinadamente, na Namíbia e Angola (Frank *et al.*, 2009). É composta principalmente por basaltos e basaltos andesíticos toleíticos (>90%) e, subordinadamente, por rochas genericamente chamadas de ácidas (> 63 wt% SiO<sub>2</sub>). Datações Ar<sup>40</sup>/Ar<sup>39</sup> para a província apontam para uma idade para o vulcanismo de ~134 Ma, com duração do pico de atividade de ~ 1 Ma (Thide & Vasconcelos, 2010). No Brasil, as rochas dessa província são geralmente agrupadas na Fm. Serra Geral aflorantes principalmente na Bacia do Paraná, onde se encontram sotopostas as rochas Jurássicas – Cretáceas da Fm. Botucatu e localizadamente encobertas pelas rochas Cretáceas da Fm. Bauru (Zalán *et al.*, 1990). Dentro do contexto cronoestratigráfico da Bacia do Paraná, a Fm. Serra Geral representa o topo da supersequência juro-cretácea Gondwana III da Bacia do Paraná (Milani *et al.*, 2007). A supersequência Gondwana III engloba, do topo para base, a Fm. Pirambóia, Fm. Guará, Fm. Botucatu e Fm. Serra Geral (Milani *et al.*, 2007; Reis *et al.*, 2019).



**Figura 8 - Localização do Gondwana Oeste e da Província Paraná - Etendeka durante o Cretáceo Inferior (~134 Ma). Modificado de Svensen *et al.*, 2017)**

Inicialmente, a estratigrafia da Fm. Serra Geral foi estudada com base em parâmetros geoquímicos o que originou uma série de divisões baseadas em razões entre elementos traços e magmas tipo (Peate *et al.*, 1992). Recentemente, a Província Paraná-Etendeka começou a ser estudada a partir do ponto de vista da vulcanologia física, litofácies e morfologias vulcânicas (Jerram, 2002; Waichel *et al.*, 2012. Barreto *et al.*, 2014; Rossetti *et al.*, 2014, 2018). Em virtude da boa exposição da pilha vulcânica esses estudos se fizeram proeminentes na região da Calha de Torres (Waichel *et al.*, 2012; Barreto *et al.*, 2014; Rossetti *et al.*, 2014. 2018). A Calha de Torres é uma estrutura alongada na direção noroeste-sudeste, localizada entre o Arco de Rio Grande e o Arco de Ponta Grossa, caracterizada por apresentar as maiores espessuras de lavas e rochas sedimentares cretáceas na porção sudeste da Bacia do Paraná (Zalán *et al.*, 1990). Os estudos feitos ao longo desta estrutura permitiram a proposição de uma litoestratigrafia formal para esses vulcanitos, “promovendo” a Fm. Serra Geral para Grupo Serra Geral (GSG) na Calha de Torres (Rossetti *et al.*, 2017; Fig.9). O GSG é composto por quatro formações estratigráficas individualizadas, com base em associações de litofácies vulcânicas que refletem os mecanismos

de colocação destas lavas. São estas, da base para o topo: a Fm. Torres, caracterizada por *pahoehoes* simples e compostas de composição basáltica; a Fm. Vale do Sol, caracterizada por derrames espessos (>20m) de *rubbly pahoehoe* de composição basalto-andesíticas; a Fm. Palmas, abrangendo os derrames ácidos da província; a Fm. Esmeralda, caracterizada por *pahoehoes* compostas normalmente <2m. As formações estratigráficas da Calha de Torres estão vinculadas a diferentes estágios do vulcanismo (Waichel *et al.*, 2012; Rossetti *et al.*, 2014), sendo o primeiro estágio representado pela colocação de lavas basálticas com baixas taxa de efusão, marcado pelas *pahoehoes* da Fm. Torres. O clímax vulcânico é marcado pela colocação das *rubbly pahoehoes* da Fm. Vale do Sol. As lavas ácidas da Fm. Palmas recobrem e, localmente, estão interdigitadas, com a Fm. Vale do Sol. O declínio da atividade vulcânica é marcado pela colocação das *pahoehoes* basálticas da Fm. Esmeralda.



**Figura 9 - O Grupo Serra Geral e suas formações na região da Calha de Torres (traduzido de Rossetti *et al.*, 2017)**

A ocorrência de rochas siliciclásticas e vulcanoclásticas na Província Paraná-Etendeka foi descrita por diversos autores. Scherer (2002) e Waichel *et al.*, (2008) documentaram a preservação de morfologias de dunas eólicas devido ao soterramento de um *paleoerg* ativo (*i.e.*: Fm. Botucatu) pelos derrames basálticos. Jerram & Stollhoffen, (2002) descreveram peperitos e fraturas preenchidas por arenitos nos basaltos do Grupo Etendeka no noroeste da Namíbia e atribuíram sua formação a diversos processos atuantes na interação entre lavas basálticas e dunas eólicas. Waichel *et al.*, (2006) descreveram no oeste do Paraná peperitos fluidais formados pela interação entre lavas basálticas e sedimentos lacustres. Petry *et al.*, (2007) descreveram uma situação muito similar à descrita por Jerram & Stollhoffen, (2002) para a localidade de Torres (RS). Luchetti *et al.*, (2014) descreveram ocorrências de peperitos blocosos e fluidais e rochas sedimentares lacustres intercaladas com as rochas ácidas da província nos estados do Rio Grande do Sul, Santa Catarina e Paraná. Rossetti *et al.*, (2018). destacaram a ocorrência arenitos eólicos intercalados com a Fm. Torres e Fm. Palmas além da presença de rochas sedimentares depositados em meio aquoso, preenchendo as vesículas e, os espaços das brechas de topo nas *rubbly pahoehoe* da Fm. Vale do Sol. De Moraes & Seer, (2018) descreveram *pillow lavas*, hialoclastitos e rochas sedimentares relacionadas à colocação de lavas basálticas em um ambiente lacustre na região de Uberlândia (MG). Alternativamente as rochas sedimentares e peperitos do Grupo Serra Geral foram interpretadas como relacionadas a um sistema de injectitos de areia, providas da Fm. Botucatu, originado devido ao aquecimento do aquífero Guarani pela atividade magmática (Duarte *et al.*, 2009; Hartmann *et al.*, 2012; Hartmann *et al.*, 2013).

## 2.2 Conceito e metodologia de fácies

### 2.2.1 Conceito de fácies

O conceito de fácies utilizado neste trabalho é a definição dada por James & Dalrymple, (2010) no livro *Facies Model 4*. Fácies é definida como:

“Um corpo rochoso caracterizado por uma combinação particular de litologias e estruturas físicas e/ou biológicas que concedem a este corpo um aspecto peculiar, diferente das rochas acima, abaixo ou lateralmente intercaladas. As características utilizadas para delimitar fácies geralmente são aquelas com significado genético.”

Neste trabalho, fácies serão definidas a partir de características litológicas como, composição, textura e estruturas, sendo utilizado portanto o termo litofácies. As litofácies propostas neste trabalho serão identificadas utilizando-se de um código de fácies, como proposto originalmente para rochas siliciclásticas fluviais, por Miall, (1977) e adaptado para rochas vulcânicas coerentes/clásticas (McPhie *et al.*, 1993; Barreto *et al.*, 2014; Rossetti *et al.*, 2014, 2018; Pasqualon *et al.*, 2019). O código de rochas siliciclásticas tradicionalmente utilizado é formado por uma letra maiúscula, indicativa da litologia (*i.e.*: classe granulométrica), seguido por uma letra minúscula indicativa da estrutura sedimentar (*e.g.*: Sm – *Sandstone massive*). O código utilizado neste trabalho para rochas vulcanoclásticas é formado por uma letra maiúscula indicativa da classe granulométrica, seguido por outra letra maiúscula indicativa da composição (quando passível de ser estimada), acrescida por tras minúsculas indicativas da textura/estrutura (*e.g.*: BLm – Brecha latítica maciça). O código para vulcânicas coerentes é formado por uma letra maiúscula indicativa da composição acrescida de letras minúsculas indicativos da textura / estrutura (*e.g.*: Lpm – Latito porfirítico maciço). A proposta de código de litofácies utilizada neste trabalho encontra-se resumida na tabela 2.

**Tabela 2 - Relação entre o tipo de rocha e o código de fácies utilizado neste trabalho.**

<b>Tipo</b>	<b>Maiúscula</b>	<b>Minúscula</b>	<b>Código (exemplo)</b>
Siliciclástica	Litologia (classe granulométrica)	Estrutura sedimentar	<i>Am</i> - Arenito maciço
Vulcanoclástica	Classe granulométrica + Composição	Estrutura	<i>CLe</i> - Conglomerado Latítico estratificado
Vulcânica Coerente	Composição	Texturas + Estruturas	<i>Lpj</i> - Latítico porfirítico com junção colunar.

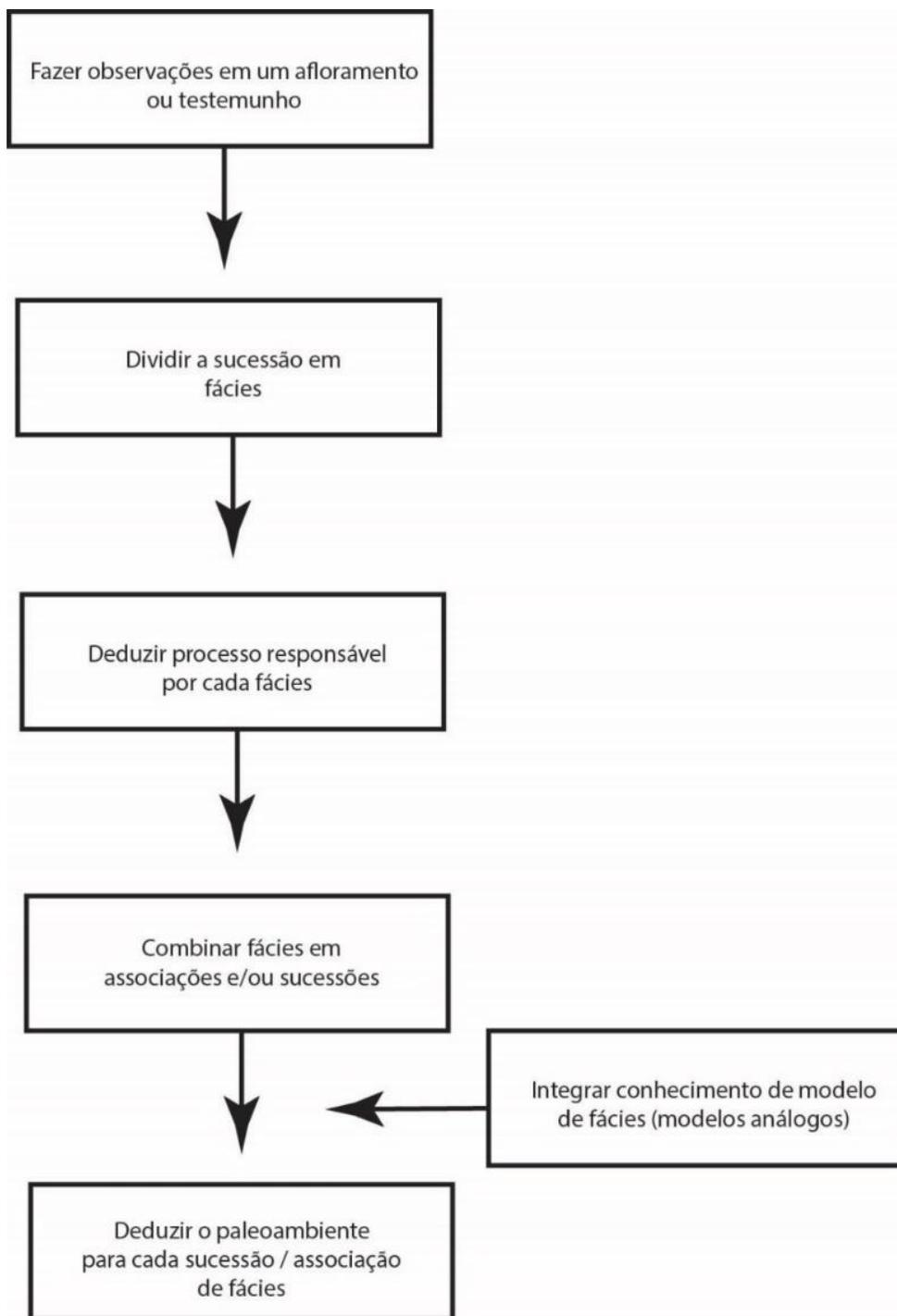
### 2.2.2 Interpretação paleoambiental a partir de fácies

Litofácies individuais frequentemente refletem processos que podem ocorrer em diversos ambientes sedimentares ou que podem se formar em estilos eruptivos distintos (*e.g.*: fragmentos pumíceos). Poucas litofácies são individualmente diagnósticas de um ambiente de sedimentação/estilo eruptivo específico. Litofácies são comumente agrupadas em associação e/ou sucessão de fácies (James & Dalrymple, 2010). A Associação de fácies é definida por James & Dalrymple (2010) como:

“Grupo de fácies geneticamente relacionadas umas às outras e que tenham um significado paleoambiental. “

A interpretação ambiental de uma determinada associação de litofácies é fundamentada na comparação com sistemas deposicionais modernos. Tais análogos, chamados de "Modelos de fácies" vêm sendo desenvolvidos para sistemas sedimentares há décadas (James & Dalrymple, 2010), o que torna a análise de litofácies uma ferramenta poderosa e prática no estudo destes sistemas. Apesar da aplicação da metodologia de descrição e interpretação de litofácies *strictu sensu* ser relativamente recente em sistemas vulcânicos, intuitivamente o estudo de sistemas vulcânicos sempre foi feito pela comparação com sistemas análogos modernos, cuja descrição é fornecida por milhares de relatos históricos e modernos sobre erupções e seus produtos. Um

fluxograma descrevendo as etapas para interpretação paleoambiental, seguindo a metodologia de análise faciológica, está sumarizado na Fig.10.



**Figura 10 - Fluxograma ilustrando o passo a passo da interpretação paleoambiental a partir de uma metodologia de fácies (modificado de James & Dalrympe, 2010)**

### 2.3 Terminologia descritiva e genética de vulcanoclásticas

A terminologia descritiva e genética de rochas vulcanoclásticas é motivo de controvérsias. Do ponto de vista descritivo, partes das confusões surgem devido à ausência de uma terminologia granulométrica específica (*e.g.*: areia, cascalho etc.). Do ponto de vista genético a classificação é controversa devido à complexidade de mecanismos que podem gerar fragmentos vulcânicos e transportá-los até sua deposição final. Esta seção tem como objetivo mostrar as diferentes propostas de classificações de rochas vulcanoclásticas.

O termo vulcanoclástico foi formalizado por Fisher (1961) para designar qualquer depósito e/ou rocha composta predominantemente por fragmentos vulcânicos, independente do mecanismo de fragmentação e transporte. Fisher (1961) propôs uma terminologia descritiva para estes depósitos que consiste na descrição da granulometria com termos emprestados das rochas sedimentares (Wentworth, 1922) acrescidos do adjetivo *vulcanoclástico* (*ex.*: arenito vulcanoclástico, siltito vulcanoclástico etc). Adicionalmente Fisher (1961) reconheceu diferentes classes genéticas de depósitos vulcanoclásticos com base nos processos responsáveis pela *fragmentação*, são estas:

- *Piroclásticos*: depósitos produzidos por uma explosão vulcânica e extrudidos como partículas discretas de um conduto.
- *Autoclásticos*: depósitos gerados por fricção em fluxo de lavas e por explosões de gás interna em lavas que cessaram seu fluxo.
- *Epiclásticos*: depósitos gerados pelo intemperismo erosão de rochas/depósitos de vulcanitos pré-existent.

Fisher (1961) propôs que apenas quando o processo responsável pela *fragmentação* de um depósito vulcanoclástico puder ser reconhecido terminologia genética deve ser utilizada. O autor propôs terminologia granulométrica específica (*i.e.*: genética) para rochas autoclásticas (*e.g.*: autobrecha) e piroclásticas (*e.g.*: lapilito). O termo *primário* foi designado para referir-se a depósitos/rochas *piroclásticas* cujo o transporte e deposição estão diretamente relacionados à

atividade vulcânica explosiva (*ex*: fluxos de densidade piroclásticos) O termo ressedimentado / retrabalhado é utilizado quando a origem piroclástica dos fragmentos vulcânicos ainda pode ser reconhecida em depósitos cujo agente de transporte não está relacionado à atividade vulcânica (*ex*: fluxos de gravidade e/ou agentes fluviais, eólicos etc).

Cas & Wright (1987) mantiveram a definição não genética do termo vulcanoclástico e a utilização de terminologia granulométrica sedimentar como puramente descritiva. Estes autores enfatizaram que a divisão genética de rochas vulcanoclásticas deve levar em consideração os processos de fragmentação *e* de deposição final. De acordo com estes autores depósitos piroclásticos são aqueles em que o processo de fragmentação *e* transporte são piroclásticos (*i.e*: queda e fluxo de piroclastos). Vulcanoclásticas depositadas por agentes não vulcânicos são consideradas *epiclásticas* pelos autores, independente do mecanismo responsável pela fragmentação. Os autores ainda reconhecem uma quarta classe genética de rochas vulcanoclásticas, *hialoclastitos*, nos quais a fragmentação do magma ocorre devido ao resfriamento brusco por contato deste com água.

Fisher & Smith (1991) criticaram a proposta de Cas & Wright (1987) de que o enfoque da classificação genética de rochas vulcanoclástica deve ser no processo responsável pelo transporte. De acordo com esses autores:

“Os termos epiclástico, piroclástico, autoclástico entre outros referem-se aos processos pelos quais as partículas foram *formadas* e não podem mudar de uma partícula para outra meramente devido a mudança no agente de deposição”. (Fisher & Smith, 1991, p. 3)

Os autores propõem o termo *hidroclastos* para designar qualquer rocha vulcanoclásticas formadas pela interação magma – água, seja por mecanismos explosivos (*i.e*: freatomagmática) ou passivos/efusivos (*i.e*: hialoclastitos).

McPhie *et al.* (1993) mantiveram a definição não genética do termo vulcanoclástica e a terminologia granulométrica sedimentar como puramente descritiva. Estes autores propuseram que a classificação genética de depósitos/rochas vulcanoclásticas deve incluir os processos responsáveis pela fragmentação *e* transporte. Os autores reconhecem três classes relacionadas ao processo de fragmentação: epiclástico, autoclástico (autobrechas, peperitos e hialoclastitos) e piroclásticos; e três classes relacionadas ao transporte dos fragmentos: primárias, ressedimentada

sin-eruptiva e sedimentar vulcanogênica. Resedimentadas sin-eruptivas referem-se aos depósitos/rochas vulcanoclásticas formadas pelo retrabalhamento rápido de vulcanoclásticas, preservando as texturas *primárias*. Rochas sedimentares vulcanogênica referem-se aos depósitos vulcanoclástico com grande grau de retrabalhamento, nos quais as texturas primárias não são mais reconhecidas.

White & Houghton (2006) propuseram que termo vulcanoclástico tenha cunho genético referindo-se apenas a fragmentos, depósitos ou rochas formadas *diretamente* por processos vulcânicos (*i.e.*: vulcanoclásticas *primárias*). Nesta nova definição todas as rochas vulcanoclásticas são classificadas de acordo com a terminologia granulométrica consagrada para depósitos piroclásticos (*e.g.*: lapili-tufo). Os autores defendem uma classificação genética com enfoque no processo de *transporte*, argumentando que nem todos os fragmentos de depósitos relacionados a uma erupção vulcânica foram gerados por um mesmo mecanismo.

Após mais de 50 anos da formalização do termo vulcanoclástico por Fisher (1961) ainda não existe consenso a respeito da definição do termo e classificação desses depósitos/rochas. Os autores entendem que tanto a terminologia granulométrica emprestada da petrologia sedimentar (Fisher, 1961; Cas & Wright, 1987; McPhie *et al.*, 1993) quanto a terminologia consagrada para rochas piroclásticas (White & Houghton, 2006) são ineficazes como termos puramente descritivos para rochas vulcanoclásticas. Apesar disso o termo vulcanoclástico deve continuar a ser utilizado como puramente descritivo para referir-se a partículas (vulcanoclastos) e depósitos/rochas formados por fragmentos vulcânicos (Fisher, 1961; Cas & Wright, 1987; McPhie *et al.*, 1993). A terminologia granulométrica, puramente descritiva, para depósitos vulcanoclásticos adotada neste trabalho segue a proposta de Fisher (1961) e McPhie *et al.* (1993) e empresta termos consagrados da petrologia sedimentar. A classificação genética adotada neste trabalho também segue as diretrizes de McPhie *et al.*, (1993) onde os termos genéticos relacionados ao processo de *fragmentação* (*ex.*: piroclástica, autoclástica *etc*) são acrescidos de termos relacionados ao processo de *transporte* (*ex.*: primário, ressedimentado sin-eruptivo *etc*). Parte da terminologia relacionada a vulcanoclásticas adotados neste trabalho é apresentada na tabela 3. A Fig.11 é um fluxograma ilustrando as etapas da classificação de rochas vulcanoclásticas.

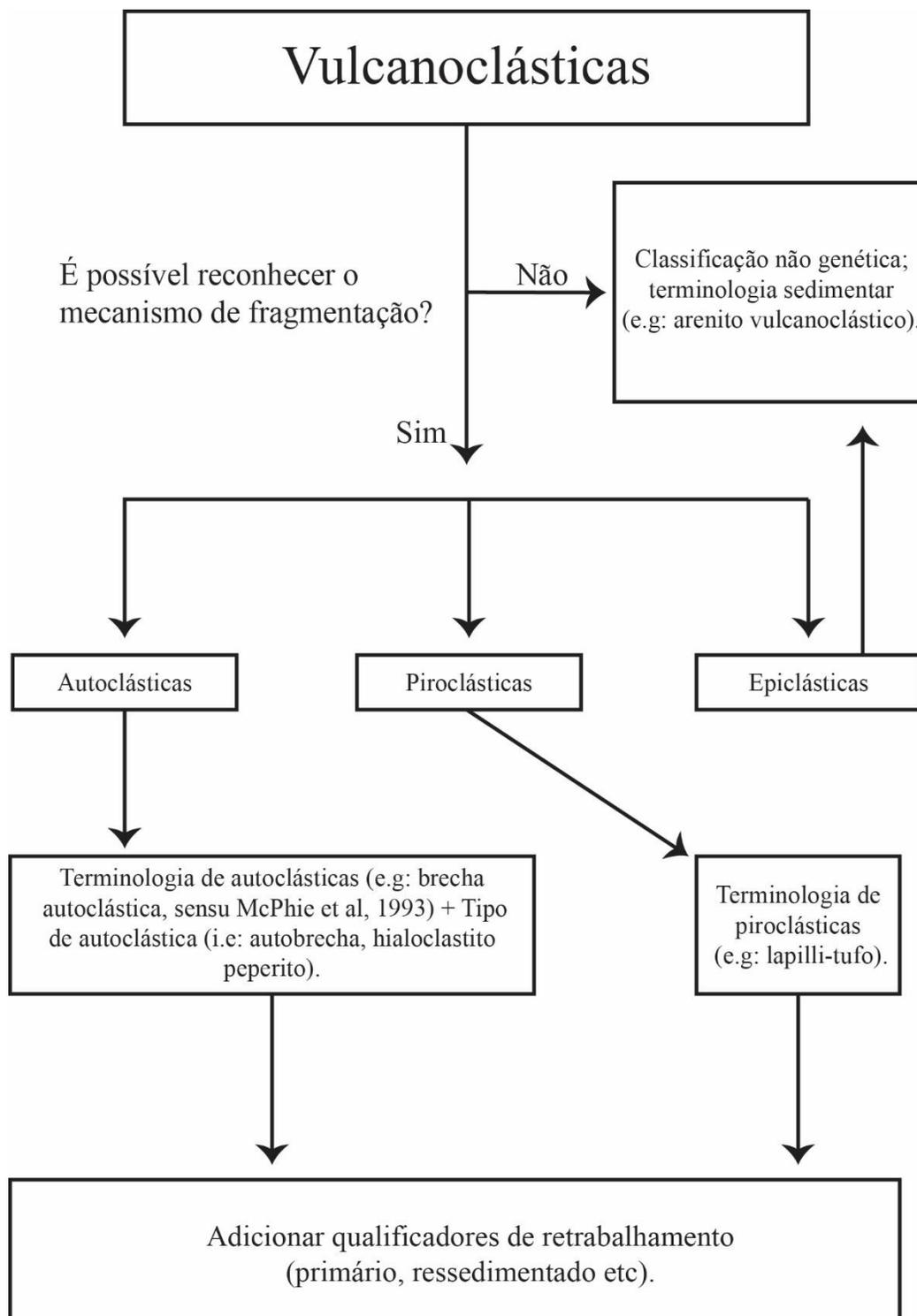


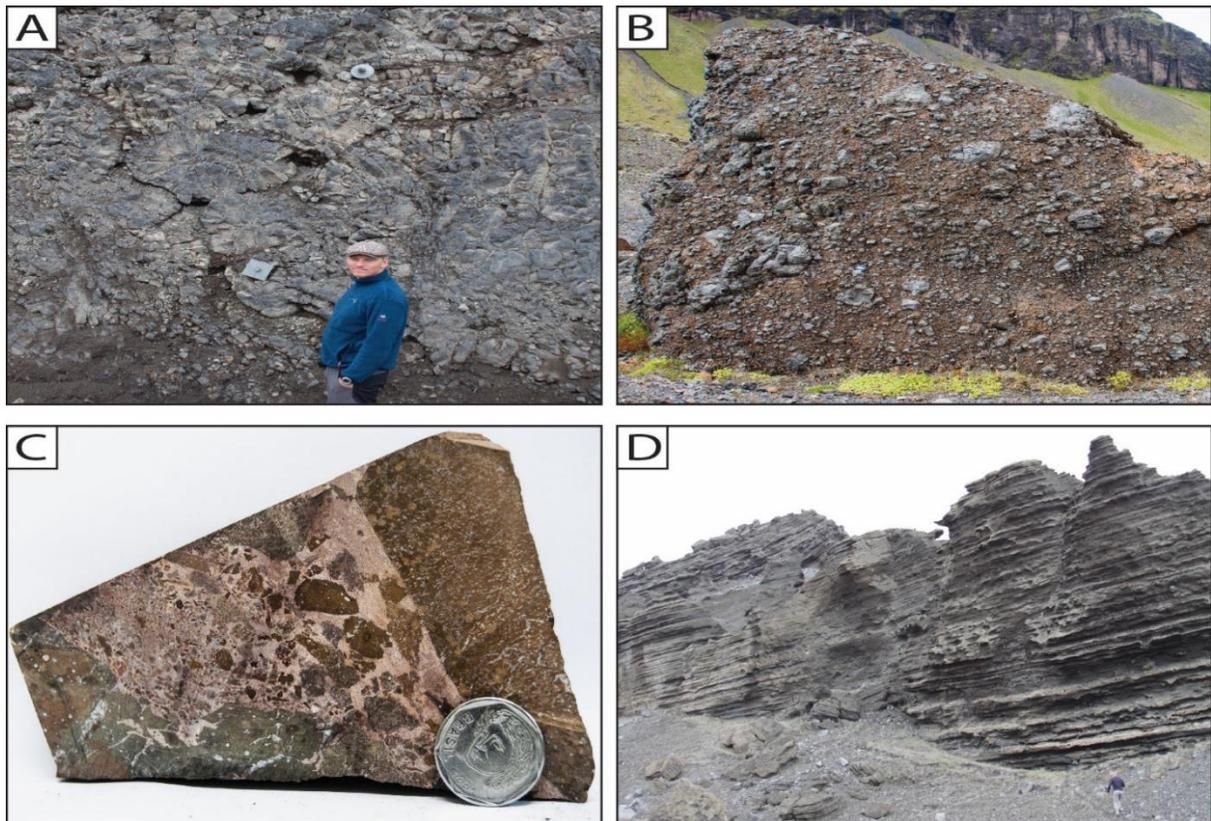
Figura 11 - Fluxograma com o passo a passo da classificação de vulcanoclásticas.

**Tabela 3 – Definição dos termos relacionados a vulcanoclásticas adotados neste trabalho**

<b>Termo</b>	<b>Definição</b>	<b>Referência</b>
Vulcanoclástico	Qualquer partícula (vulcanoclasto), depósito ou rocha composta predominantemente por fragmentos vulcânicos.	Fisher, 1961; Cas & Wright, 1987; McPhie <i>et al</i> 1993
Piroclástico	Qualquer fragmento vulcânico (piroclasto), depósito ou rocha vulcanoclástica formados por processos relacionados a erupções explosivas.	McPhie <i>et al</i> 1993
Epiclástico	Qualquer partícula vulcânica, depósito ou rocha vulcanoclástica formada pelo intemperismo e erosão de vulcânicas / vulcanoclásticas pré-existentes.	McPhie <i>et al</i> 1993
Autoclástico	Qualquer partícula vulcânica (autoclasto), depósito ou rocha vulcanoclástica formada pela fragmentação não explosiva de lavas e intrusões ígneas.	McPhie <i>et al</i> 1993
Hialoclástico	Tipo especial de rocha autoclástica onde a fragmentação envolve resfriamento brusco da lava/magma devido a interação com água.	Cas & Wright, 1987; Yamagishi, 1991; MacPhie <i>et al</i> 1993
Autobrecha	Tipo especial de rocha autoclástica onde a fragmentação ocorre devido a tensões internas geradas pelo fluxo da lava/magma.	McPhie <i>et al</i> 1993
Peperito	Tipo especial de rocha autoclástica; termo genético aplicado a uma rocha formada essencialmente <i>in-situ</i> pela desintegração e mistura de magma/lava com sedimentos inconsolidados, tipicamente úmidos.	Skilling <i>et al</i> 2002
<i>Vulcanoclástica primária</i>	Depósitos vulcanoclásticos mobilizados e depositados por processos vulcânicos sem retrabalhamento posterior.	White & Houghton, 2006
<i>Resedimentada sin eruptiva</i>	Termo genético aplicado a depósitos/rochas vulcanoclásticas onde os vulcanoclastos foram gerados por processos relacionados a eventos magmáticos porém transportado por processos secundários. Aplicado exclusivamente a depósitos retrabalhados quando da atividade vulcânica. Difícil distinção de sedimentar vulcanogênica em depósitos antigos e/ou alterados.	McPhie <i>et al</i> 1993
<i>Sedimentar vulcanogênica</i>	Termo genético aplicado a depósitos/rochas vulcanoclásticas formadas por intemperismo e erosão de depósitos/rochas vulcânicas ou vulcanoclásticas pré-existentes. Implica um hiato entre o retrabalhamento e a atividade vulcânica.	McPhie <i>et al</i> 1993

## 2.4 Interação magma-água, produtos e sua importância

A maior parte da atividade vulcânica da Terra envolve a interação entre magmas e água externa, seja em erupções completamente submersas (*e.g.*: Dorsais oceânicas) ou pela participação de água do lençol freático (White *et al.*, 2015; Zimanowski *et al.*, 2015). As interações entre magma-água podem ser pensadas como um espectro (Fig.12) onde um de seus membros finais representa as interações “passivas” (*i.e.*: efusivas) e o outro membro final representa as interações “ativas” (*i.e.*: explosivas). Por exemplo, lavas em almofadas (*pillow lavas*) tipificam as interações efusivas enquanto os anéis de tufos (*tuff rings*) e os cones sem raiz (*rootless cones*) são exemplos dos membros explosivos. Hialoclastitos e peperitos são exemplos de produtos intermediários. O termo hidrovulcanismo é utilizado para referir-se a todos os tipos de interação entre magma-água enquanto o termo freatomagmático é reservado apenas as interações explosivas (Zimanowski *et al.*, 2015).



**Figura 12 - Produtos da interação magma-água; (A) *Pillow lavas* indicando colocação subaquosa efusiva; (B) Brecha de fragmento de *pillow*, ilustrando um produto "intermediário" no espectro; (C) Peperito, também um produto "intermediário" da interação magma-água; (D) *Tuff ring*, resultado de uma interação explosiva (freatomagmática).**

Os fatores que controlam o tipo de interação são complexos, entre os parâmetros condicionantes de grande importância ressalta-se a razão entre as massas de magma e água (Wohletz, 1986), a geometria do conduto vulcânico (Kokelaar, 1982; White, 1996), profundidade da lâmina da água (Cas & Simmons, 2018) e se a interação ocorreu com água “pura” ou com uma mistura de material clástico mais água, como comumente ocorre em condutos vulcânicos (Kokelaar, 1982; White, 1996; Schipper *et al.*, 2011). Estudos sobre como a interação entre magma- água podem causar explosões de grande escala utilizaram-se de reatores nucleares e a teoria sobre interações combustível-refrigerante como modelos análogos (Wohletz, 1986; White, 1996). White (1996) concebeu quatro estágios necessários para que ocorram explosões freatomagmáticas de grande escala (Fig.13), são estes:

- (1) **Mistura Grossa** (*coarse mixing*): Durante o contato inicial entre combustíveis (*e.g.*: magmas) e refrigerantes (*e.g.*: água), a formação de filmes de vapor (efeito *Leidenfrost*) isolam o combustível do refrigerante e permitem que essas duas fases se misturem sem que ocorra grandes trocas de calor.
- (2) **Mistura fina** (*fine mixing*): Neste estágio ocorre o colapso do filme de vapor, devido a instabilidades no filme ou a passagem de uma onda choque (*e.g.*: um sismo), e o combustível fica em contato direto com o refrigerante. Esse contato direto causa a fragmentação fina do combustível, rapidamente aumentando a superfície de contato entre as duas fases.
- (3) **Expansão explosiva**: Após a fragmentação fina a água rapidamente (“*flashes*”) converte-se a vapor e expande de forma explosiva.
- (4) **Fragmentação induzida**: Nem toda a energia termal contida no combustível é transferida para o refrigerante durante a expansão explosiva. A fragmentação induzida diz respeito a fragmentação posterior ao estágio explosivo que ocorre por parte do magma ainda conter calor em excesso.

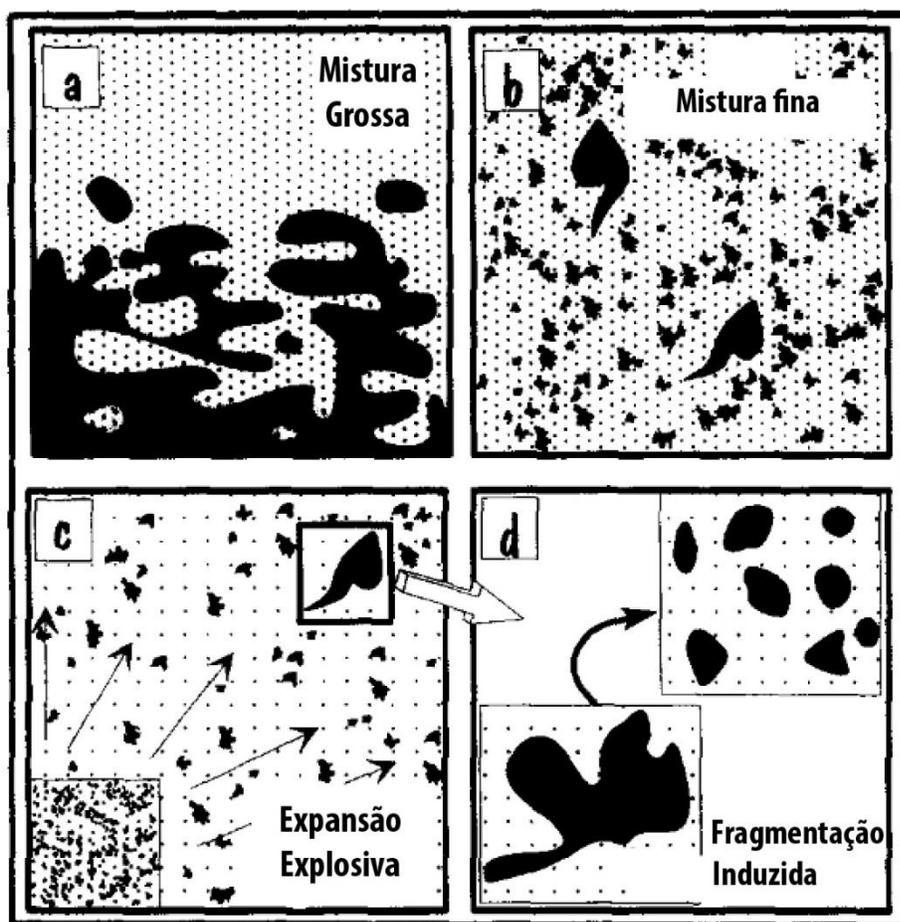


Figura 13 - Quatro estágios que levam a uma interação magma-água explosiva (freatomagmática). Modificado de White, 1996.

O reconhecimento de interações magma-água em sequências vulcânicas é importante pois além de fornecer informações sobre o paleoambiente e o estilo eruptivo, a diversidade faciológica produzida é de interesse tanto para prospecção de hidrocarbonetos (*i.e.*: porosidade e permeabilidade) quanto de minério, uma vez que estes processos comumente estão relacionados a hidrotermalismo. Nas próximas seções serão discutidos peperitos e hialoclastitos, produtos da interação magma – água.

### 2.4.1 Peperitos

Peperito é um termo *genético* utilizado para rochas vulcanoclásticas formadas pela fragmentação e mistura de lavas e/ou intrusivas rasas com sedimentos inconsolidados, normalmente molhados (White *et al.*, 2000; Skilling *et al.*, 2002). Termos não genéticos devem ser aplicados a depósitos vulcanoclásticos texturalmente similares a peperitos até que se possa comprovar as origens destes (ex: Brecha ígnea de matriz sedimentar – Rosa *et al.*, 2016). De acordo com Skilling *et al.* (2002), os principais mecanismos responsáveis pela fragmentação e mistura entre lavas e/ou intrusivas rasas e sedimentos são: resfriamento brusco; processos explosivos de interação entre combustível e refrigerantes (*fuel-coolant interaction*); vesiculação explosiva; tensões mecânicas; liquefação e fluidização do sedimento; instabilidade em filmes de vapor (Fig.14). A maioria destes processos requer a presença de água nos poros do sedimento e, por isso peperitos, eram tradicionalmente interpretados como resultados da interação entre lavas e intrusivas rasas com sedimentos inconsolidados e úmidos. Essa definição foi revista após trabalhos que descreveram peperitos gerados apenas pela interação mecânica entre lavas e dunas eólicas em um ambiente hiperárido (Jerram & Stollhofen, 2002; Petry *et al.*, 2007). Skilling *et al.* (2002) ressalta, que a interpretação dos mecanismos formadores de peperitos é complexa uma vez que frequentemente a formação de peperitos envolvem mais de um processo que se sucedem no tempo.

O reconhecimento de peperitos é importante por diversos motivos. Peperitos representam um cenário preservado dos processos que atuam na “pré-mistura” entre sedimentos e lavas durante erupções freatomagmáticas formadas por interações combustível-refrigerante (White, 1996; Skilling *et al.*, 2002). Frequentemente, peperitos ocorrem na base e no topo de intrusões vulcânicas, o que permite distingui-las de lavas (McPhie *et al.*, 1993; Rosa *et al.*, 2016). Peperitos também frequentemente estão relacionados a alterações hidrotermais e mineralizações (McPhie *et al.*, 1993; Skilling *et al.*, 2002).

Peperitos são tradicionalmente divididos em dois tipos texturais com base na morfologia dos fragmentos ígneos juvenis (Busby-Spera & White, 1987; Skilling *et al.*, 2002). Peperitos blocosos são caracterizados por fragmentos juvenis de aspecto poligonal, enquanto peperitos

fluidais/globulares são caracterizados por fragmentos juvenis de geometria irregular, normalmente lobados e/ou fusiformes (Fig.14). A geometria dos fragmentos juvenis reflete a condição reológica quando da fragmentação da lava. Fragmentos juvenis blocosos estão associados a fragmentação de uma lava resfriada, essencialmente rúptil. Fragmentos juvenis fluidais estão associados a fragmentação de uma lava parcialmente resfriada, capaz de absorver tensões por deformação dúctil até atingir um ponto crítico e fragmentar-se. Um condicionante importante na textura final do peperito é a característica do depósito sedimentar ou vulcanoclástico hospedeiro. Busby-Spera & White (1987) relacionaram diferenças texturais em peperitos às propriedades do sedimento hospedeiro. No estudo conduzido por esses autores peperitos blocosos e uma mistura mais eficiente entre magma e sedimento ocorriam associado a um hospedeiro de granulação grossa, peperitos fluidais e uma mistura menos eficientes estavam associados a hospedeiros de granulação fina.

O estudo de peperitos permite inferir características do sedimento hospedeiro e dos processos responsáveis pela fragmentação e mistura entre este e fragmentos juvenis.

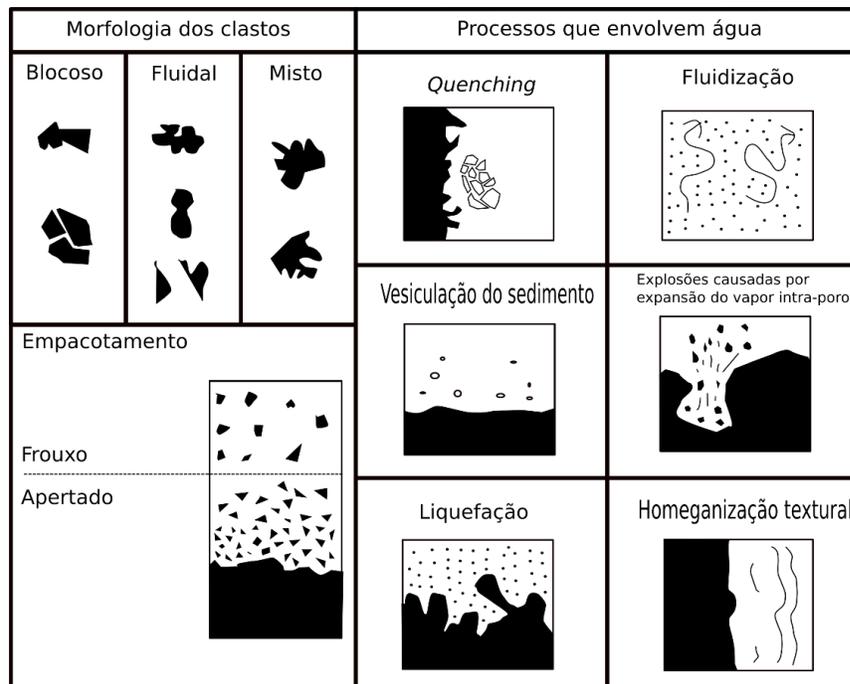


Figura 14 - Morfologia dos fragmentos juvenis encontrado em peperitos, termos utilizado para referir-se ao empacotamento e processos que envolvem água que atuam durante a interação entre magmas/lavas e sedimentos úmidos e inconsolidados. Modificado de Skilling *et al.* (2002)

#### 2.4.2 Hialoclastitos

Hialoclastito é um termo genético aplicado a rochas ou depósitos vulcanoclásticos compostos por fragmentos vítreos formados pelo resfriamento brusco (*thermal granulation*) de um magma em contato com água, e/ou sedimentos saturados em água, podendo ocorrer em qualquer composição tanto em lavas quanto intrusões rasas (Pichler 1965; Yamagishi, 1991; McPhie *et al.* 1993). Hialoclastitos ocorrem nas mais diversas granulometrias, de argila a seixo, e nos termos ácidos, frequentemente mostram os fragmentos apresentam fraturas perliticas. Podem ocorrer como *shards* e variam de não vesiculados a pumíceos.

De acordo com Kokelaar (1986), a fragmentação ocorre porque durante o contanto do magma com água se desenvolve um forte gradiente térmico entre a superfície de contato e o interior do lobo e/ou intrusão. Esse gradiente gera respostas reológicas diferentes na carapaça exterior, resfriada, que acomoda a contração por fraturamento e o interior quente que acomoda a contração de maneira dúctil. O fraturamento da carapaça resfriada expõe o interior quente e dúctil e a água da continuidade ao processo. Frequentemente, lavas e intrusões subaquosas mostram uma transição entre um interior *coerente* para uma carapaça de *hialoclastitos in-situ* cogenéticos que por vez mostram uma transição para hialoclastitos ressedimentados (Yamagishi 1991; McPhie *et al.* 1993).

Yamagishi (1991) reconheceu três tipos de hialoclastitos relacionados a diferentes morfologias de lavas e intrusões submarinas expostas na província de Hokkaido, Japão, são estes:

- *Brechas de fragmentos de pillow (Pillow fragmente breccia - PFB)*: Brechas vulcânicas monogenéticas, maciças ou fracamente estratificadas, compostas por *pillow lavas* e fragmento de *pillows* imersos em uma matriz fina cogenética. Essas brechas transicionam para *pillow lavas* e são características de lavas de baixa viscosidade (basaltos, piroxênio andesitos etc.).
- *Brechas de fragmentos angulares (Angular fragmente breccia - AFB)*: Brechas vulcânicas monogenéticas, maciças ou fracamente estratificadas, compostas por fragmentos vulcânicos poligonais imersos em uma matriz fina cogenética. Localmente essas brechas

apresentam textura *jig-saw*. Comumente relacionadas a morfologias de lavas submarinas de derrames em lençóis (*sheet flows*), lobos de lavas e pseudo-pillows.

- *Foreset-bedded e topset-bedded*: Depósitos estratificados de hialoclastitos, relacionados a ressedimentação por fluxo de detritos. Frequentemente, mostram gradação inversa bem marcada. Os fragmentos podem ser derivados de hialoclastitos do tipo brechas angulares ou de *pillows*.

O autor também reconheceu três tipos de diques alimentadores associados a hialoclastitos, são estas:

- *Diques alimentadores do tipo apófises*: intrusões meandranes onde apófises com geometria em “línguas” e “dedos” propagam-se do interior da intrusão. Transicionam para brechas de fragmento de *pillow* e estão associadas a basaltos e piroxênio andesitos.
- *Diques alimentadores do tipo maciço*: caracterizados por juntas radiais em sua porção de topo e por juntas colunares em seu interior. Transicionam em suas margens para hialoclastitos *in-situ* e/ou peperitos.
- *Diques alimentadores do tipo clástico*: diques compostos internamente por hialoclastitos do tipo brecha de fragmentos de *pillow* e/ou fragmentos angulares. Associados a diques que intrudiram hialoclastitos e/ou vulcanoclásticas epiclásticas.

As conclusões do estudo de Yamagishi (1991) estão sumarizadas na Fig.15, que ilustra a arquitetura de dois tipos de vulcões submarinos: **(a)** relacionados a rochas básicas a intermediárias e **(b)** relacionados a rochas intermediárias a ácidas.

Yamagishi & Dimroth (1985) descreveram hialoclastitos riolíticos que formam corpos de pequenas dimensões e baixas razões de forma que os autores chamaram de dorsais hialoclásticas (*hyaloclastite ridge*). Esses corpos consistem em lobos de lavas e diques alimentadores riolíticos envelopados por hialoclastitos cogenéticos. Os lobos de lava e diques apresentam razão de forma (comprimento/espessura) entre 1:3 – 1:20 e são caracterizados por um interior com textura coerente, que transiciona através de uma margem caracterizada por zonas de obsidiana bandada e zonas pumáceas, para hialoclastitos *in-situ* compostos predominantemente por obsidiana perlítica.

De acordo com esses autores a morfologias desses corpos, a baixa cristalinidade e textura esparsamente porfírica da porção coerente e a presença de fragmentos perlíticos são indicativos da colocação de riolitos de alta temperatura e baixa viscosidade.

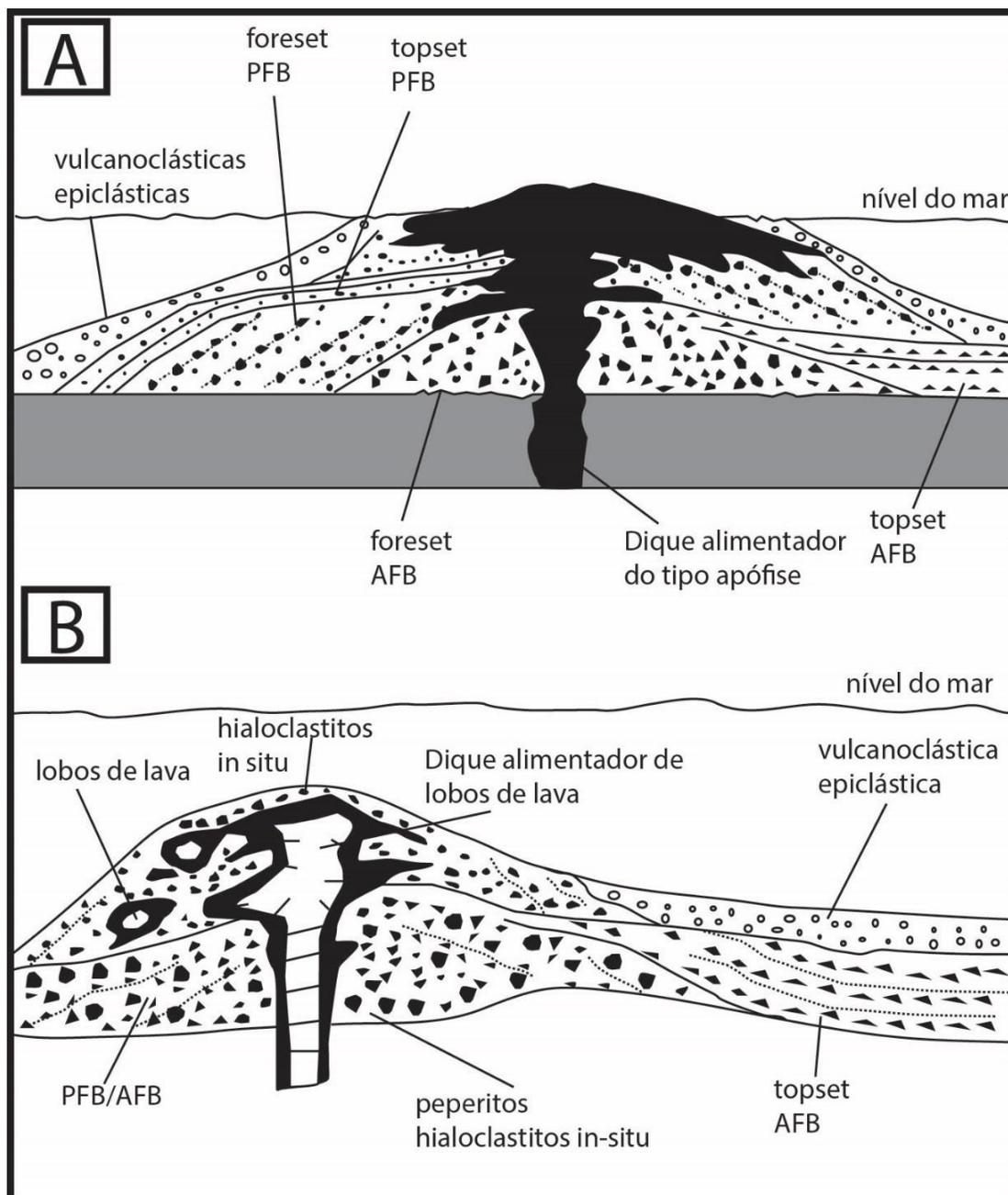


Figura 15 - Morfologia, arquitetura e elementos que compõem dois tipos de vulcões submarinos. (A) Vulcões básicos e (B) Vulcões intermediários a ácidos. PFB: *Pillow Fragment Breccia*; AFB: *Angular Fragment Breccia*. Modificado de Yamagishi, (1991)

### 3. Metodologia

#### 3.1 Pré Campo

##### 3.1.1 Levantamento Bibliográfico:

Um levantamento bibliográfico detalhado foi realizado na etapa pré-campo com intuito de apropriar-se dos conceitos teóricos utilizados (*e.g.*: fácies), os processos formadores das fácies que foram estudadas, o contexto geológico da área de estudo e a teoria por trás dos métodos analíticos aplicados. A bibliografia foi organizada utilizando-se do programa *Mendeley*. O levantamento bibliográfico abordou em especial os seguintes temas:

- Conceito de fácies, associação de fácies e interpretação paleoambiental destas.
- Grandes Províncias Ígneas (*Large Igneous Provinces*), em especial sua definição, implicações em escala global e local e a aplicações da metodologia de fácies no estudo destas.
- A Província Ígnea Paraná-Etendeka (PIPE). A PIPE foi estudada em detalhe, pois engloba a área de estudo. Dentre os aspectos mais estudados estão a janela temporal do vulcanismo, vulcanologia física da província, litoestratigrafia da província e o paleoambiente contemporâneo ao vulcanismo.
- Vulcanologia física. A vulcanologia física foi estudada com intuito de auxiliar na definição e interpretação das fácies vulcânicas. Os principais temas abordados foram o modo de colocação (*emplacement*) das lavas em Grandes Províncias Ígneas e os produtos da interação entre magma/lava e água.
- Terminologia de rochas vulcanoclásticas. Devido à nomenclatura polêmica, e diferentes propostas de classificação, a terminologia descritiva de rochas vulcanoclásticas foi estudada em detalhe com intuito de escolher a proposta que melhor se adeque aos objetivos deste trabalho.
- Estruturas sedimentares. A classificação, gênese e interpretação de estruturas sedimentares foram revisadas para auxiliar na definição e interpretação de fácies sedimentares.

### 3.1.2 Sensoriamento Remoto

Os dados compilados da bibliografia e do grupo de pesquisa Petrologia e Estratigrafia de Sucessões Vulcânicas – UFRGS foram plotados no QGIS 3.2 com intuito de organizar e avaliar a relação espacial entre estes dados. A base cartográfica utilizada consiste em mapas OMS (*Open Street Map*), imagens multiespectrais LANDSAT-8, mapas geológicos do Serviço Geológico do Brasil (CPRM), curvas de níveis e redes de drenagens estaduais disponibilizados pela FEPAM (Fundação Estadual de Proteção Ambiental – RS) e modelos digitais de elevação (*Digital Elevation Model – DEM*) ALOS-PALSAR (*Advanced Land Observing Satellite*, resolução do pixel 12,5m).

### 3.1.3 Seleção da área de estudo

As áreas de estudo do projeto foram selecionadas com base nos dados disponíveis na bibliografia e dados do grupo de pesquisa. Optou-se por trabalhar em áreas onde outros estudos com enfoque estratigráfico e petrológico já foram conduzidos pelo grupo de pesquisa, com objetivo de melhor restringir a interpretação das fácies de interesse deste trabalho. Foram selecionados dois perfis para o estudo, são estes: (1) Santa Cruz do Sul – Gramado Xavier, ao longo da RS-153; (2) Bento Gonçalves – Veranópolis, ao longo da BR-470.

### 3.2 Etapa de campo

Foram realizadas quatro saídas ao campo durante os seguintes períodos: 4/10/2017 – 7/10/2017; 2/08/2018 – 4/08/2018; 23/01/2019 – 25/01/2019; 10/04/2019 – 13/04/2019. As saídas de campo contemplaram não apenas os dois perfis discutidos neste trabalho como também outras regiões próximas para auxiliar na contextualização geológica. Nos dois perfis de interesse foi dado enfoque às litologias siliciclásticas e vulcanoclásticas. A geometria, estrutura, textura, cota e posição estratigráfica dessas litologias foram detalhadas visando a divisão posterior dessas rochas em fácies. Foi realizado também o registro fotográfico dessas litologias bem como a coleta

de amostras para estudos posteriores na etapa pós-campo. Ao longo dos perfis foi documentada também, de forma breve, a morfologia dos derrames associados a essas litologias (ex: *pahoehoes* simples, compostas etc.). Esses dados foram organizados em uma tabela contendo: localização, cota, unidade estratigráfica, descrição (geometria, textura, estrutura) e dados estruturais (paleocorrente, direção de diques etc). Os pontos foram plotados no QGIS para analisar a relação espacial entre estes.

### 3.3 Etapa pós-campo

#### 3.3.1 Seleção de amostras e confecção de lâminas petrográficas:

Foram selecionadas 26 amostras para confecção de lâminas petrográficas. As amostras foram selecionadas com intuito de refinar a descrição de campo (ex: textura) e auxiliar na interpretação dos processos formadores das diferentes fácies. As amostras foram serradas no Laboratório de Preparação de Amostras do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. A chapa serrada foi enviada ao laboratório da PetrografiaBR ([www.petrografia.br](http://www.petrografia.br)) para confecção das lâminas petrográficas. As lâminas foram confeccionadas com espessura padrão de 30  $\mu\text{m}$  e impregnadas com resina azul para ressaltar a porosidade.

#### 3.3.2 Descrição petrográfica

As 26 lâminas confeccionadas foram descritas utilizando um microscópio ótico Leica Laboulux S. O enfoque da descrição foi qualitativo, visando principalmente caracterizar a granulometria e aspecto textural (*e.g.*: natureza da laminação) e feições que auxiliam na interpretação das fácies. Para rochas siliciclásticas foram contados 100 pontos por lâmina para estimativa da composição detrítica. Para lâminas de rochas heterogêneas, com componentes vulcanolásticos primários e siliciclásticos, foram contados 100 pontos de grãos detríticos e os vulcanoclastos primários foram descritos separadamente. Não foram contados pontos para rochas vulcanoclásticas primárias. Detalhamento também foi dado aos constituintes diagenéticos para

averiguar uma possível relação entre assembleia mineralógica diagenética e outros parâmetros (ex: cota, unidade estratigráfica, fácies, composição dos vulcanoclastos, ou vulcânicas associadas etc.). Foram realizadas fotomicrografias representativas das lâminas, das texturas que auxiliam na interpretação e da assembleia diagenética.

### 3.3.3 Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV)

Duas lâminas petrográficas (VEC-12B e VEC-27B) e uma amostra (VEC-12B) foram selecionadas para o estudo em MEV no Laboratório de Geologia Isotópica do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. As lâminas petrográficas foram metalizadas com carbono e a amostra foi metalizada com carbono e ouro, para auxiliar na condução do feixe de elétrons. O equipamento utilizado foi um JEOL JSM – 6610LV acoplado com EDS (*energy dispersive spectroscopy*). As lâminas foram estudadas utilizando-se principalmente do modo de elétrons retroespalhados (*backscattered electrons- BEC*) e o sensor EDS enquanto a amostra foi estudada utilizando-se do modo de elétrons secundários (*secondary electrons- SE*).

Em ambos os modos, o MEV compõe uma imagem em escala de cinzas onde o valor de cada pixel é proporcional a intensidade do sinal, mudando apenas “qual” sinal é captado para confecção da imagem (Fig.16). No modo *BEC* o MEV analisa os elétrons oriundos do feixe de elétrons que são desviados de sua trajetória devido a interação com o núcleo atômico dos elementos que constituem a amostra. O modo *BEC* ressalta a diferença composicional, com cores mais claras refletindo os núcleos atômicos de maior massa, permitindo o reconhecimento de texturas não evidentes no microscópio ótico. No modo *SE* o MEV compõe a imagem utilizando-se de elétrons secundários, elétrons emitidos pela amostra devido à interação com o feixe de elétrons produzido no MEV. O modo *SE* ressalta principalmente aspectos texturais (*i.e:* relevo) sendo de maior interesse sua utilização em fragmentos de amostra. O sensor *EDS* é externo ao MEV, podendo ser utilizado em qualquer modo, e permite a estimativa pontual da composição química, utilizando-se de raios-X característicos emitidos pelos átomos quando estes são excitados por um feixe de elétrons.

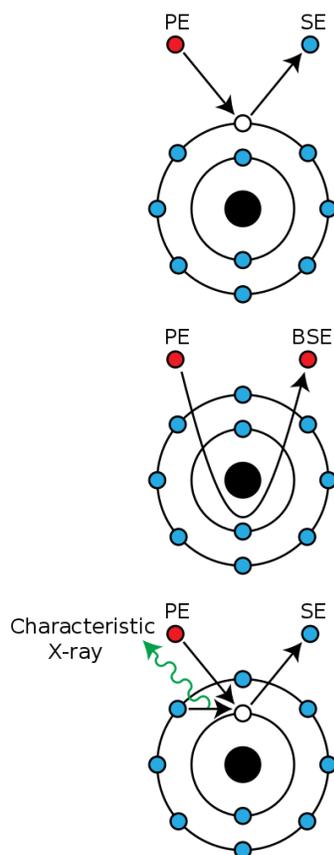


Figura 16 - Tipos de elétrons emitidos por um dado átomo durante a interação com um feixe de elétrons externo. *P.E*: Elétron primário, oriundo do feixe externo. *S.E*; Elétron secundário, oriundos da eletrosfera do átomo; *BSE*: Elétron retroespalhado, elétron primário refletido pelo núcleo atômico. Extraído de Klein & Dutrow (2008)

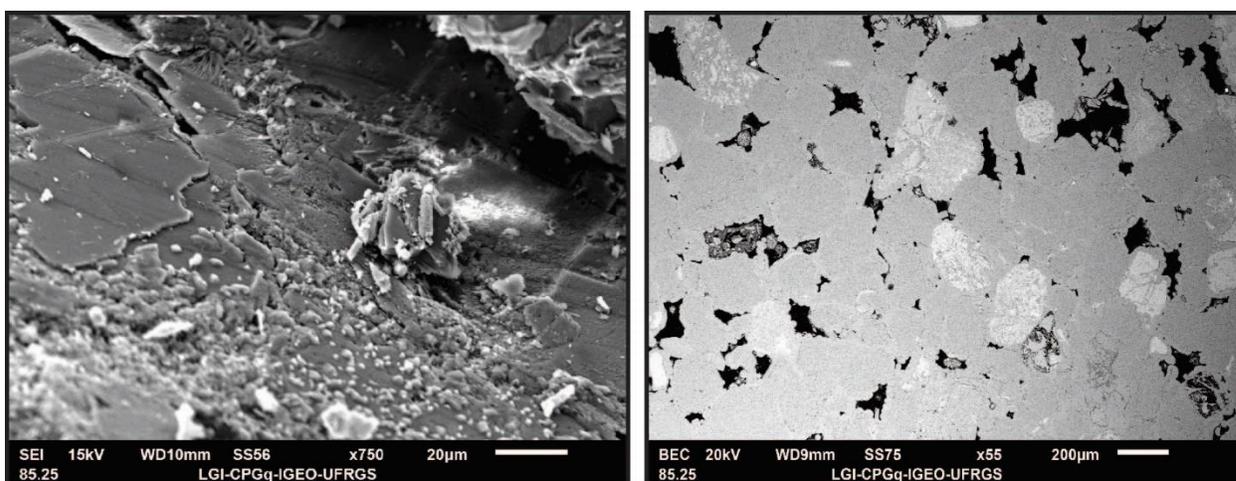


Figura 17 - Exemplo das análises de MEV realizadas neste trabalho; direita - análise pelo modo de elétrons secundários realizada em pedaço de amostra; esquerda - análise pelo modo de elétrons retroespalhados realizado em lâmina

## 4. Resultados e discussões

### 4.1 Fácies

Foram reconhecidas três litofácies siliciclásticas, uma vulcânica coerente e quatro vulcanoclásticas. O perfil Santa Cruz do Sul – Gramado Xavier apresenta as litofácies Sl(*e*), Ht, Sm e BBms enquanto o perfil Bento Gonçalves - Veranópolis apresenta as litofácies Ht, BBms, Lpm, Ljs, BLms e BLa (Tabela 4).

**Tabela 4 - Código, descrição e interpretação das fácies divididas neste trabalho (contínua)**

Código	Descrição	Interpretação
Sl( <i>e</i> )	Arenito fino a grosso, subárcoseo, bem selecionado com laminação de baixo ângulo bem desenvolvida; ocorrem níveis isolados com crista e dorso de <i>ripples</i> assimétricas com índice de <i>ripple</i> de aproximadamente 35; camadas com 2,5 m.	Migração e cavalgamento em baixo ângulo de <i>ripples</i> eólicas transladantes cavalgantes (Kocurek & Dott, 1981).
Ht	Heterólitos com acamamento <i>flaser</i> ; laminação horizontal ou de baixo ângulo, raramente ondulada, marcada pela alternância entre níveis centimétricos arenosos e níveis milimétricos silto-argilosos ; laminação frequentemente rompida e/ou deformada ; rara ocorrências de intraclastos argilosos milimétricos a centimétricos, arredondados ou pouco alongados ; camadas irregulares, as vezes com geometria em lentes, com espessuras e continuidade lateral decimétricas a métricas.	Alternância entre transporte e deposição por tração e decantação (Martin, 2000); deformação e/ou rompimento da lâminação pode ser interpretada como fluidização devido ao peso e/ou calor das vulcânicas sotopostas (Kokelaar, 1982) ou como bioturbação.
Sm	Arenito médio a grosso, maciço, subárcoseo, bem selecionado; camadas tabulares com 1 - 1,5 m	Deposição rápida de fluxos subaquosos hiperconcentrados, fluidização, bioturbação intensa ou diagênese. (Martin & Turner, 1998; Horn <i>et al</i> , 2018).

BBms	Brecha basáltica maciça de matriz sedimentar; fragmentos basálticos decimétricos a milimétricos (fragmentos milimétricos são restritos a matriz), poligonais e vesiculados (> 15%) imersos em uma matriz siliciclástica arenosa/heterolítica; laminação sedimentar deformada e/ou rompida; vesículas nos fragmentos basálticas por vezes preenchidas por material sedimentar; localmente preserva-se na matriz contramoldes de marcas de cordas de pahoehoe.	Peperitos formados pela interação de derrames basálticos e sedimentos úmidos e inconsolidados (Kokelaar, 1982; Skilling <i>et al</i> , 2002).
Lpm	Latito porfirítico maciço; ocorre no interior dos diques ou como corpos alongados; composto por fenocristais (aproximadamente 10% com dimensões entre 2-3 mm) euédricos de plagioclásio, piroxênio e magnetita imersos em uma matriz vítrea de cor preta quando fresca e marrom clara quando alterada, por vezes perlítica.	Vulcânica coerente com indícios de alta taxa de resfriamento durante a colocação (Cas & Wright, 1987; McPhie <i>et al</i> , 1993).
BLjs	Brecha Latítica com textura <i>jig-saw</i> ; fragmentos latíticos tamanho brecha, poligonais, vítreos, maciços, imersos em uma matriz fina composta por material vulcanoclástico de composição e textura idêntica aos fragmentos maiores. Localmente os fragmentos possuem textura em quebra-cabeça.	Vulcânica autoclástica formadas por resfriamento brusco de magmas/lavas latíticas por interação com água externa. (Cas & Wright, 1987; McPhie <i>et al</i> , 1993)
BLms	Brecha latítica de matriz sedimentar; fragmentos latíticos tamanho brecha, vítreos, maciços a pumíceos, imersos em uma matriz mista, de granulometria predominantemente areno-argilosa, composta por grãos siliciclásticos e material vulcanoclástico; raramente encontra-se preservado texturas siliciclásticas primárias ( <i>i.e.</i> : deposicionais, ver texto).	Peperitos formados pela interação entre lavas/magmas latíticos e sedimentos inconsolidados e úmidos (McPhie <i>et al</i> , 1993; Skilling <i>et al</i> , 2002).
BLa	Brecha latítica acamadada matriz suportada; fragmentos tamanhos brecha, monomíticos, latíticos, poligonais, de dimensões decimétricas, não vesiculados a pumíceos separados entre si por material clástico, marrom claro, fino e não diferenciado. Internamente esta fácies é maciça, porém, com contato basal horizontal ou sub-horizontal bem delimitado ( <i>i.e.</i> : acamadada).	Depósitos de fluxo de massa (Cas; Wright, 1987; McPhie <i>et al</i> , 1993).

A litofácies Sl(*e*) foi identificada em apenas um ponto no perfil Santa Cruz do Sul – Gramado Xavier (VEC-27; VN-08) ocorrendo na base de um derrame ácido vitrofirico (Caxias

do Sul *dacites* – Polo & Janasi, 2012; Fm. Palmas, Rossetti *et al.*, 2018). A camada tem aproximadamente 2,5 m (Fig.18A) de espessura e sua continuidade lateral não pode ser observada devido às condições do afloramento. A camada apresenta laminação de baixo ângulo bem desenvolvida e níveis isolados onde preservam-se a crista e o dorso de *ripples* eólicas, com índice de ripple de aproximadamente 35. Esta litofácies é interpretada como formada pela migração e cavalgamento subcrítico de estratos transladantes cavalgantes (*wind ripples*; Kocurek & Dott., 1981).

A litofácies heterolítica (Ht) ocorre associada à Fm. Torres em ambos os perfis (Fig.18C). É digno de nota que esta litofácies agrupa arenitos com razão areia/argila variadas, em alguns casos a porcentagem de argila destes heterolitos foi estimada petrograficamente em menos de 5% enquanto em outros casos a porcentagem da fração fina chega a 25%. Heterolitos com alta razão areia/argila indicam que os fluxos que transportaram estes sedimentos eram dominados por energias altas o suficiente para promover transporte de areias enquanto a decantação de finos em meios de baixa energia atuou apenas como um processo subordinado. A relação inversa pode ser aplicada a heterolitos com baixa razão areia/argila. Mesmo assim todas estas rochas sedimentares foram agrupadas como litofácies heterolíticas pois são indicativas de fluxos com energia variada. Ressalta-se também que a maioria dos corpos desta litofácies são de pequenas dimensões, com espessuras e lateralidade na ordem de dezenas de centímetros e que em muitos casos a laminação não é facilmente observável. Laminação heterolítica também ocorre na matriz siliciclástica de peperitos e nestes casos os corpos possuem espessuras de poucos metros e podem ser traçados lateralmente por dezenas de metros. No perfil Bento Gonçalves – Veranópolis esta é a única litofácies siliciclástica encontrada intercalada com *pahoehoes* da Fm. Torres, ocorrendo como camadas com pouca continuidade lateral (decímetros a metros, raramente dezena de metros) com geometria em lentes condicionada pelo paleorelevo das vulcânicas, e, uma laminação marcada por níveis argilosos (VEC-01, 02, 03; VN-27). No perfil Santa Cruz do Sul – Gramado Xavier esta litofácies também ocorre associada a Fm. Torres, porém, como camadas tabulares com alguns decímetros a pouco mais de um metro de espessura e devido a pouca quantidade de argila a laminação é mais incipiente (VEC-31). O ponto VN-02 é uma exceção onde os níveis argilosos são expressivos e ocorrem intraclastos argilosos. Dado o contexto continental da Bacia do Paraná durante o período Mesozoico, e as demais litofácies identificadas neste trabalho, interpreta-se a fácies Ht como relacionada a fluxos efêmeros onde se alternam períodos de transporte e

deposição da granulometria areia por processos trativos e a deposição por decantação da granulometria silte-argila em corpos da água estagnados (Martin, 2000; *sand and mud couplets* – Langford, 1989; Langford & Chan, 1989).. A laminação das areias é predominantemente horizontal ou sub-horizontal e ocasionalmente côncava para cima (Fig.18B) o que indica fluxos na transição entre regime de fluxo inferior e superior (Bridge & Best, 1998).

A fácies arenito maciço (Sm) ocorre apenas em um ponto no perfil Santa Cruz do Sul – Gramado Xavier (VN-13) intercalada com lavas *pahoehoes* da Fm. Torres. O arenito possui forma tabular com aproximadamente um metro de espessura (Fig.18E). Localmente preservam-se moldes de lobos de *pahoehoes* no topo da camada e é possível observar o arenito preenchendo fraturas de inflação nas *pahoehoes* sotopostas (*inflation clefts*; Fig.18E, F). Estruturas sedimentares maciças podem ser deposicionais, associadas a fluxos subaquosos hiperconcentrados, ou pós deposicionais relacionadas à fluidização, bioturbação extensiva, pedogênese ou diagênese (Horn *et al*, 2018). Indícios de bioturbação, fluidização ou de processos diagenéticos capazes de obliterar a estrutura primária não foram identificados petrograficamente nesta litofácies (ver seção 4.4.1). A geometria tabular da camada, com superfície de topo plana favorecem a interpretação destes de que esta litofácies foi formada pela desaceleração abrupta de fluxos subaquosos hiperconcentrados em sedimentos (Martin & Turner, 1998; Horn *et al*, 2018). Possivelmente estes fluxos estariam relacionados a chuvas intensas que promoveram episódios de alta descarga fluvial (*i.e*: enchentes, “*sheetfloods*”).

A litofácies BBms ocorre associada à base de derrames basálticos sobrepostos a arenitos na Fm. Torres no perfil Bento Gonçalves – Veranópolis (VN-24,25,26) e localizadamente no contato entre a Fm. Torres e a Fm. Vale do Sol no perfil Santa Cruz do Sul – Gramado Xavier (VEC-30; Fig.19E, F, G, H). Na maior parte dos casos observados os derrames basálticos associados a esta litofácies são *pahoehoes* compostas com exceção de um afloramento onde esses depósitos atingem espessuras de até três metros e encontram-se sobrepostos por *pounded pahoehoes* (Jerram, 2000; Rossetti *et al*, 2018). Ressalta-se que no perfil Bento Gonçalves – Veranópolis esta litofácies forma depósitos com até três metros de espessura que podem ser traçados lateralmente por dezenas de metros (pontos VN-24, 25, 26) enquanto no perfil Santa Cruz do Sul – Gramado Xavier a ocorrência desta litofácies é mais pontual, formando depósitos com poucos decímetros e pouca continuidade lateral. Depósitos mais expressivos de peperitos

ácidos próximo a área de estudo (Barros Cassal), associado a lavas intermediárias e ácidas, foram descritos por Polo & Janasi (2014). Os fragmentos basálticos são poligonais, vesiculados, com dimensões variando de submilimétricos a decimétricos e localmente apresentam granocrêscencia ascendente (*i.e.*: fragmentos vulcânicos ficam maiores próximos a base das vulcânicas sobrepostas). As vesículas dos fragmentos basálticos são preenchidas por zeólitas ou material siliciclástico da matriz. A matriz siliciclástica é heterolítica e a laminação frequentemente está deformada ou rompida (Fig.19H). Localmente a matriz siliciclástica aparenta ser vesiculada com vesículas desenvolvidas preferencialmente nas lâminas de granulometria mais fina (Fig.18H). Em um caso (VN-24), preservam-se moldes formados pelo avanço de lobos de *pahoehoes* (VN- 24; Fig.19G). A associação entre esta fácies e a base de derrames basálticos, característica dos fragmentos basálticos, indícios de fluidização da matriz sedimentar e a preservação de moldes de *pahoehoe* indicam que esta litofácies representa peperitos formados por derrames basálticos correndo sobre sedimentos úmidos e inconsolidados (Kokelaar, 1982; White *et al.*, 2000; Skilling *et al.*, 2002). No perfil Bento Gonçalves – Veranópolis, próximo à ponte que atravessa o rio das Antas, foi identificado um corpo lenticular, com aproximadamente 50 cm de espessura, de uma brecha basáltica com matriz zeolítica. Esta brecha é caracterizada por fragmentos basálticos imersos em uma matriz de zeólitas ou outros minerais secundários (Fig.19C). Os fragmentos basálticos são centimétricos a decimétricos e variam de cor cinza a amarelada quando mais alterados. Localmente, esses fragmentos apresentam textura *jig-saw* e são cortados por vênulas de minerais secundários. O espaço entre esses fragmentos basálticos é totalmente ou parcialmente preenchido por minerais secundários. Esta brecha pode estar relacionada à interação entre a lava e pequenos corpos da água ou água intraporo procedente da camada sedimentar sotoposta. Este corpo não foi dividido em litofácies devido à pontualidade da ocorrência.

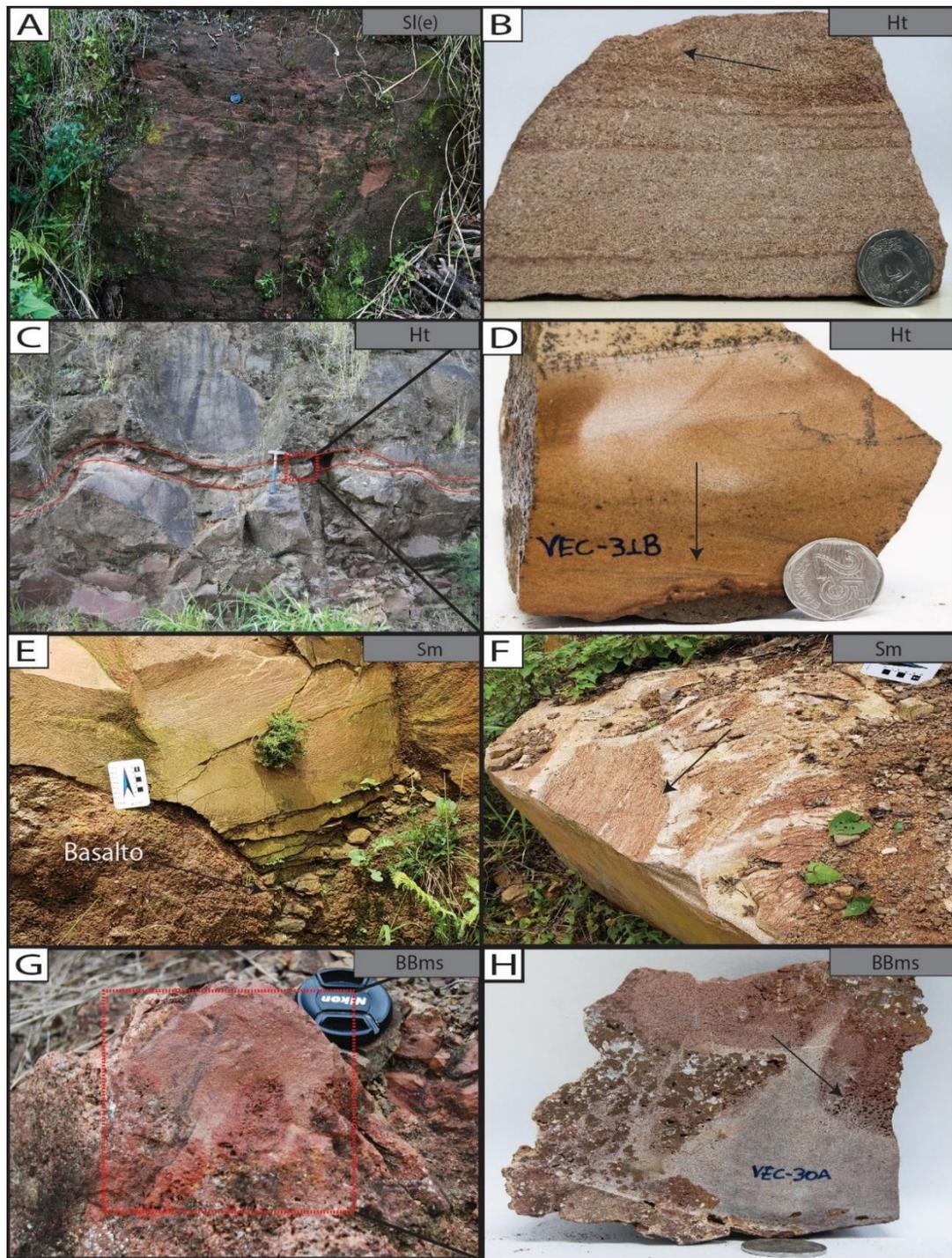


Figura 18 – Litofácies do perfil Santa Cruz do Sul – Gramado Xavier; (A) Arenito com laminação de baixo ângulo bem desenvolvida e níveis isolados de *ripples* eólicas (Sl(e)); (B) Amostra de mão da litofácies heterolítica, seta preta indica intraclasto argiloso; (C) Camada de arenito com geometria irregular “sandwichada” entre derrames basálticos; (D) Amostra de mão do arenito em (C), seta aponta para laminação incipiente marcada por níveis de finos; (E) Arenito maciço (Sm), notar preenchimento de fratura em *pahoehoe* sotoposta; (F) Molde de *pahoehoe* preservada no topo da litofácies Sm; (G) e (H) BBms (peperitos) que ocorrem localizadamente no nível de arenito que separa a Fm. Torres da Fm. Vale do Sol. Setas pretas em (H) indica possíveis vesículas na matriz siliciclástica.

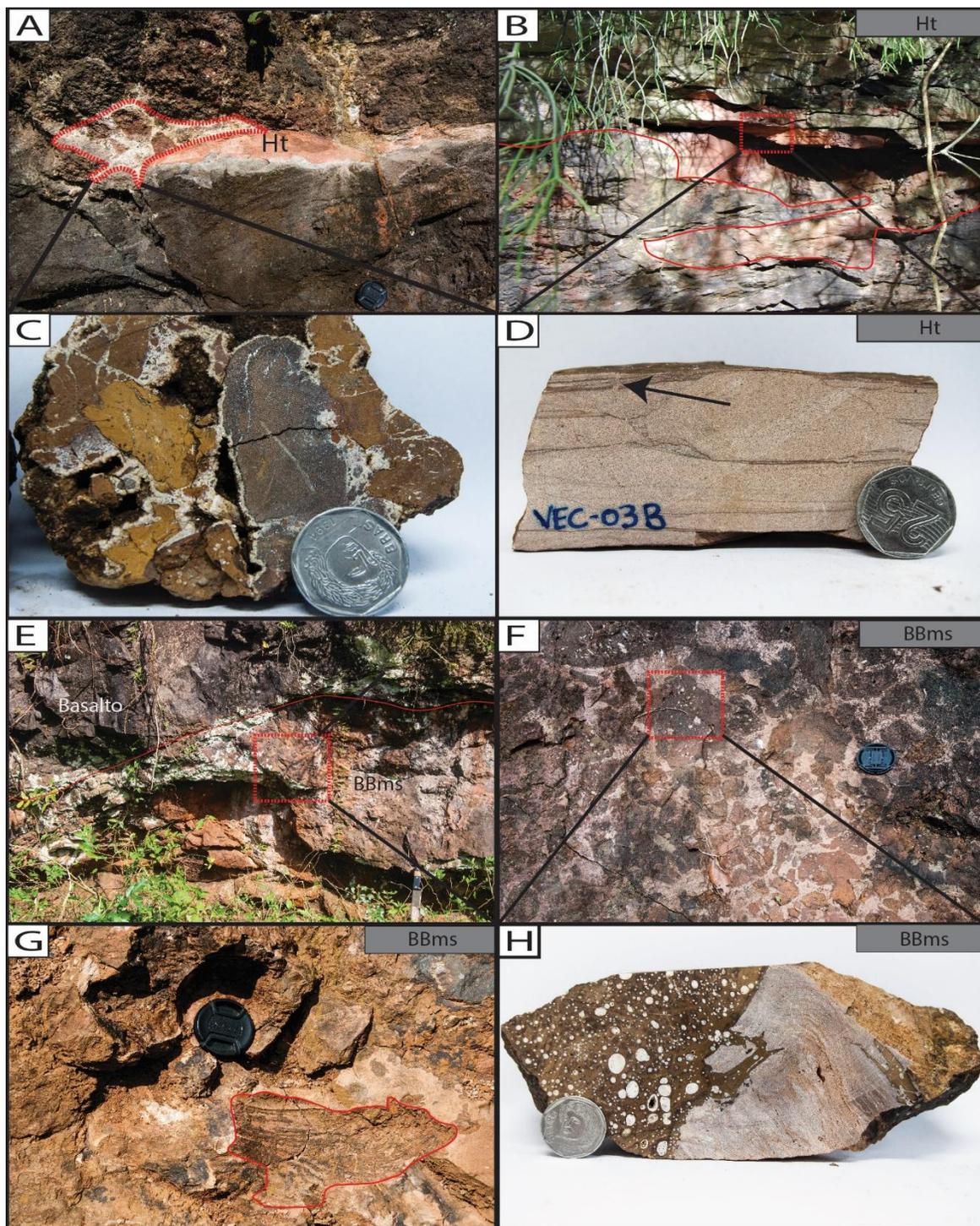
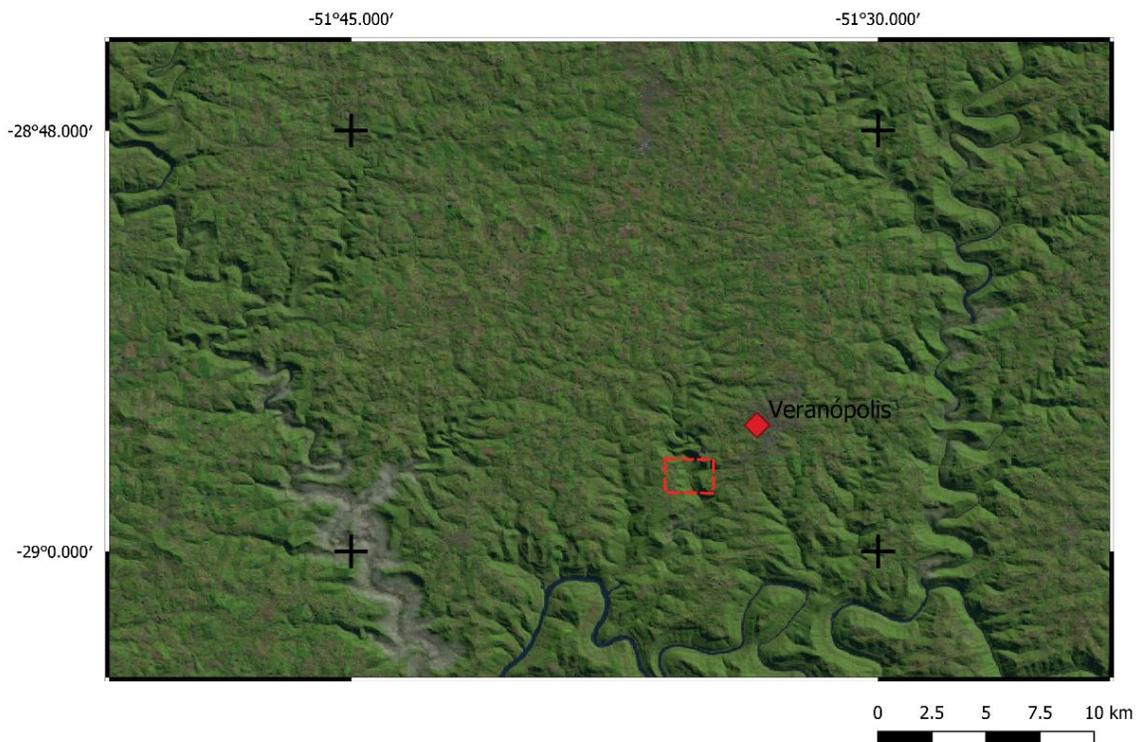


Figura 19 – Litofácies sedimentares e vulcanoclásticas associadas a Fm. Torres no perfil Bento Gonçalves – Veranópolis; (A) Heterólitos com geometria em cunha no topo de *pahoehoes* compostas, notar nível de brecha basáltica; (B) Heterólito com geometria irregular (contornado); (C) Brecha basáltica em (A), notar a “matriz” de minerais secundários (ver texto); (D) Amostra de mão representativa dos heterólitos do perfil, seta preta aponta para rompimento da laminação. Notar também a laminação irregular; (E) e (F) Brecha basáltica de matriz sedimentar (BBms) sotoposta a *pounded pahoehoes*; (G) Contramolde de *pahoehoe* preservada na BBms; (H) Amostra de mão da litofácies BBms, notar laminação sedimentar deformada.

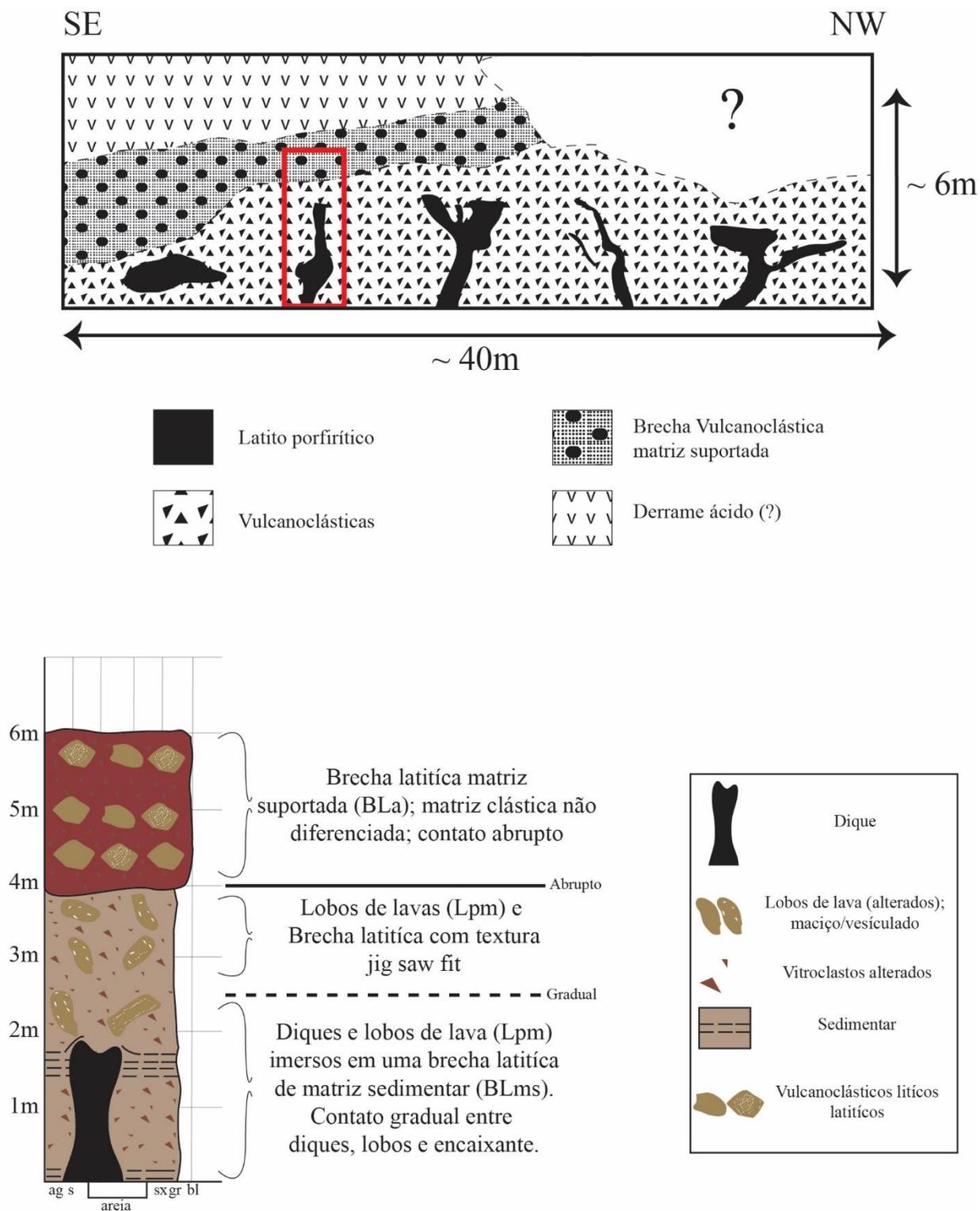
As litofácies latíticas coerente e vulcanoclásticas ocorrem todas em um mesmo afloramento localizado a aproximadamente 5km a sudoeste da cidade de Veranópolis, na margem oeste do Arroio Retiro, na localidade da antiga usina hidroelétrica (Usina Velha) em uma cota de 128m (Fig.20 – VEC-12; CTV-04). O termo latito é utilizado neste trabalho seguindo a terminologia empregada para rochas silíceas com petrografia similar (*i.e.*: rochas de matriz vítrea com fenocristais de clinopiroxênio, plagioclásio e Ti-magnetita) que ocorrem no Etendeka (Namíbia, Milner *et al*, 1992). Quimicamente as rochas silíceas da Namíbia plotam no diagrama álcali total *versus* sílica (*TAS*) no campo dos dacitos, traquidacitos e riolitos (Milner *et al*, 1992). No Brasil, rochas com mineralogia modal similar possuem composição química variada, sendo classificadas como andesito basáltico, andesito, dacitos, riodacitos e riolitos (Polo & Janasi, 2014; Simões *et al*, 2019). A cor amarelada dos vitroclastos, visíveis ao microscópio (ver seção 4.4.2.2), é comum em composições mais básicas devido ao processo de palagotinizacão (alteraçãõ por hidrataçãõ) do vidro (McPhie *et al*, 1993) o que indica composições mais básicas/intermediárias para os vulcanitos da Usina Velha.



**Figura 20 - Localização do afloramento da Usina Velha, próximo a Veranópolis, na margem oeste do Arroio Retiro**

A porção estudada do afloramento possui aproximadamente 40m de largura e 6m de espessura. No afloramento ocorrem ao menos quatro diques latífcos sinuosos, sub-verticais (mergulho  $> 70^\circ$ ) de direção NE-SW, com espessura variando entre 1,7 – 4m, e espaçados poucos metros uns dos outros, hospedados por depósitos vulcanoclásticos (Fig.21). Os diques foram reconhecidos com base em sua geometria e a presença de disjunções colunares mal desenvolvidas perpendiculares às suas margens (Fig.22A, B, C). Localmente, é possível reconhecer apófises emanando do interior do dique (Fig.22E). Os diques e as vulcanoclásticas estudadas possuem contato superior discordante com um derrame ácido que não está no escopo deste trabalho (Fig.21).

A litofácies Lpm é caracterizada por latitos porfiríticos de matriz vítrea. A matriz vítrea possui coloração preta quando fresca e progressivamente mais amarelada / avermelhada quando alterada (Fig.22G, H). Os fenocristais possuem dimensões milimétricas e são de plagioclásios, piroxênio e magnetita. Esta litofácies é cortada por uma rede de pequenas vênulas (abertura 1 - 2 mm) que delimitam polígonos marcados pela oxidação do vidro no entorno das vênulas (Fig.22G; similar a Fig.4D – Kokelaar, 1982). Esta rede foi interpretada como fraturas de resfriamento (*quench fractures* – Kokelaar, 1982; Yamagishi, 1991) Em alguns casos estas vênulas são preenchidas por material siliciclástico ou minerais secundários. Esta litofácies ocorre no interior dos diques e em corpos alongados dispostos lateralmente à porção superior dos diques. Estes corpos são interpretados como lobos de lava. O termo lobos de lava é utilizado neste trabalho para referir-se a grandes corpos, irregulares a subsféricos, de textura vulcânica coerente e envelopado por material vulcanoclástico. Tais corpos são comuns em sequências de hialoclastitos e o termo lobos de lava é frequentemente utilizado na descrição destes (Furnes *et al*, 1980; Yamagishi 1991). A identificação e delimitação do limite destes lobos de lava é complicada devido à cor e textura similar destes corpos com as vulcanoclásticas encaixantes. A interpretação como lobos de lava é favorecida pela ocorrência de texturas indicativas de vulcânicas coerentes (*e.g*: vesículas, Fig. 23G). Os diques e os lobos de lava transicionam em suas margens para a fácies BLjs.



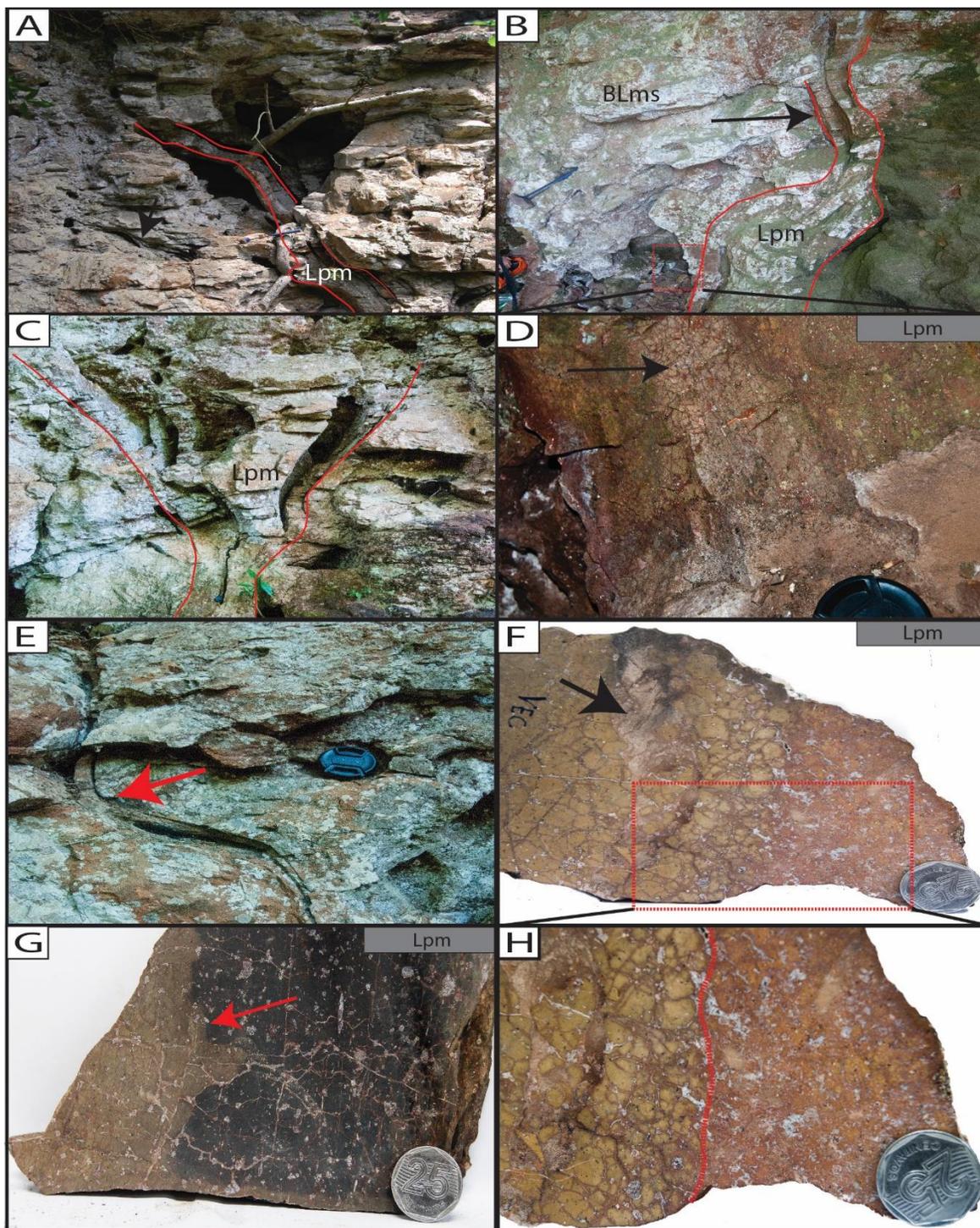
**Figura 21 - Topo: Croqui do afloramento da Usina Velha, latitos porfiríticos são diques e/ou lobos de lava, retângulo vermelho indica local do perfil colunar; Base: Perfil colunar do afloramento da Usina Velha mostrando a relação entre as litofácies identificadas neste trabalho.**

A litofácies BLjs possui textura distinta quando ocorre associada às margens dos diques ou aos lobos de lava. Apesar disso, a litofácies não foi diferenciada, pois o processo formador em ambos os casos é o mesmo. Para os diques a litofácies Ljs ocorre pela fragmentação, dispersão e mistura de vulcanoclastos com grãos siliciclásticos (Fig.22F, H). Os vulcanoclastos neste caso são poligonais, vítreos e possuem cores amareladas a avermelhadas, sendo possível observar que os vitroclastos mais cominuídos e afastados do núcleo do dique são mais avermelhados, possivelmente devido a oxidação. A presença de material siliciclástico fluidizado mobilizando os vulcanoclastos juvenis ressalta a importância da fluidização de material siliciclástico durante a colocação de magmas/lavas (Kokelaar, 1982). No caso dos lobos de lava a presença de material siliciclástico é rara ou ausente e esta litofácies é caracterizada por fragmentos líticos vulcanoclásticos imersos em uma matriz vulcanoclástica fina composta por *shards*, comumente com formas de parede de vesículas (*bubble wall shards*), e por cristaloclastos. Em ambos os casos (*i.e.*: diques e lobos de lavas), os vulcanoclastos juvenis possuem textura em quebra-cabeça (*jig-saw fit*) e são claramente oriundos dos corpos vulcânicos coerentes associados. Devido às suas características, e às demais fácies associadas a litofácies BLjs foi interpretada como hialoclastitos formados pela interação entre os diques/lobos e água externa (Cas & Wrigth, 1987; McPhie *et al.*, 1993). No caso dos diques esta litofácies também poderia ser geneticamente chamada de peperitos (*intrusive peperite*, McPhie *et al*, 1993), porém, o termo hialoclastito é empregado aqui para enfatizar a importância do resfriamento brusco por água externa na formação desta litofácies.

A litofácies BLms envelopa localmente os diques e ocorre como corpos irregulares nas vulcanoclásticas abaixo da brecha latítica acamadada. Esta litofácies é caracterizada por fragmentos de dimensões centimétricas a decimétricas, de composição latítica, com forma arredondada ou lobada de contornos serrilhados, por vezes pumáceos, imersos em uma matriz de granulometria areno-argilosa composta por fragmentos pumáceos, vitroclastos, cristaloclastos de magnetita e plagioclásio (comumente substituído por minerais secundários) e grãos siliciclásticos (Fig.23C, D, E). A eficiência da mistura entre fragmentos vulcânicos juvenis e material sedimentar é muito variada, em alguns casos as laminação siliciclástica primária (heterolítica) encontra-se preservada indicando uma mistura ineficiente entre os componentes vulcânicos e os siliciclásticos (Fig.23D), enquanto em outros casos a mistura é mais eficiente dando origem a uma matriz de textura mais homogênea (Fig.23C). Essa diferença reflete os diferentes processos

que atuam na mistura, domínios com mistura eficiente são favorecidos pela fluidização dos grãos siliciclásticos e pela formação de filmes de vapor ao redor dos fragmentos vulcânicos (efeito *Leinderfrost*) e pelo subsequente colapso destes filmes levando a fragmentação das partículas vulcânicas (White, 1996). Domínios com misturas pouco eficientes são favorecidos em cenários de resfriamento brusco (*quenching*) dando origem a fragmentos vulcânicos juvenis, porém, promovendo pouca mistura entre estes e os grãos siliciclásticos. Essa litofácies foi interpretada como peperitos devido ao seu contato transicional com os diques, sua matriz heterogênea composta por grãos siliciclásticos e fragmentos vulcânicos juvenis, características dos vulcanoclastos e indícios de fluidização da porção siliciclástica.

A litofácies BLa ocorre na porção superior, capeando os diques, lobos de lava e as demais vulcanoclásticas supracitadas. Essa litofácies possui contato basal discordante, horizontal ou sub-horizontal com os diques e as vulcanoclásticas (Fig.22A). A natureza acamadada com base discordante desta litofácies é especialmente importante pois as demais litofácies vulcânicas do afloramento da Usina Velha possuem transições gradual. A importância da diferença entre transição gradual e abrupta das litofácies da Usina Velha é discutida posteriormente (ver seção 4.3.2). Esta litofácies é caracterizada por blocos latíticos poligonais, de dimensões decimétricas, maciços ou vesiculados, separados entre si (*i.e.*: matriz suportada) por material clástico fino avermelhado (FIG.22H). Não foi possível identificar em campo se o material clástico da matriz é composto por fragmentos vulcanoclásticos, siliciclásticos, ou uma mistura, mas é possível observar que estes grandes fragmentos latíticos não possuem relação transicional com a matriz como observado nos diques e lobos de lava. Esta litofácies foi interpretada como depósitos vulcanoclásticos ressedimentos por fluxos de massa devido à presença de um contato basal horizontal ou sub-horizontal, composição monomítica e estrutura maciça matriz-suportada (Cas & Wright, 1987; Yamagishi, 1991; McPhie *et al.*, 1993).



**Figura 22 - Feições e litofácies do afloramento da Usina Velha; (A), (B) e (C) Diques latíticos. Seta preta em (B) indica fraturamento mal desenvolvido perpendicular à margem do dique; (D) Detalhe da margem do dique (a), seta indica rede de vênulas delimitando polígonos (ver texto); (E) Apófise emanando do dique; (F) e (H) Amostra de mão das laterais do dique, notar fragmentação do dique gerando vulcanoclastos *in-situ* e a dispersão destes por material siliciclástico fluidizado (seta preta em (F)). Notar também cor alterada dos vulcanoclastos. (G) Núcleo coerente do dique, notar rede de vênulas e a transição entre obsidiana fresca (preta) e alterada (creme, apontada pela seta vermelha).**

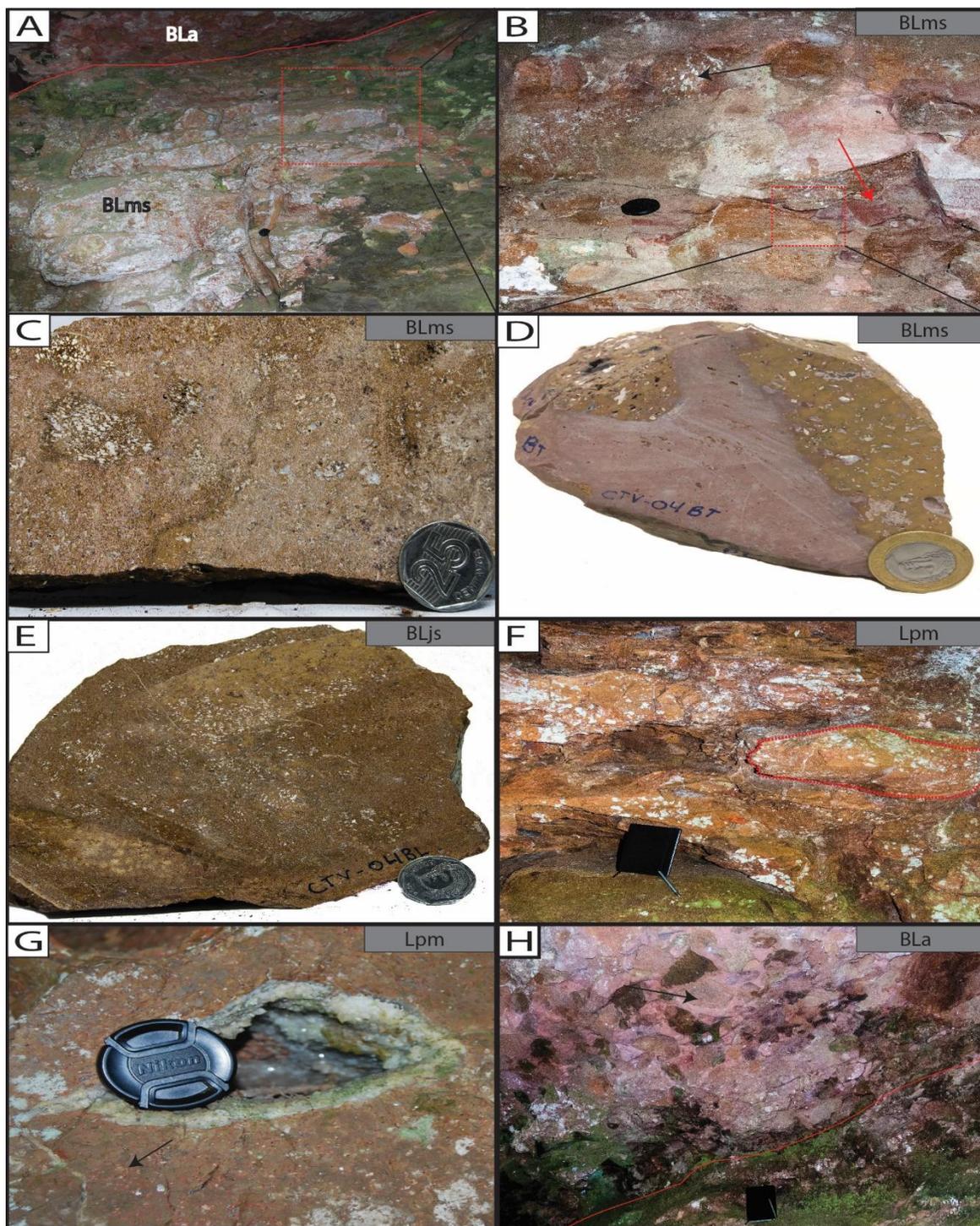


Figura 23 – Afloramento da Usina Velha; (A) Topo do dique e contato entre a litofácies BLms e a litofácies BLa; (B) Detalhe da BLms, seta vermelha indica porção onde laminação sedimentar primária é preservada, seta preta aponta para vulcanoclasto; (C) BLms com fragmentação e mistura avançada. Fragmentos latíticos vesiculados imersos em uma matriz com grãos siliciclásticos e vulcanoclásticos; (D) BLms com fragmentação e mistura pouco desenvolvidas, estrutura deposicional preservada entre vulcanoclastos; (E) BLjs, notar ausência de grãos siliciclásticos; (F) e (G) Possíveis lobos de lava, notar textura similar às porções alteradas dos diques; (H) BLa. Seta indica fragmento latítico, decimétrico e poligonal.

## 4.2 Outros aspectos de campo

### 4.2.1 Sedimentação e paleorelevo vulcânico

Uma feição comum nas rochas sedimentares estudadas é sua geometria condicionada pelo paleorelevo (*i.e.*: morfologia) das vulcânicas sotopostas. Esta feição é evidente principalmente nas rochas sedimentares associadas às lavas *pahoehoes* da Fm. Torres. *Pahoehoes* compostas (Walker, 1971) são caracterizadas por pequenos lobos de lava, frequentemente passíveis de serem individualizados em escala de afloramento, dando origem a uma superfície ondulada com pequenas depressões isoladas entre si. *Pahoehoes* simples são caracterizadas por derrames tabulares e espessos dando origem a uma superfície quase-plana. Camadas sedimentares sobrepostas às *pahoehoes* compostas possuem geometria em lente e contato basal concordante com a superfície ondulada da morfologia vulcânica (Fig.17E, 18A, 24). Caso essas rochas sedimentares sejam de pequena espessura ( $\sim <0,5\text{m}$ ), elas formam corpos isolados com geometria em lente, enquanto camadas mais espessas tendem a se conectarem no topo. Quando as rochas sedimentares ocorrem sobrepostas às *pahoehoes* simples elas formam corpos contínuos com base retilínea. Outra feição observada associada às *pahoehoes* é o preenchimento por rochas sedimentares de diversas fraturas e depressões geradas pelo processo de inflação (*inflation cleft, axial cleft, lava-rise pit etc*; Walker, 1971; Self *et al.* 1997), dando origem a arenitos com geometria de “diques”. Esta feição encontra-se especialmente bem desenvolvida nos arenitos presentes no contato entre a Fm. Torres e a Fm. Vale do Sol no perfil Santa Cruz do Sul – Barros Gramado Xavier. É possível observar neste contato duas camadas de arenitos, sobrepostas às *pahoehoes* compostas, que não se conectam, e possuem bases irregulares preenchendo fraturas de inflação (*lateral cleft* - Fig.24). A Fig.25 é um desenho esquemático que visa explicar as diferentes geometrias encontradas nas rochas sedimentares associadas à Fm. Torres com base no tipo de *pahoehoe* sotoposta (*i.e.*: simples ou composta) e o aporte sedimentar e/ou tempo de sedimentação.

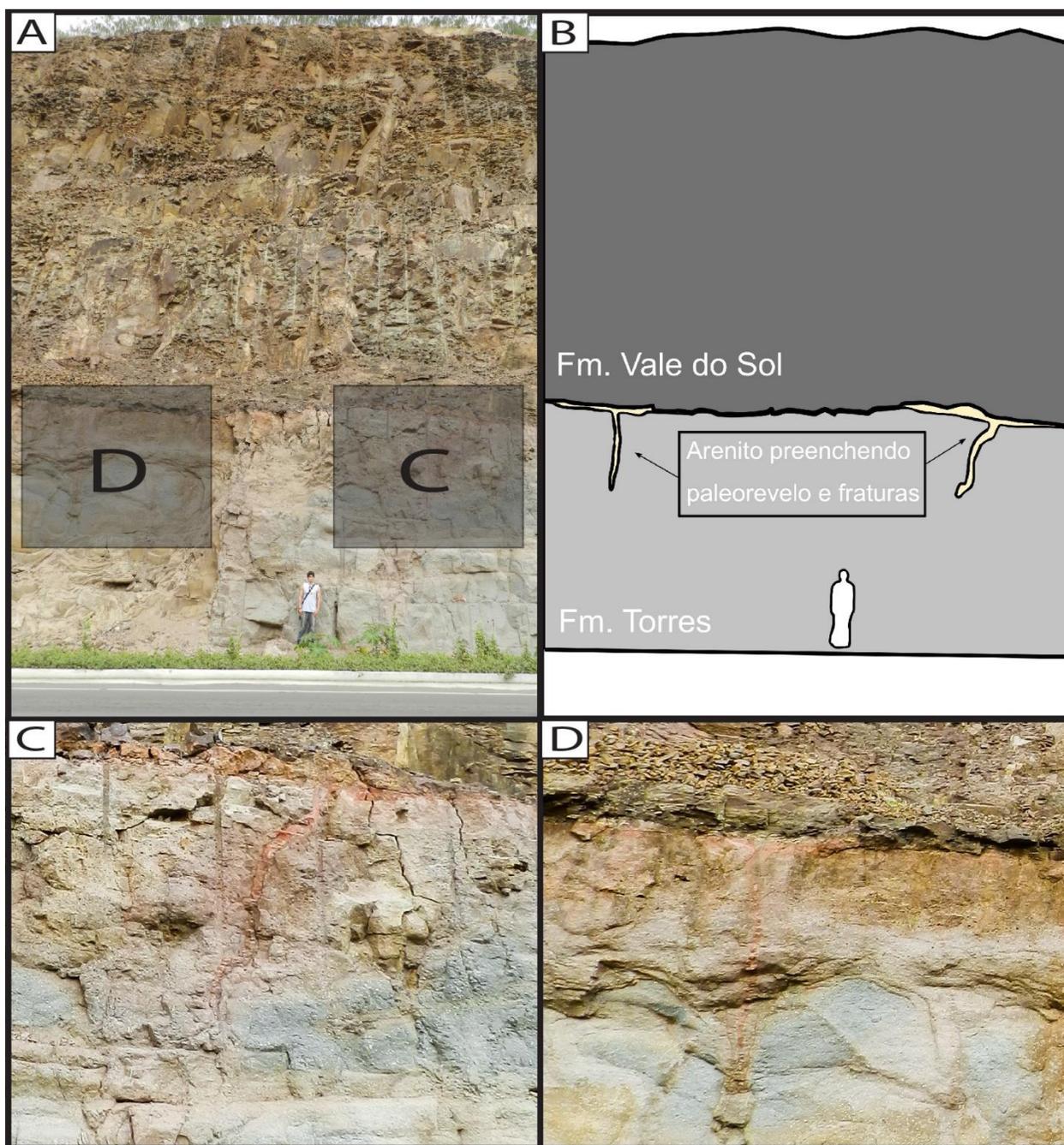
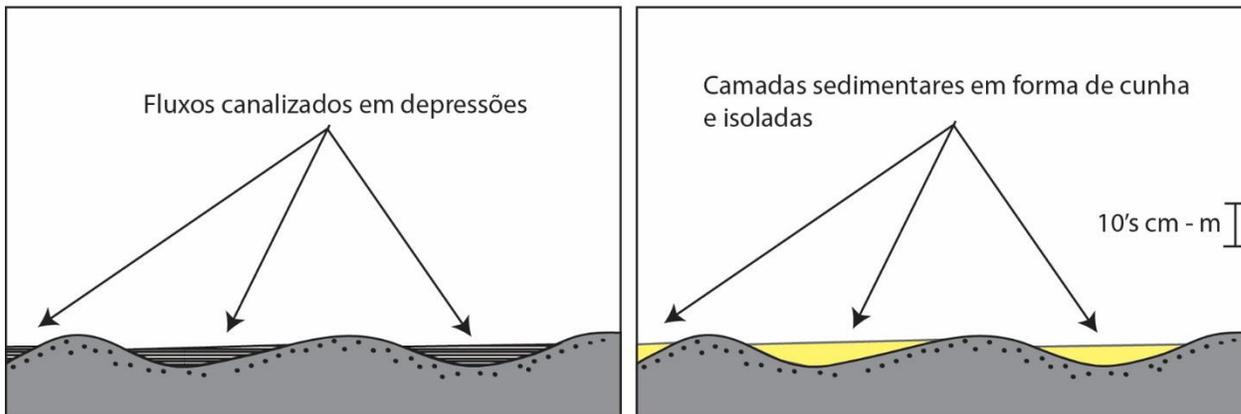
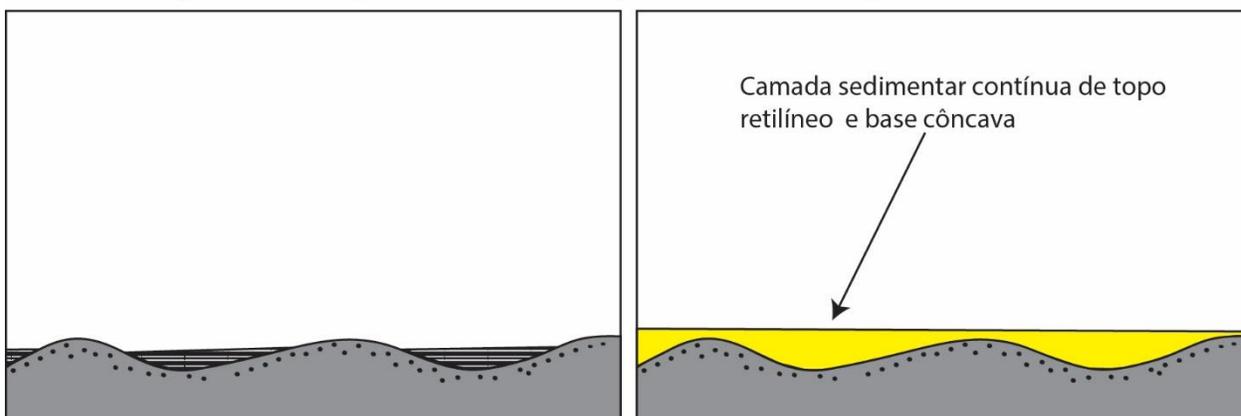


Figura 24 – (A) e (B) Arenito separando *pahoehoes* compostas da Fm. Torres dos derrames *rubbly pahoehoe* da Fm. Vale do Sol. Notar que o arenito é descontínuo e preenche fraturas de inflação das *pahoehoes* sotopostas. (C e D). Possivelmente, se o tempo de sedimentação, ou aporte sedimentar, fossem maiores o arenito formaria uma camada tabular contínua.

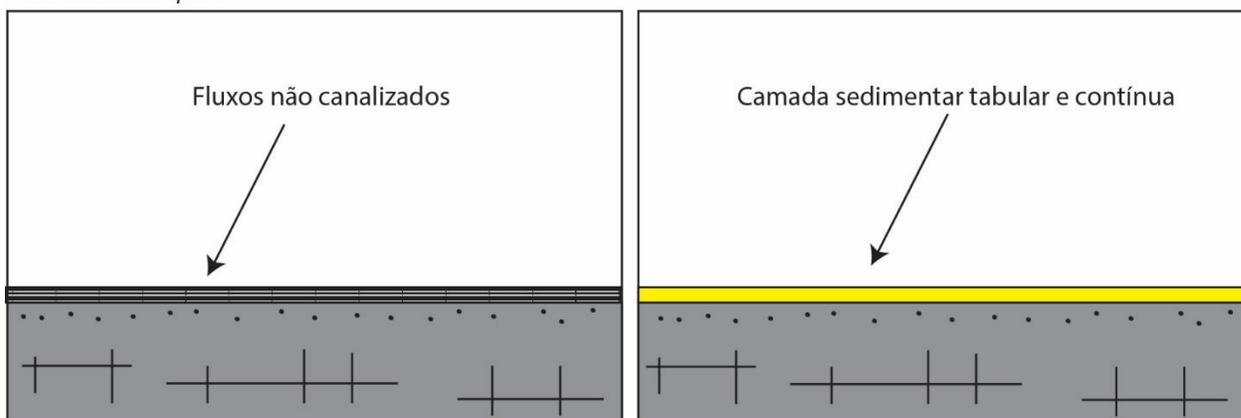
*Pahoehoes compostas* - Baixo aporte sedimentar e/ou período de sedimentação



*Pahoehoes compostas* - Maior aporte sedimentar e/ou período de sedimentação



*Pahoehoes simples*



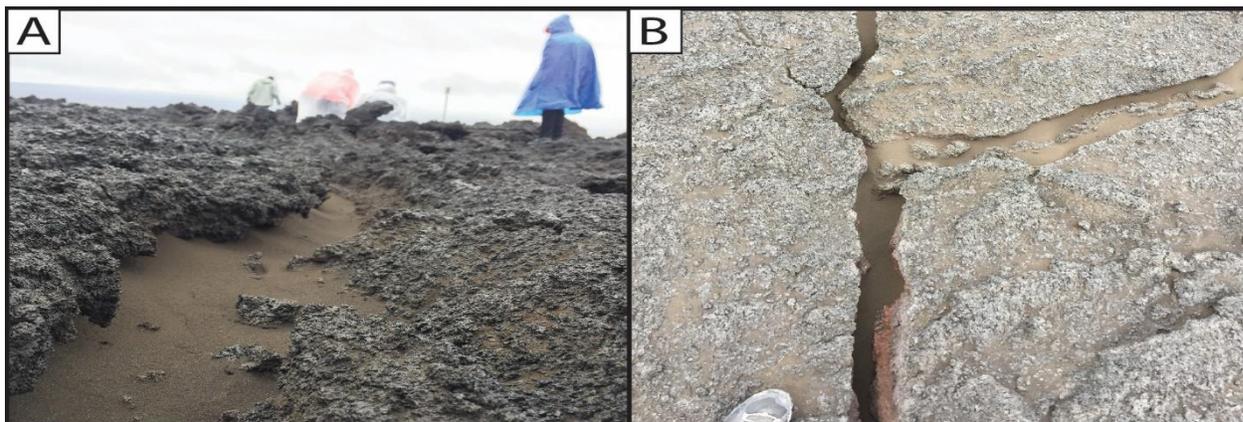
**Figura 25 -Relação entre o tempo de sedimentação/ aporte sedimentar, morfologia vulcânica e geometria dos depósitos sedimentares. *Pahoehoes compostas* são caracterizadas por relevos ondulados. No caso de baixo aporte sedimentar/tempo de sedimentação (quadros do topo) a geometria resultante é de arenitos em “cunha” que não se conectam no topo. Os quadros do meio ilustram um caso similar porém com aporte sedimentar/tempo de sedimentação maior, onde os arenitos se conectam para formar uma única camada. *Pahoehoes simples* são caracterizadas por superfícies planas ou quase-planas e as camadas sedimentares tendem a ser contínuas e tabulares independente do tempo de sedimentação/aporte sedimentar.**

#### 4.2.2 Diques de arenito

Arenitos com geometria de diques são comuns nos dois perfis estudados. Dois processos distintos atuam na formação destes corpos.

O primeiro processo é deposicional, no qual sedimentos preenchem fraturas no substrato vulcânico, resultando em corpos sedimentares com geometria de diques. “Diques” de arenito deste tipo ocorrem nos basaltos (Fig.18A e 24A) e nas ácidas (Fig.27C, D) e possuem espessuras decimétricas a métricas, geometria irregular, laminação perpendicular às margens, afinam do topo para a base em direção ao núcleo do derrame vulcânico e conectam-se a arenitos em suas porções superiores. Areias eólicas preenchendo fraturas, similar ao processo descrito acima, foram observadas pelo autor no campo de lava recente (2014) de Holuhraun, Islândia (Fig.26).

O segundo processo envolve a fluidização de sedimentos incosolidados e a injeção de arenitos nos derrames sobrepostos, dando origem a diques clásticos *strictu sensu* (Hurst *et al*, 2011). Diques de arenito deste tipo possuem espessuras milimétricas a centimétricas, geometrias regulares com margens retilíneas, afinam da base para o topo e conectam-se a arenitos em suas porções inferiores (Fig.27A, B). Dois fatores prováveis de causar a fluidização do sedimento neste cenário são o peso e/ou o calor das vulcânicas sotopostas (Kokelaar, 1982). As origens diversas para os arenitos com geometria em dique já haviam sido sugeridas por Frank (2008) e Michelin (2014). Uma revisão detalhada sobre “diques” de arenitos no Grupo Serra Geral pode ser encontrada em Frank (2008)



**Figura 26 -Campo de lavas da erupção de Holuhraun (2014), Islândia. Notar preenchimento de fraturas e depressões por areias eólicas. Estas fraturas, quando recobertas por lavas futuras, formarão corpos com geometria de “diques” clásticos (ver texto para discussão).**

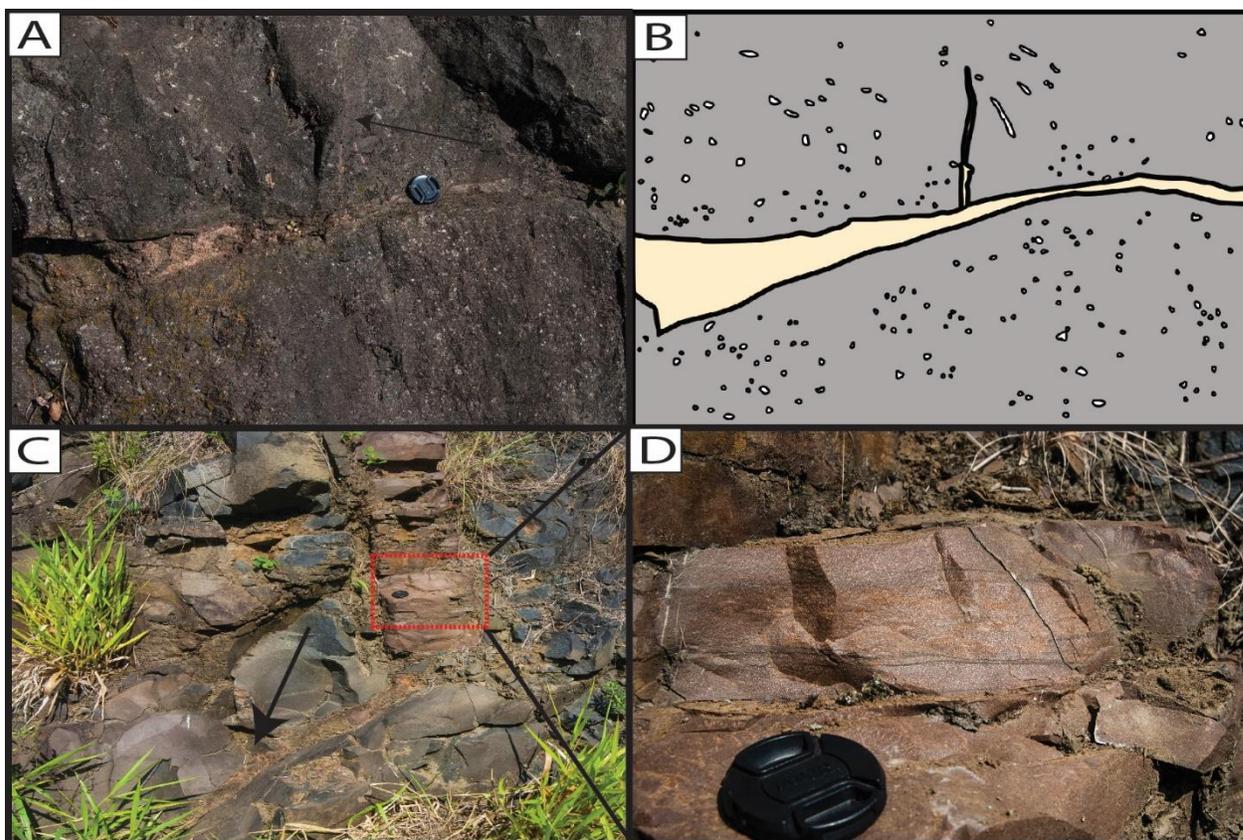


Figura 27 – (A) e (B) Diques de arenitos *sensu strictu*. Notar que o dique se conecta em sua base a um arenito. Notar também vesículas do tipo *pipe* na *pahoehoe* sobreposta a camada de arenito. Vista em perfil; (C) Diques de arenitos formados pelo preenchimento de fratura. Notar o afinamento da espessura do dique em direção ao núcleo do derrame (seta preta em (C)) e a laminação sedimentar perpendicular à margem da fratura (D).

### 4.3 Associação de litofácies

As litofácies estudadas foram agrupadas em duas associações: (1) Fluvio-eólica e (2) Interação entre latitos, sedimentos inconsolidados e água. Conceitualmente a associação de litofácies fluvio-eólica proposta neste trabalho é distinta daquelas comumente utilizadas em trabalhos com sequências siliciclásticas (*e.g.*: Horn *et al*, 2018; Reis *et al*, 2019) pois litofácies siliciclásticas e vulcanoclásticas foram agrupadas em uma mesma associação. O raciocínio é de que os peperitos basálticos (*i.e.*: litofácies BBms) estão relacionados a interação entre magmas/lavas e o sistema sedimentar fluvio-eólico e, portanto, esta litofácies foi agrupada com as demais litofácies siliciclásticas relacionadas. Ressalta-se também que as litofácies siliciclásticas agrupadas na associação fluvio-eólica ocorrem em níveis estratigráficos distintos, por exemplo, rochas siliciclásticas intercaladas com lavas da Fm. Torres são dominantes heterolíticas enquanto a litofácies eólica foi encontrada em apenas um ponto associada a vitrofíros da Fm. Palmas. Apesar disto estas litofácies foram agrupadas por manterem entre si uma ligação dentro do contexto geológico regional.

#### 4.3.1 Fluvio-Eólica

A associação das fácies Ht, Sm, Sl(*e*) e BBms foi interpretada como relacionada a um sistema deposicional fluvio-eólico.

Neste sistema, enchentes (*sheetfloods*) geradas em curtos eventos de sedimentação são representados pelas litofácies Ht e Sm. Estes fluxos, possivelmente relacionados à drenagem de águas de chuva, depositam sedimentos em depressões locais geradas pela paleotopografia vulcânica. Grãos tamanho areia foram depositados sobre regime de fluxo inferior, ou na transição entre os regimes de fluxo, enquanto a drenagem estava ativa. Após o evento transitório, pequenos corpos d'água estagnados se estabeleciam e, capeando as areias, decantavam a fração silte-argila. Este processo possivelmente se repete diversas vezes no período inter-erupção, dando origem a litofácies heterolítica, similar ao processo descrito por Martin (2000). A litofácies Sm possivelmente representa momentos onde estas drenagens atingiam alta energia, ou, estavam

hiperconcentradas em sedimentos dando origem a estrutura maciça (Martin & Turner, 1998; Horn *et al.*, 2018).

A deposição eólica é marcada pela litofácies Sl(*e*) na qual são preservadas laminação de baixo ângulo e eventualmente cristas e dorsos de *ripples* eólicas. Esta fácies foi interpretada como relacionada a lençóis de areia eólicos. De acordo com Kocurek & Nielson (1986), a formação de lençóis de areia está relacionada à baixa disponibilidade de areias secas no sistema, sendo a causa dessa baixa disponibilidade as condições mais úmidas (lençóis freáticos altos, eventuais enchentes e a presença de vegetação). A associação de fácies característica de um sistema fluvio-eólico, e a granulometria destes depósitos eólicos compatível com a granulometria da formação de dunas, indicam que as condições mais úmidas foram o principal fator determinante da deposição sobre a forma lençóis de areias sem a formação de dunas eólicas.

A interação vulcano-sedimentar é marcada pela presença de peperitos basálticos (BBms). Diversas texturas registradas nos peperitos demonstram que o sedimento estava úmido quando da interação com as lavas basálticas, diferentemente do modelo proposto para a formação de peperitos na base do Grupo Serra Geral (Jerram & Stollhofen, 2002; Petry *et al.* 2007).

#### 4.3.2 Interação entre latitos e sedimentos úmidos e incosolidados

As litofácies Lpm, BLjs, BLms e BLa foram interpretadas como relacionadas à interação entre magmas latíticos, sedimentos incosolidados e água meteórica. Essa interpretação é sustentada especialmente pelas seguintes observações: 1) A partir das texturas observadas, em especial a transição gradual entre a litofácies vulcânica coerente (*i.e.*: litofácies Lpm) e as vulcanoclásticas encaixantes de mesma composição (*i.e.*: litofácies BLjs e BLms), fica evidente que os diques e as vulcanoclásticas hospedeiras são cogenéticas; 2) A formação de fragmentos vulcânicos devido ao resfriamento brusco de magmas/lavas causados pela interação com água meteórica é evidenciado pela presença abundante de vitroclastos poligonais com margem curvilineas. 3) A formação de peperitos (*i.e.*: litofácies BLms), indica a natureza inconsolidada dos sedimentos siliciclástica quando da intrusão dos diques; 4) A preservação dos diques e a abundância de vulcanoclásticas com textura *jig-saw* indicam que a fragmentação do dique ocorreu principalmente de maneira passiva (*i.e.*: sem explosões magmáticas ou freatomagmáticas de grande escala) essencialmente *in-situ*.

A Fig.28 é um desenho esquemático ilustrando uma possibilidade para colocação de diques latílicos e os diferentes estágios idealizados que levariam à formação desta associação de litofácies. O estágio 1 representa o momento anterior à intrusão dos diques, constituído por sedimentos siliciclásticos depositados no fundo de um corpo da água. A profundidade deste corpo d'água é desconhecida, mas a grande quantidade de vesículas em alguns fragmentos vulcânicos, em especial nas porções superiores do afloramento, indica que provavelmente este corpo não era muito profundo. O estágio 2 representa o início da intrusão dos diques (*i.e.*: litofácies Lpm). As margens dos diques são fragmentadas devido ao arrefecimento brusco causado pela água contida nos poros dos sedimentos e esses fragmentos vítreos juvenis são misturados à fração siliciclástica formando peperitos (*i.e.*: litofácies BLmh). O estágio 3 representa o momento em que o dique atravessa o sedimento e entra em contato direto com o corpo d'água. Esse contato direto leva também à fragmentação da margem do dique, gerando uma pilha vulcanoclástica cogenética (*i.e.*: hialoclastitos, litofácies BLjs) que continua a ser alimentada pelos diques, formando lobos de lava e crescendo de forma endógena/exógena. O estágio 4 representa o momento em que esta pilha vulcanoclástica torna-se gravitacionalmente instável levando a ressedimentação por fluxos de massa (*i.e.*: litofácies BLa). Resumidamente este cenário pode ser descrito como a erupção subaquosa de magmas latílicos dando origem a lavas e hialoclastitos cogenéticos similar aos criptodomas parcialmente extrusivos de McPhie *et al*, 1993 e aos vulcões submarinos aflorantes no Japão descritos por Yamagishi & Dimroth (1985) e Yamagishi, 1991. Outros cenários eruptivos poderiam levar a uma assembleia de litofácies similar, por exemplo, os depósitos das “zonas de raiz” e das “zonas de fragmentação intra-diatrema” descritos por White & Ross (2011) apresentam uma assembleia de litofácies similar à descrita aqui. Muito dos processos atuantes na formação desta associação de litofácies também ocorrem nestas duas zonas relacionadas a vulcões do tipo *maar-diatreme* (*e.g.*: fragmentação de magmas por resfriamento brusco devido ao contato com água meteórica, fluidização, formação de peperitos *etc*; Lorenz & Haneke, 2004; White & Ross, 2011). Trabalhos futuros são necessários para refinar o modelo de colocação dos diques e vulcanoclásticas aflorantes na Usina Velha/Veranópolis.

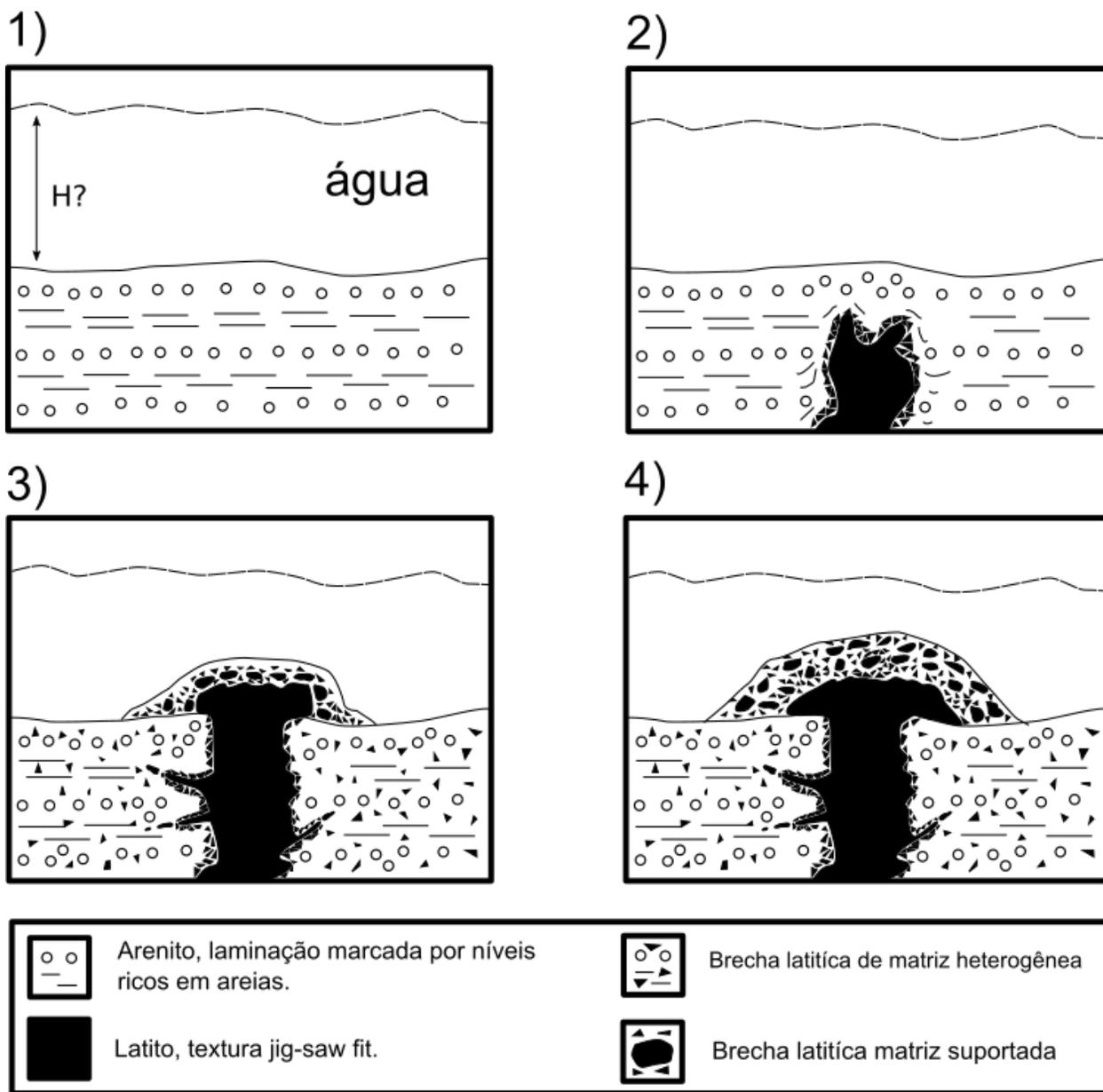


Figura 28 - Possível modo de colocação dos diques e vulcanoclasticas do afloramento da Usina Velha. Ver texto para discussão.

#### 4.4 Petrografia

Esta seção apenas descreve brevemente aspectos gerais observados para cada litofácies e discute a interpretação destes. Uma descrição mais completa das lâminas pode ser encontrada no Apêndice.

##### 4.4.1 Sedimentares siliciclásticas

Ao todo foram observadas 13 lâminas petrográficas das diversas litofácies propostas. As lâminas estudadas foram classificadas composicionalmente, de acordo com a classificação de Folk (1968), predominantemente como arenitos subarcóseos (11 lâminas) e subordinadamente como litoarenitos feldspáticos (duas lâminas). É comum a presença de grãos de plagioclásios, feldspatos, litoclastos de xistos, agregados de quartzo policristalino e fragmentos vulcânicos epiclásticos (*i.e.*: formados por intemperismo e erosão). Uma feição comum nas lâminas observadas é a presença de cutículas de hematita preservadas apenas nas reentrâncias côncavas de alguns grãos (Fig.30A), possivelmente indicando o retrabalhamento de sedimentos eólicos.

A litofácies heterolítica (Ht) é constituída por arenitos subarcóseos e apresenta laminação bem desenvolvida, comumente marcada pela intercalação entre lâminas centimétricas de areia fina a média e lâminas milimétricas silto-argilosas (Fig.30B, C, D) e mais raramente marcadas pela intercalação entre lâminas de areia fina a muito fina com lâminas de arenito grosso a muito grosso (VEC-31B; Fig.30E). A porcentagem de partículas finas (silte e argila) estimada nas lâminas variam entre 5% a até 25%. Heterolitos com porcentagem mais alta de partículas finas são mais comuns no perfil Bento Gonçalves. Em especial neste perfil, é comum a ocorrência de níveis de minerais pesados (zircão + turmalina + opacos) acompanhando a laminação heterolítica (Fig. 30C). Essa litofácies é geralmente bem selecionada e grãos possuem arredondamento e esfericidade alta. A porosidade primária destas fácies é quase sempre zero (*i.e.*: totalmente cimentada) ou muito baixa. Contudo em uma das lâminas observadas (VN-02C) o arenito é mal selecionado, ocorrem níveis com intraclastos argilosos (Fig.30F), e a porosidade primária é alta

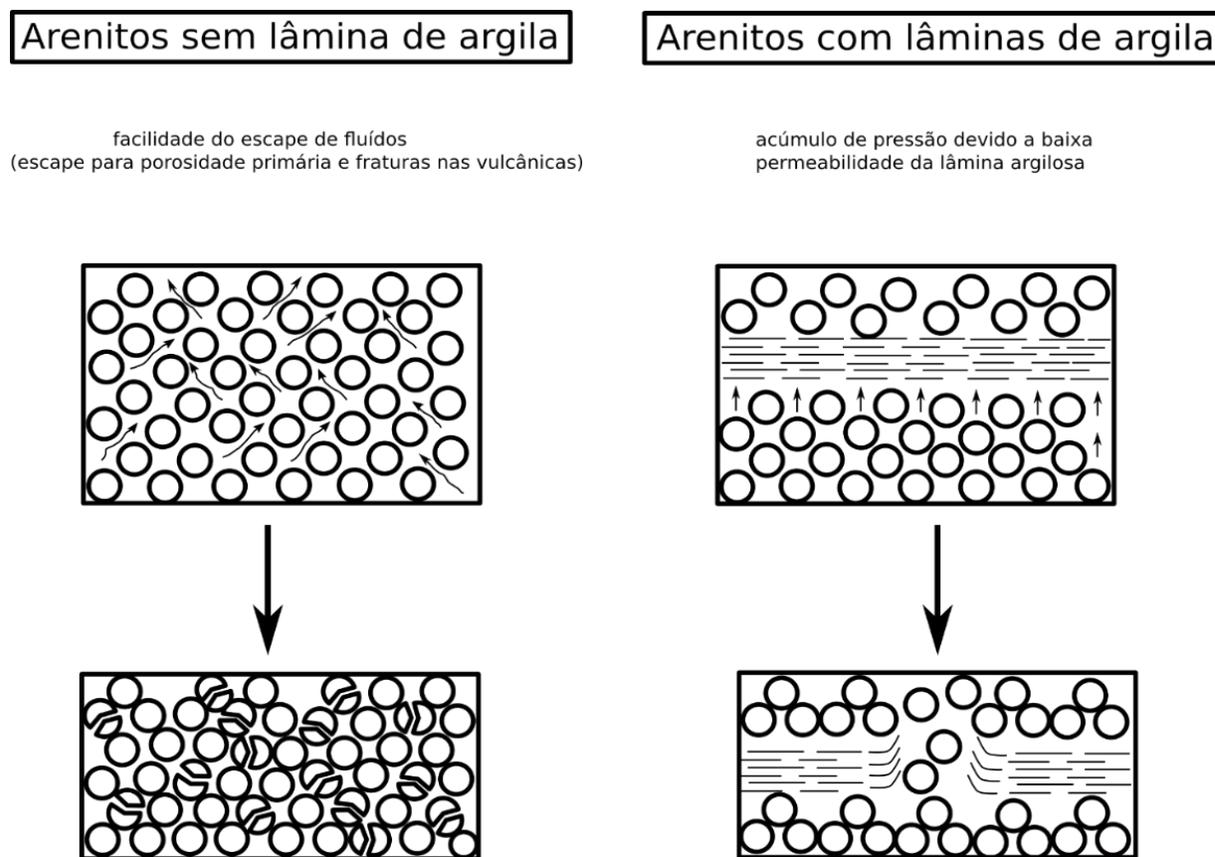
(> 15%). Frequentemente, observa-se o rompimento e/ou deformação das lâminas silto-argilosas e o preenchimento do espaço pelas areias. Com base em outros aspectos observados no campo, esta feição é interpretada como diques clásticos gerados pela fluidização do sedimento quando ainda inconsolidado (Fig.30B, D).

A litofácies de arenito maciço (Sm) é constituída por arenitos subarcóseos finos a grossos bem selecionados (lâminas VN-13A e VN-13B). Os grãos são subesféricos e subarredondados e cimentados por um mosaico muito fino de cristais com birrefringência baixa, possivelmente zeólitas. Em uma das lâminas é possível notar uma gradação muito incipiente entre níveis de areia fina e níveis de areia grossa (VN-13A). A porosidade observada é baixa (< 5 %) do tipo secundária gerada pela dissolução dos grãos (*i.e.*: intragranular móldica).

A litofácies Sl(*e*) é composta por litoarenitos bimodais, bem selecionados, onde intercalam-se grãos de areia muito fina com grãos de areia muito grossa (Fig.30G). Os grãos possuem alta esfericidade e arredondamento. É comum a presença de grãos de origem metamórfica como litoclastos de xistos e quartzo policristalinos. A porosidade primária é de aproximadamente 15%. Uma peculiaridade desta fácies é o fraturamento pré-cimentação (Fig.30H). Este fraturamento ocorre de forma aleatória e possivelmente está relacionado à compactação do arenito devido ao peso das vulcânicas sobrepostas. A respeito deste fraturamento, levanta-se a hipótese de que em arenitos sem níveis argilosos deposicionais (*i.e.*: litofácies eólicas) a compactação seja acomodada pelo fraturamento e reorganização dos grãos e a alta permeabilidade permita que a água intraporo escape sem gerar fluidização. Contrastante a este cenário, a compactação de arenitos com a presença de níveis argilosos (*i.e.*: litofácies heterólíticas) favoreceria a fluidização dos grãos siliciclásticos uma vez que esses níveis argilosos são de baixa permeabilidade favorecendo a criação de condições de sobrepressão (*overpressure*; Fig.29).

A assembleia diagenética das rochas siliciclásticas estudadas não aparenta apresentar nenhuma relação com as litofácies e parece ser condicionada pelo tipo de vulcânicas associadas. Heterolitos associados a basaltos da Fm. Torres são cimentados principalmente por zeólitas com diversas texturas (poiquilotópicas, *pore-filling* e *pore-lining* por zeólitas prismáticas, preenchendo veios milimétricos), subordinadamente são comuns também à presença de crescimentos sintaxiais de quartzo (Fig.31A, B, C, G). Apenas uma lâmina (VN-02C) associada à

Fm. Torres não contém zeólita como mineral diagenético apresentado apenas crescimentos sintaxiais de quartzo. Os diferentes tipos de zeólitas não foram separadas neste trabalho. Lâminas de rochas sedimentares associadas à Fm. Palmas foram estudadas apenas no perfil Santa-Cruz do Sul - Barros Cassal (litofácies SI(e) – ponto VEC-27) e apresentam assembleia diagenética mais diversificada. A primeira fase mineral diagenética observada é opala ou calcedônia com forma botrioidal recobrando os grãos seguido por zeólitas prismáticas ou por carbonatos poiquilotópicos (Fig.31G, H).



**Figura 29 – Diferença entre o escape da água intraporo durante a compactação para arenitos sem níveis argilosos (esquerda) e arenitos com níveis argilosos (direita). Os arenitos sem níveis argilosos permitem que a água intraporo escape facilmente durante a compactação para porosidade primária e/ou secundária das vulcânicas sobrepostas. Os níveis argilosos são pouco permeáveis o que leva a criação de condições de sobrepressão durante a compactação, favorecendo a fluidização do sedimento.**

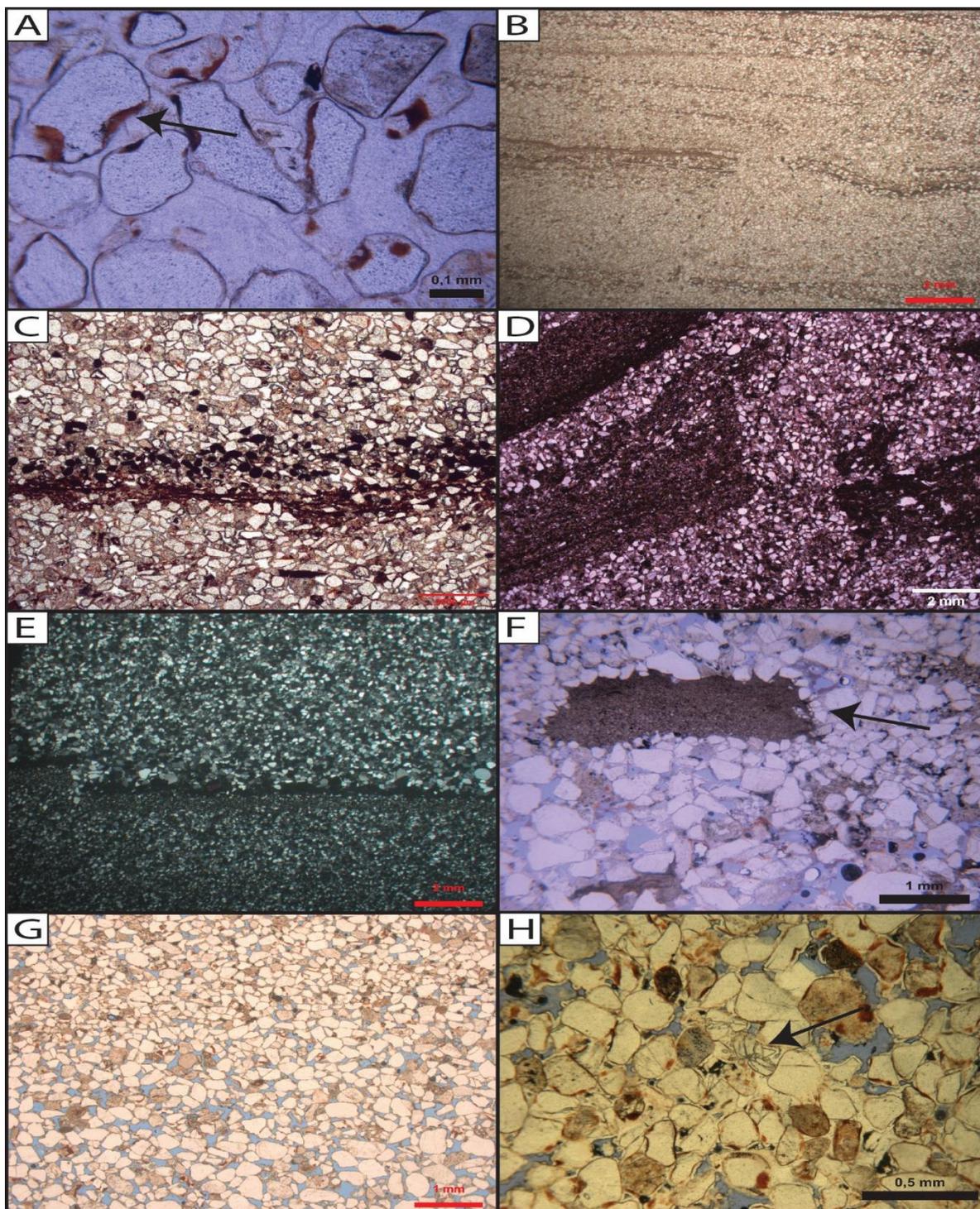


Figura 30 - Texturas das rochas siliciclásticas observadas em lâmina petrográfica. (A) Grãos com cutículas de hematita preservadas em reentrâncias côncavas; (B) Laminação heterolítica, notar rompimento da laminação e preenchimento por grãos de granulometria areia; (C) Detalhe de níveis de minerais pesados acima de nível argiloso na litofácies heterolítica; (D) Rompimento da laminação heterolítica; (E) Gradação normal bem desenvolvida, litofácies heterolítica, *sets* milimétricos gradando de areia grossas a areia muito fina; (F) Intraclasto argiloso, litofácies heterolíticas.; (G) Bimodalidade granulométrica da litofácies eólica (SI(*e*)); (H) Fraturamento de grãos pré-cimentação na litofácies eólica.

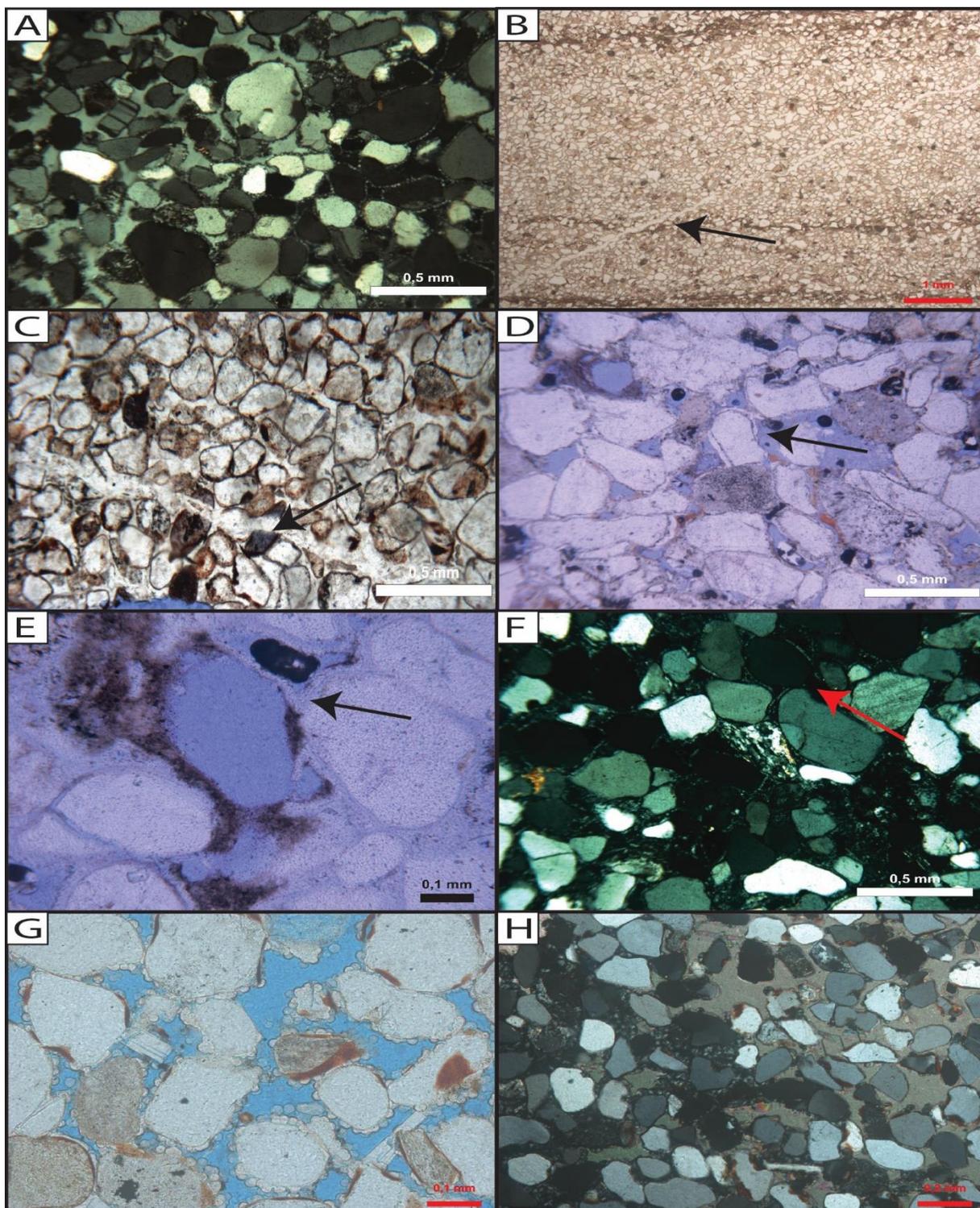


Figura 31 - Minerais diagenéticos das rochas siliciclásticas; (A) Grãos recobertos por prismas de zeólitas e posteriormente cimentados por zeólitas poiquilótópicas; (B) e (C) Vênulas milimétricas de zeólita; (D) Crescimento syntaxial de quartzo; (E) Porosidade secundária, tipo móldica, gerada por dissolução.; (F) Grãos recobertos por prismas de quartzo; (G) Grãos recobertos por opala botrioidal seguida por prismas de zeólitas em arenito associado a vulcânicas ácidas; (H) Grãos recobertos por calcedônia mamelonar seguida por carbonatos poiquilótópicos em arenito associado a vulcânicas ácidas.

#### 4.4.2 Vulcanoclásticas

##### 4.4.2.1 Vulcanoclásticas basálticas

Foram estudadas quatro lâminas de vulcanoclásticas basálticas da litofácies BBms. Todas as lâminas podem ser classificadas de descritivamente como brechas vulcanoclásticas de matriz sedimentar, caracterizadas por grandes fragmentos basálticos imersos em uma matriz que varia de granulometria areia a argila, composta por grãos siliciclásticos e fragmentos basálticos menores. Os fragmentos basálticos são predominantemente poligonais e hipocristalinos com pequenos cristais de plagioclásio ripidiforme (~ 1mm de largura; razão de forma 4:1). Os grandes fragmentos basálticos (~ > 5mm) comumente apresentam vesículas, que variam de formas irregulares a esféricas, preenchidas por material da matriz e minerais secundários (Fig.32B). Subordinadamente, ocorrem fragmentos basálticos fusiformes (fluidais – Busby-Spera & White, 1987). Frequentemente, é possível observar nas margens fragmentos basálticos a quebra destes em fragmentos menores, por vezes preservando textura *jig-saw* (Fig.32B, C). A porção siliciclástica da matriz é similar à descrita para a litofácies heterolítica (Ht), caracterizada por uma laminação marcada pela alternância entre níveis arenosos e níveis argilosos. Essa laminação é comumente deformada e/ou rompida, feição comum a todas as vulcanoclásticas estudadas e indicativas de que o sedimento estava inconsolidado quando da interação com as lavas/intrusões (Fig.32D; Skilling *et al.*, 2002). Na proximidade de grandes fragmentos basálticos é comum a ocorrência de matriz siliciclástica com nódulos de zeólitas, interpretados como possíveis vesículas formadas devido ao aquecimento da água contida nos poros do sedimento (Fig.32E). As texturas observadas em lâminas corroboram com a interpretação de que esta fácies (BBms) representa peperitos. Além disso, a deformação da laminação (*i.e.*: fluidização), a presença de vesículas na porção siliciclástica e a ocorrência de fragmentos vulcânicos <0,01 mm na matriz são evidências da interação entre a lava e a água contida nos poros do sedimento. Não foi realizado um estudo detalhado sobre a diagênese nestas lâminas, porém, de maneira geral, são cimentadas principalmente por zeólitas.

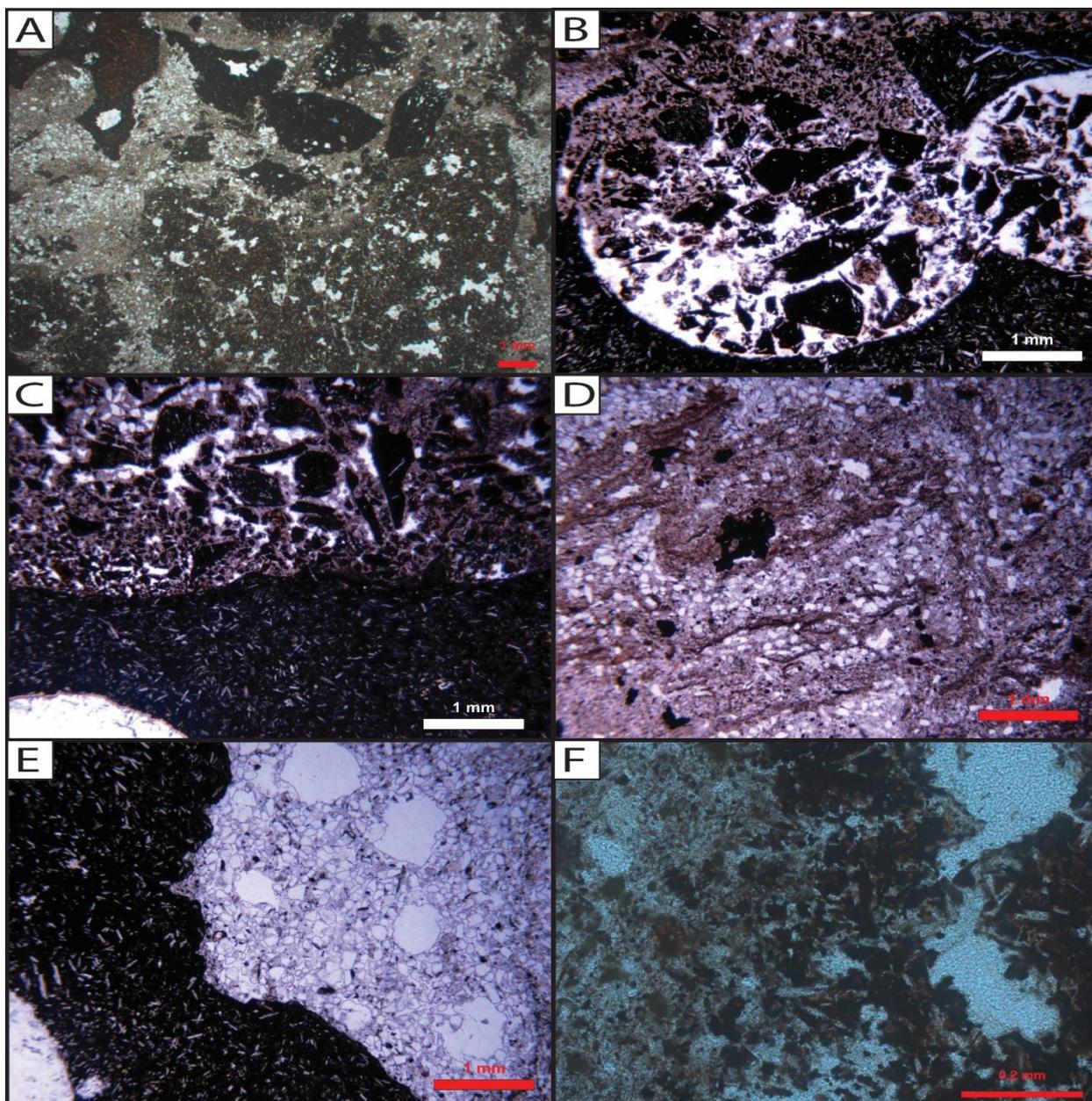


Figura 32 – Texturas em lâmina petrográfica das rochas vulcanoclásticas basálticas. (A) Aspecto geral, notar forma poligonal e diferentes texturas internas dos fragmentos basálticos, e, a laminação heterolítica da matriz siliciclástica; (B) Vesícula esférica em fragmento basáltico preenchida por fragmentos menores e zeólitas, notar encaixe em quebra-cabeça de alguns fragmentos; (C) Fragmentação fina na margem de um fragmento basáltico, notar encaixe em quebra-cabeça em alguns dos fragmentos menores e margem resfriada mal desenvolvida no fragmento maior (porção inferior da fotomicrografia); (D) Laminação heterolítica dobrada; (E) “Pods” (nódulos) de zeólita na matriz siliciclástica, possivelmente vesículas; (F) Fragmentos basálticos sub-milimétricos.

#### 4.4.2.2 Vulcanoclásticas latíticas

Foram observadas seis lâminas do afloramento da Usina Velha próximo a Veranópolis, uma lâmina da litofácies coerente (Lpm), três lâminas da brecha latítica de matriz sedimentar (BLms) e duas lâminas da brecha latítica com textura *jig-saw* (BLjs). A litofácies Lpm é uma vulcânica coerente, mas, foi agrupado nesta seção por simplificação. Devido a granulometria grossa das rochas vulcanoclásticas, e sua heterogeneidade, as lâminas foram confeccionadas especialmente para estudar a matriz das brechas e a textura interna dos fragmentos vulcânicos.

A litofácies coerente (Lpm) foi classificada petrograficamente como um latito porfirítico composto por fenocristais milimétricos (1 - 3 mm), euédricos, de plagioclásio, clinopiroxênio e titanomagnetita em proporções similares, comumente com textura glomeroporfirítica, imersos em uma matriz marrom/avermelhada vítrea rica em pequenos cristais (~ 0.06 mm) de plagioclásio alinhados, definindo uma foliação de fluxo magmático (*i.e.*: textura traquitica; Fig.34A, B). Textura em peneira é frequente nos fenocristais de plagioclásio, possivelmente indicando ascensão rápida do magma. Vesículas são esparsas e alongadas (~1,2mm de eixo maior; razão de forma aproximada 4:1) e preenchidas por calcedônia. A rede de vênulas que delimitam polígonos (fraturas de resfriamento), observadas na amostra de mão, ocorrem também em escala de lâmina, marcada por pequenas fraturas (aberturas ~6 µm) preenchidas por minerais secundários (calcedônia?). Nas margens desta pequena fratura o vidro vulcânico assume um tom mais avermelhado (oxidado?).

A litofácies BLjs é mal selecionada, composta por vulcanoclastos vítreos com dimensões variando desde grãos > 1cm até grãos <0,1mm. Os grandes fragmentos vulcânicos (> 1cm) são litoclastos com textura interna idêntica a descrita para litofácies Lpm, porém, com fenocristais de plagioclásio completamente albitizados, e, com maior quantidade de vesículas. A matriz é composta por vitroclastos, localmente com textura *jig-saw*, e por cristaloclastos de plagioclásio (albitizado), clinopiroxênio e magnetita. Os vitroclastos são poligonais com margens retilíneas ou curvilíneas e apresentam grande diversidade de dimensões, sugerindo que os fragmentos vulcânicos não foram retrabalhados (*i.e.*: selecionados), estando essencialmente *in-situ*. Dois tipos texturais de vitroclastos ocorrem na matriz. O primeiro tipo possui cor amarelada, forma

poligonal com margens retilíneas ou curvilíneas e fraturas perlíticas bem desenvolvidas (Fig.33A, B). Em alguns casos esses vitroclastos encontram-se substituídos por minerais secundários. É possível observar que a substituição ocorre através dos planos da fratura perlítica (Fig.33G, H). O segundo tipo de vitroclastos possui cor avermelhada, similar a descrita para o núcleo dos diques e lítoclastos, e comumente ocorre com formas de parede de vesículas. A ocorrência de dois tipos texturais de vitroclastos levantou a possibilidade de que estes fragmentos não fossem cogenéticos, porém, em detalhe é possível observar fragmentos vítreos intermediários entre os amarelados e os avermelhados (Fig.33). Além disso em alguns casos os fragmentos vítreos amarelados ocorrem associados a mesma assembleia de fenocristais descritas para o núcleo dos diques. Portanto interpretamos esses dois tipos texturais como cogenéticos aos diques (*i.e.*: oriundos da fragmentação dos diques). A diferença textural possivelmente reflete diferentes graus de cristalinidade, sendo possível observar que os fragmentos perlíticos possuem menos micrólitos de plagioclásio que os avermelhados.

A matriz da litofácies BLms é composta por uma mistura entre fragmentos vulcânicos vítreos e grãos siliciclásticos cimentados por zeólitas (Fig.34E, F, H). Os fragmentos vítreos da matriz são variam de dezenas de milímetros até  $< 0,1\text{mm}$ , possuem formas predominantemente poligonais, mas, também ocorrem com formas fusiformes. Os dois tipos texturais de vitroclastos descritos acima também são reconhecidos nesta litofácies. Os grãos siliciclásticos variam de granulometria areia até argila. Onde as texturas deposicionais encontram-se preservadas a porção siliciclástica possui laminação marcada pela alternância entre níveis de granulometria areia e níveis argilosos, similar à laminação descrita para fácies heterolíticas (Ht – Fig.34H), porém com porcentagem de argila estimada muito maior, podendo chegar até 50%. Essa laminação encontra-se dobrada, e, em alguns casos, dispostas paralelamente às margens dos fragmentos vulcânicos, indicando a fluidização do sedimento.

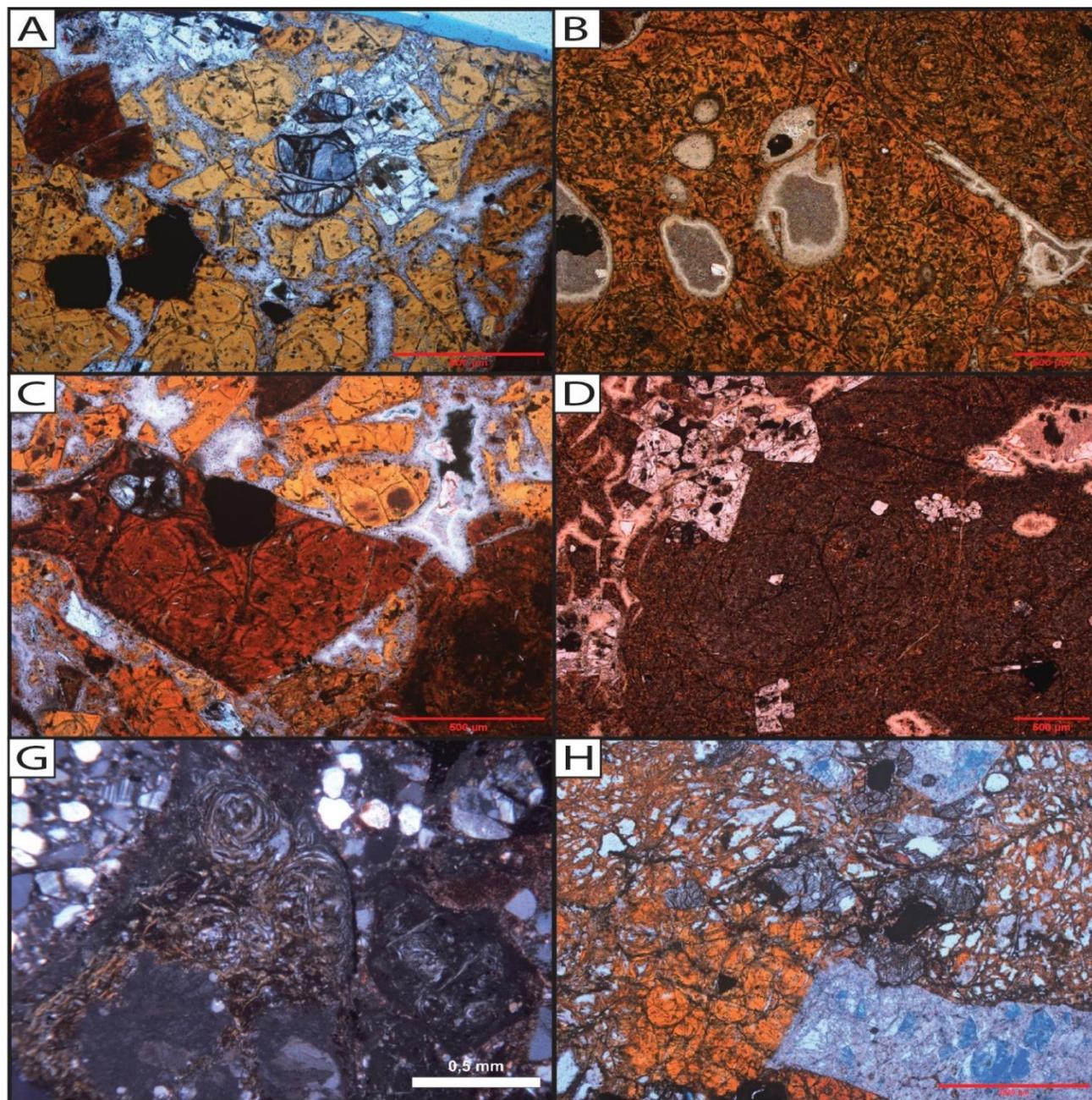


Figura 33 - - Textura interna dos vitroclastos; (A) Vitroclasto amarelado, com fraturas perlíticas bem desenvolvidas, associado a piroxênios e plagioclásios (albitizados); (B) Vitroclastos amarelo-escuro com fraturas perlíticas e vesículas; (C) Vitroclastos avermelhados, com fraturas perlíticas, associado a piroxênio e magnetita (opaco); (D) Vitroclastos marrom com fraturas perlíticas. Notar enriquecimento em micrólitos quando comparado aos vitroclastos amarelados. (G) e (H) substituição dos vitroclastos ao longo das fraturas perlíticas. Notar plagioclásio albitizado e parcialmente dissolvido em (H).

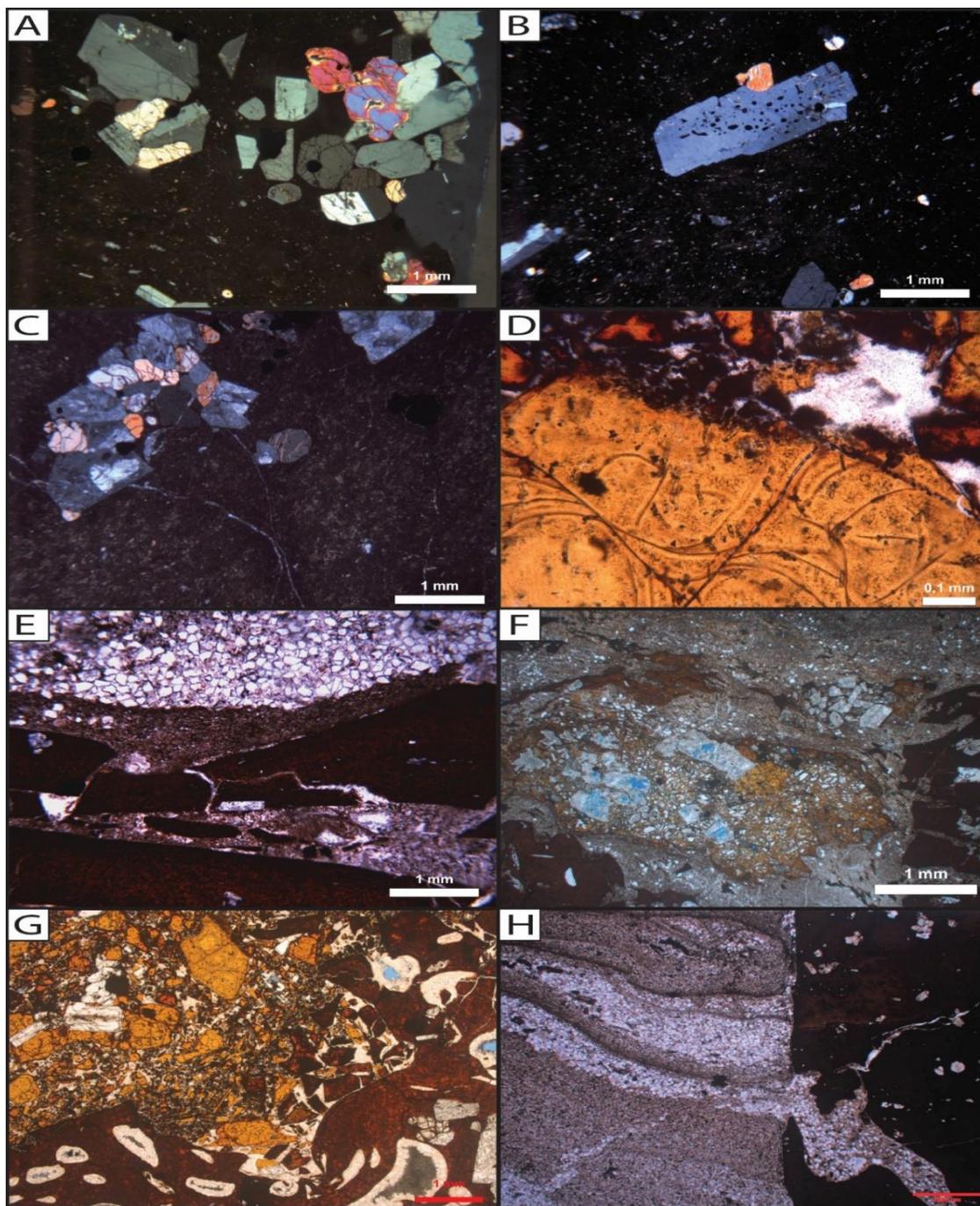


Figura 34 - (A) Lpm, composto por fenocristais de plagioclásio, clinopiroxênio, feldspato e magnetita; (B) Lpm, fenocristal de plagioclásio com textura em peneira, micrólitos de plagioclásio da matriz definem uma foliação de fluxo magmático; (C) BLjs, plagioclásio albitizado em litoclasto latítico; (D) BLjs, fragmento vítreo com fraturas perlíticas e fragmentos vítreos poligonais sub-milimétricos; (E) BLms, laminação siliciclástica paralela à margem de fragmentos vítreos *in-situ*; (F) BLjs, litoclasto fluidal com fenocristais dissolvidos/albitizados e parcialmente substituído ao longo dos planos de fratura perlíticas; (G) BLjs, litoclasto latítico com matriz vítrea avermelhada ocupando a porção inferior da foto. A matriz é composta por vitroclastos amarelados e avermelhados e cristaloclastos. Notar a grande diversidade granulométrica dos vitroclastos; (H) BLms, laminação siliciclástica heterolítica contorcida na margem de um vulcanoclasto.

Análises de MEV acoplado com um sensor EDS foram realizadas na lâmina VEC-12B (litofácies BLjs) com intuito de observar texturas e estimar a composição dos minerais opacos e das zeólitas. Neste trabalho foi dada maior importância a presença do pico do raio-x característico de um determinado elemento químico presente em uma fase específica, as porcentagens dos óxidos são utilizadas apenas para fins de comparação (*i.e.*: proporcionalidade). Os minerais opacos foram identificados como titano-magnetita com base nos picos de Ti e Fe e forma cristalina. Titano-magnetita é um opaco comumente descrito para as rochas ácidas do Grupo Serra Geral (Polo & Janasi, 2014; Simões *et al.*, 2019). Análises de EDS foram realizadas tanto nas zeólitas cimentado os fragmentos como nas zeólitas que preenchem vesículas *dentro* dos vulcanoclastos líticos. Em ambos os casos as zeólitas apresentam picos de Si, Al e Ca estando ausente picos de outros cátions comuns em zeólitas (sódio e potássio). As zeólitas que cimentam os fragmentos possuem uma zonação, visível ao microscópio e no modo de elétrons retroespalhados, com as bordas (*i.e.*: parede dos poros) mais enriquecidas em  $\text{CaO}_2$  e  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{O}$  e os centros enriquecidos em  $\text{SiO}_2$ . As zeólitas que preenchem vesículas são euédricas e apresentam forma losangular.

O estudo da morfologia de fragmentos vulcânicos em microscópio eletrônico de varredura (MEV) permite inferir o mecanismo que produziu estes fragmentos (*e.g.*: resfriamento brusco, exsolução de voláteis, freatomagmáticas etc; Wohletz, 1986; Zimanowski *et al.*, 2015). A amostra VEC-12B foi estudada em MEV no modo de elétrons secundários para comparar as morfologias dos fragmentos vulcânicos com aquelas fornecidas na literatura para fragmentos formados pela interação magma-água (Zimanowski *et al.*, 2015). Os fragmentos vulcânicos observados são poligonais, com margens retilíneas ou curvilíneas e superfícies predominantemente lisas com degraus e, subordinadamente, com corrugações que se assemelham a fraturas conchoidais (Fig.38A, B, C, D). Estes fragmentos assemelham-se aos fragmentos com “*stepped features*” (padrões em escadaria) identificados pelos autores em partículas relacionados a interações magma-água explosivas.. Apesar disso, a comparação direta é inconclusiva pois estudos da morfologia de fragmentos vulcânicos costumam ser realizados em depósitos recentes e inconsolidados. Outra feição observada em MEV foi a precipitação de minerais secundários ao longo das fraturas perlíticas, feição também observada no microscópio ótico (Fig.38E, F)

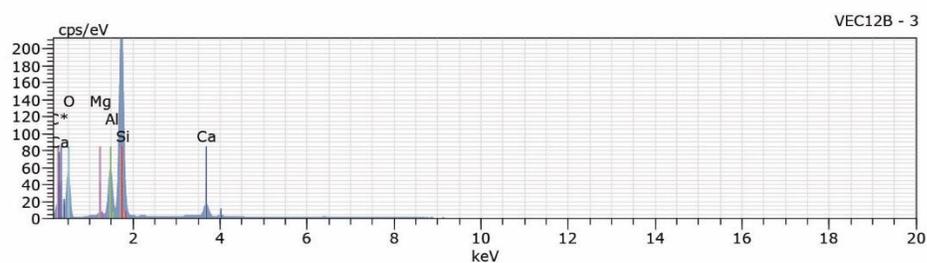
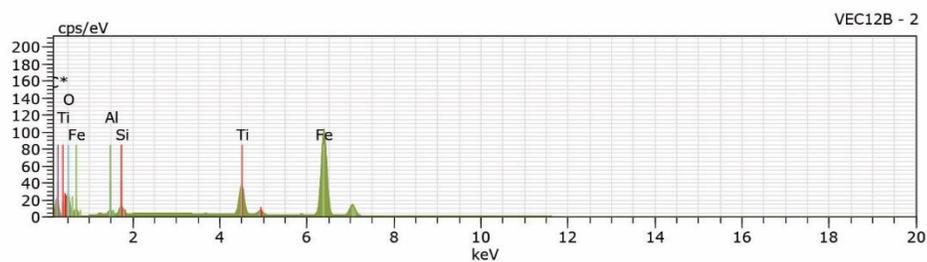
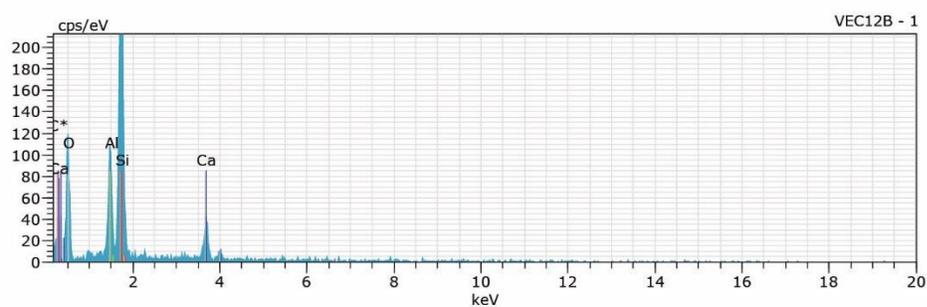
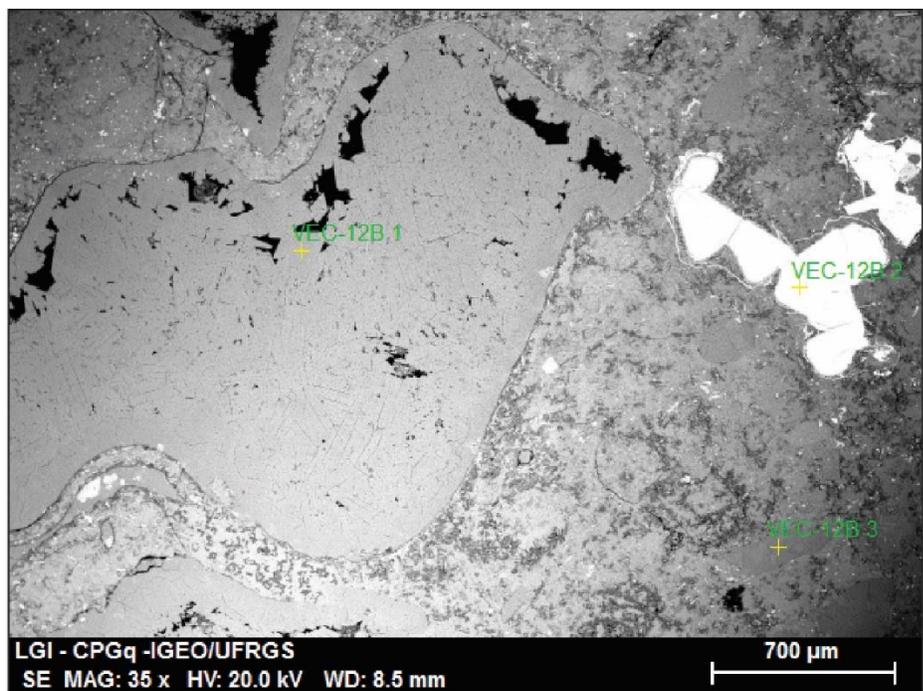
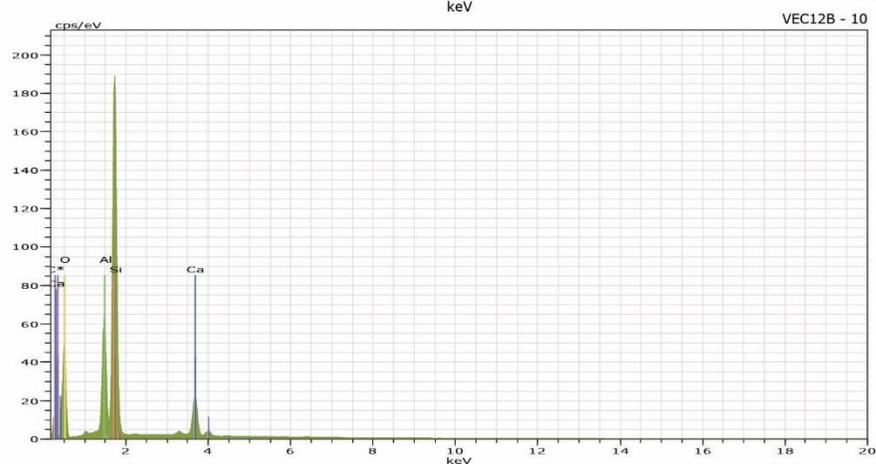
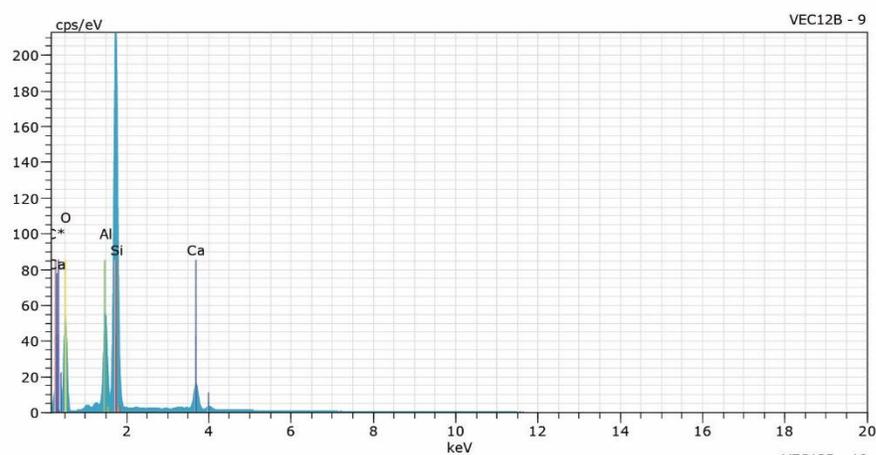
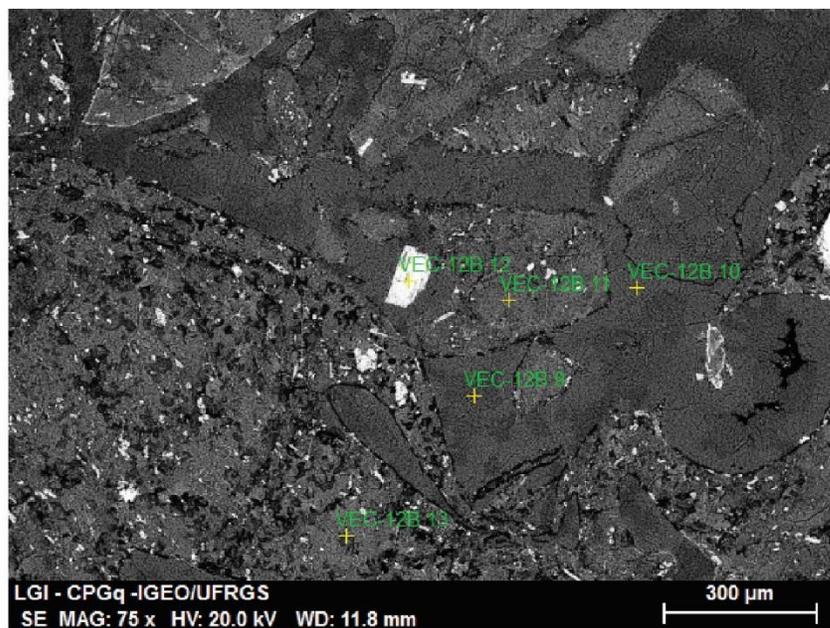


Figura 35 – Imagem em MEV no modo elétrons retroespalhado de um litoclasto latítico e espectro dos pontos realizados. VEC-12B1 – Zeólita preenchendo vesícula no litoclasto; VEC-12B2 - Ti-Magnetita; Vec-12B3 – Plagioclásio (extinção turva, albitizado?)



**Figura 36 - Imagem em MEV no modo elétrons retroespalhados de um litoclasto latítico, vitroclastos e cristaloclastos na matriz e espectro dos pontos realizados. Notar zonação nas zeólitas marcadas por diferentes tons de cinza (pontos VEC-12B9 e VEC12B10).**

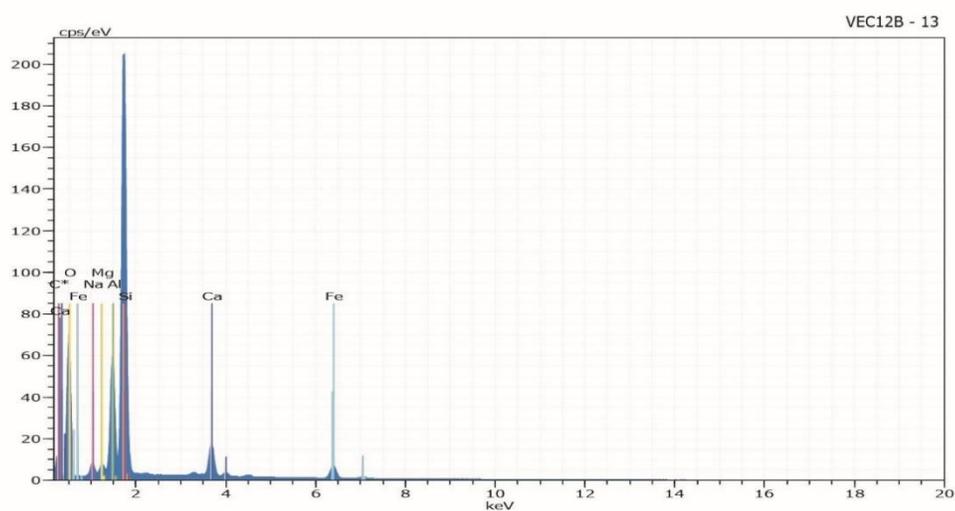
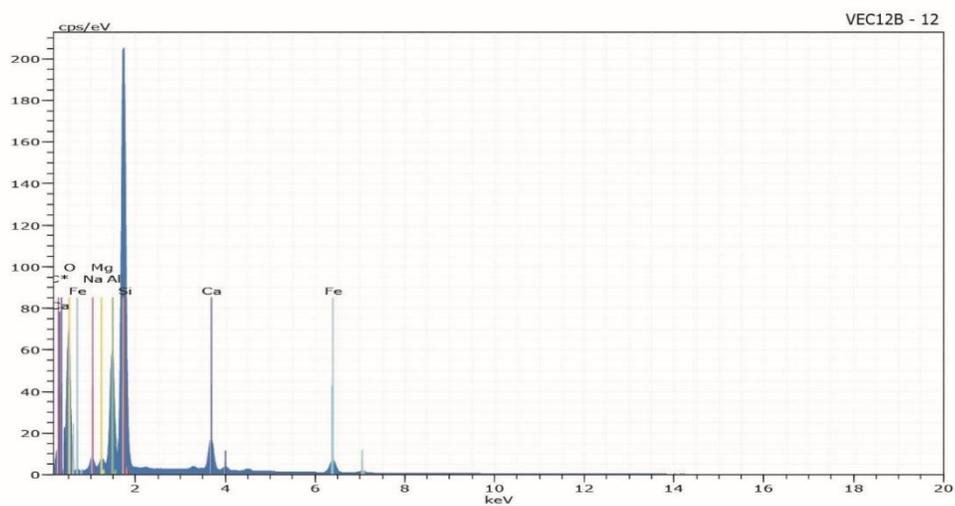
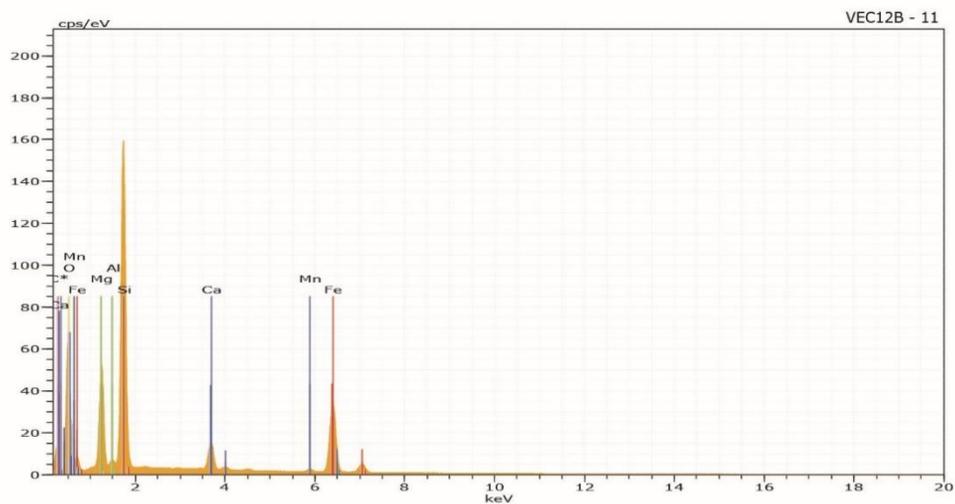
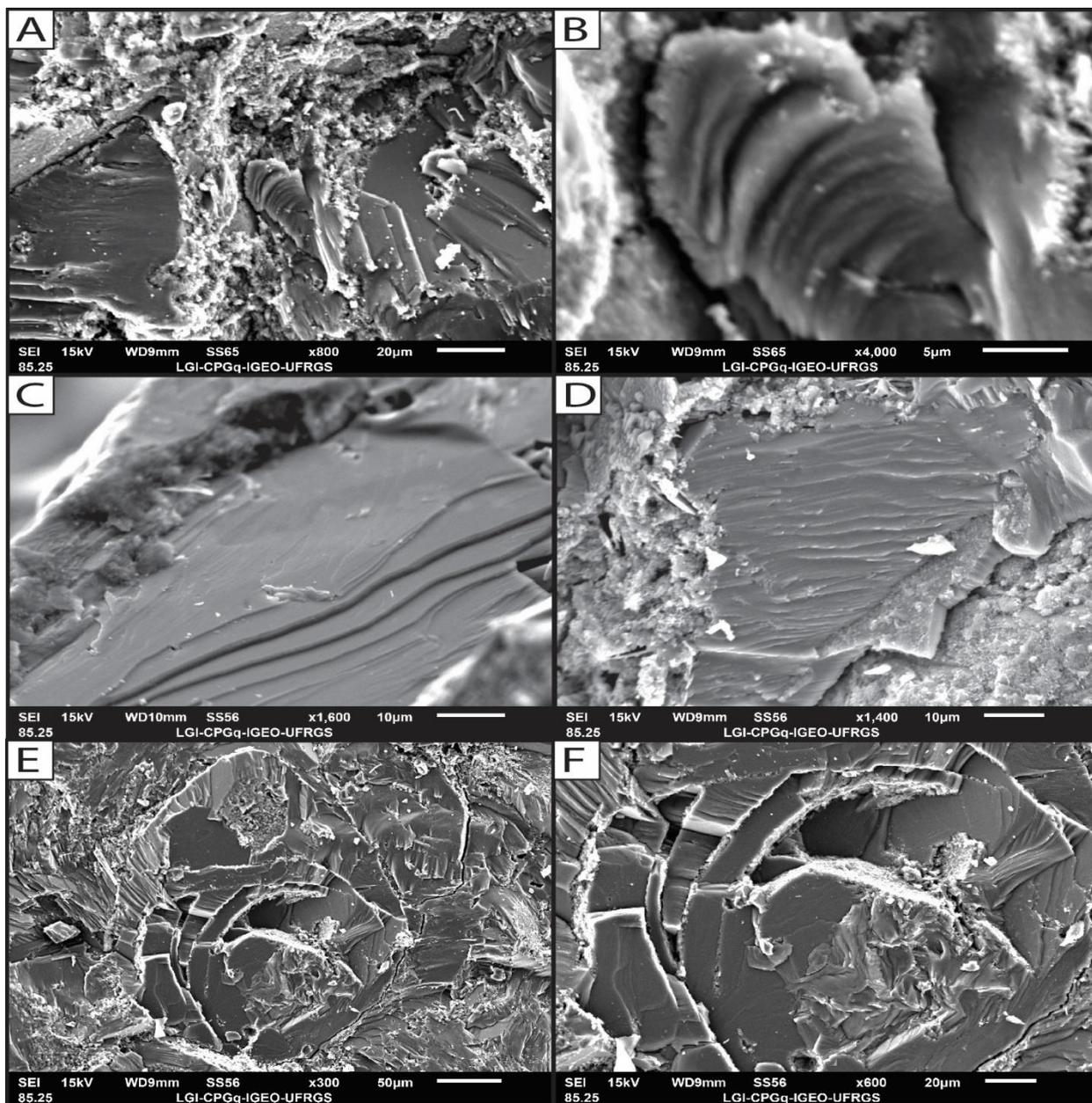


Figura 37 – Continuação dos pontos da Fig.36. VEC-12B11 – Análise do vidro em vitroclasto; VEC-12B12 – Clinopiroxênio; VEC-12B13 – análise do vidro em litoclasto vítreo.



**Figura 38 – Imagem de MEV no modo de elétrons secundários de fragmento de amostra da litofácies BLjs (amostra VEC12B); (A) Vitroclastos, poligonais, com margens retilíneas ou curvilíneas e superfícies lisas ou pouco corrugadas imersos em minerais secundários; (B) Detalhe do vitroclasto em (A), notar corrugações, possivelmente fraturas conchoidais; (C) Vitroclastos com superfície lisa e “degreis”; (D) Vitroclasto de superfície corrugada; (E) Vitroclastos com fraturas perlíticas bem desenvolvidas; (F) Detalhe das fraturas perlíticas em (E), notar precipitação de minerais secundários ao longo dos planos de fratura.**

#### 4.5 Um clima mais úmido para a Bacia do Paraná durante o episódio vulcânico Paraná-Etendeka

O paleoambiente contemporâneo ao vulcanismo Paraná-Etendeka no estado do Rio Grande do Sul identificado neste trabalho indica a existência de climas úmidos, com abundância de processos que requerem a presença de água meteórica. A deposição eólica, continua a existir durante a colocação dos vulcanitos no estado do Rio Grande do Sul, porém, essa deposição é marcada por lençóis de areias ao contrário das dunas eólicas superpostas umas às outras típicas da Fm. Botucatu. Essa conclusão é sustentada pela presença de:

- Litofácies sedimentares heterolíticas, com laminação marcada pela alternância de níveis argilosos com níveis arenosos. Essas litofácies foi interpretada como relacionadas à eventos curtos de sedimentação por fluxos subaquosos (*sheetfloods*; Martin & Turner, 1998);
- Litofácies sedimentares com laminação de baixo ângulo e níveis isolados com crista e dorso *ripples* eólicas preservadas foram interpretadas como relacionadas à deposição de lençóis de areia eólicos. A deposição eólica sobre a forma de lençóis de areia ao invés de dunas é favorecida pela baixa disponibilidade de areias secas (Kocurek & Nielson, 1986);
- Vulcanoclásticas basálticas de matriz sedimentar, interpretadas como peperitos. Ao contrário dos peperitos encontrados no contato do Grupo Serra Geral com a Fm. Botucatu, formados pela interação entre lavas e sedimentos eólicos secos (Jerram & Stollhofen, 2002; Petry *et al.*, 2007), os peperitos estudados indicam que o sedimento estava parcialmente ou completamente saturado em água, talvez até com a existência de pequenos corpos aquosos. A fluidização do sedimento, e a existência de vulcanoclastos sub-milimétricos corroboram com esta interpretação;
- Rochas vulcanoclásticas latíticas do afloramento da Usina Velha/Veranópolis foram interpretadas como relacionadas à interação entre diques alimentadores latíticos, sedimentos úmidos e água meteórica. A presença de peperitos e a abundância de textura *jig-saw* formada por fragmentos vítreos poligonais (hialoclastos) corroboram com esta interpretação.

Diversos autores já haviam reconhecido a existência de um clima úmido com abundante água meteórica para os vulcanitos do Grupo Serra Geral com base no estudo de morfologias vulcânicas características de colocação subaquosa, peperitos ou do registro sedimentar associado (Tabela 5). A maior parte destes trabalhos, com exceção do trabalho de Luchetti *et*

*al* (2014). foram realizados nos estados do Paraná, São Paulo e Minas Gerais. O reconhecimento de um paleoclima úmido contemporâneo aos vulcanitos do Rio Grande do Sul é importante, pois geralmente os modelos indicam que o vulcanismo Paraná-Etendeka, e a abertura do Atlântico Sul ocorreram de sul para norte, sendo as primeiras manifestações vulcânicas de toda a província aquelas que ocorrem no Rio Grande do Sul (Peate *et al.*, 1992). Além disso, as primeiras manifestações vulcânicas no estado do Rio Grande do Sul ocorreram sobre um sistema deposicional eólico hiperárido em plena atividade (Scherer, 2002; Waichel *et al.*, 2008). Logo, a mudança entre um clima hiperárido para um clima úmido foi rápida em termos geológicos. Trabalhos futuros deverão melhorar a caracterização do paleoambiente associado ao vulcanismo e propor mecanismos que possam explicar essa possível mudança climática. Os mecanismos mais aceitos seriam a emissão de gases vulcânicos (Wignall, 2001; Self *et al.*, 2014), porém, ressalta-se que os depósitos heterolíticos ocorrem intercalados com *pahoehoes* compostas da Fm. Torres. Estas *pahoehoes* representam as primeiras lavas da província no estado e são indicativas de baixas taxas de efusão, possivelmente também com baixas taxas de liberação de gases vulcânicos para a atmosfera terrestre. Na busca por relações causais entre vulcanismo e mudanças climáticas é importante ter em mente que o vulcanismo e o ambiente sedimentar associado interagem de maneira complexas.

**Tabela 5 - Localidade, tipo de ocorrências e trabalhos publicados com evidências de um clima úmido para Bacia do Paraná durante a colocação da província Paraná-Etendeka.**

<b>Localidade</b>	<b>Tipo de ocorrência</b>	<b>Trabalho</b>
Araçatuba (SP)	<i>Pillow lavas</i>	Mano (1987)
Oeste do Paraná	Peperitos basálticos e sedimentares lacustres	Waichel <i>et al.</i> (2007)
Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul	Peperitos ácidos e sedimentares lacustres	Luchetti <i>et al.</i> (2014)
Região de Uberlândia (MG)	<i>Pillow lavas</i> , peperitos e sedimentares lacustres.	De Moraes & Seer (2017)
Região de Barros Cassal e Bento Gonçalves	Siliciclásticas heterolíticas, peperitos basálticos e hidrovulcanismo ácido.	Este trabalho

## 5. Conclusão

- As rochas siliciclásticas identificadas na área de estudo estão relacionadas a processos sedimentares que atuaram concomitantes à atividade vulcânica da província Paraná-Etendeka. Durante os períodos intereruptivos, ocorreu a deposição sedimentar sobre o substrato vulcânico, dando origem às rochas siliciclásticas intercaladas com os produtos vulcânicos.
- As litofácies siliciclásticas associadas à Fm. Torres indicam a existência de sistemas deposicionais fluvio-eólicos, onde coexistiu a deposição sedimentar por fluxos subaquosos efêmeros e por processos eólicos.
- Eventos episódicos de sedimentação por enchentes (*sheetfloods*) são representados pelas litofácies arenito maciços (Sm) e heterólitos (Ht). A formação destas litofácies possivelmente é relacionada a drenagens de águas de chuva. Enquanto a velocidade da drenagem era alta, grãos de granulometria areia eram depositados no leito da drenagem por tração, e, durante a subsequente perda de velocidade da corrente, causada por um volume de água disponível limitado (*i.e.*: efêmero), depositam-se grãos de granulometria argila pela decantação em corpos d'água estagnados (Martin, 2000). A litofácies Sm representa momentos em que os fluxos subaquosos estavam hiperconcentrados em sedimentos (Martin & Turner, 1998)
- A deposição eólica é marcada por arenitos com estratificação de baixo ângulo bem desenvolvida e níveis isolados com cristas e dorsos de *ripples* eólicas. A deposição foi interpretada como relacionada a lençóis de areia eólicos. A formação de lençóis de areia ao invés de dunas eólicas é favorecida sobre condições de clima mais úmido (Kocurek & Nelson, 1986).
- A interação entre lavas basálticas da Fm. Torres e sedimentos úmidos e inconsolidados deu origem às litofácies vulcanoclásticas basálticas de matriz sedimentar, interpretadas como peperitos (Skilling *et al.*, 2002).
- Arenitos com geometria de "diques" são comuns na área de estudo. Na maior parte dos casos estudados, esses corpos são formados pelo preenchimento de fraturas no substrato vulcânico. Subordinadamente, alguns desses corpos são diques clásticos *sensu strictu*,

provavelmente formados pela fluidização de arenitos intercalados com as vulcânicas devido à compactação e sobrecarga causada pelo peso destas vulcânicas. Diques de arenitos formados por preenchimento de fraturas conectam-se aos arenitos no topo enquanto diques de arenitos formados por fluidização conectam-se aos arenitos na base.

- Propõe-se que, durante a compactação das siliciclásticas intercaladas com os vulcanitos, as litofácies com laminação heterolítica sejam preferencialmente fluidizadas, devido à baixa permeabilidade dos níveis argilosos, enquanto arenitos sem níveis argilosos acomodam a compactação principalmente por reorganização e fraturamento dos grãos.
- Os diques e vulcanoclásticas latíticas do afloramento da Usina Velha (Veranópolis - RS) estão relacionadas à interação entre magmas, sedimentos siliciclásticos inconsolidados e água meteórica. Interpreta-se que a interação ocorreu de forma predominantemente passiva (*i.e.*: não explosiva), dando origem a hialoclastitos e peperitos. A característica do sedimento associado às vulcanoclásticas indica que este foi depositado em ambiente lacustre. Ressalta-se porém que o afloramento é complexo e trabalhos futuros devem melhorar a caracterização e interpretação destes depósitos.
- Este estudo indica que as condições climáticas contemporâneas à atividade vulcânica do Grupo Serra Geral nas áreas estudadas eram mais úmidas do que as condições que caracterizam a Fm. Botucatu sotoposta. Trabalhos futuros deverão focar melhorar o entendimento das condições paleoclimáticas e o modo de colocação destes vulcanitos, para que possam ser postuladas relações de causalidade entre o vulcanismo e essa possível mudança climática.

## Referências

- Barreto, C.J.S., de Lima, E.F., Scherer, C.M., Rossetti, L. de M.M., 2014. Lithofacies analysis of basic lava flows of the Paraná igneous province in the south hinge of Torres Syncline, Southern Brazil. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 285, 81–99. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.08.008>
- Bond, D.P.G., Wignall, P.B., 2014. Large igneous provinces and mass extinctions: An update. *Geol. Soc. Am.* 2505, 29–55. [https://doi.org/10.1130/2014.2505\(02\)](https://doi.org/10.1130/2014.2505(02))
- Bridge, J.S., Best, J.L., 1988. Flow, sediment transport and bedform dynamics over the transition from dunes to upper-stage plane beds: implications for the formation of planar laminae. *Sedimentology* 35, 753–763. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1988.tb01249.x>
- Bryan, S.E., Ernst, R.E., 2008. Revised definition of Large Igneous Provinces (LIPs). *Earth-Science Rev.* 86, 175–202. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2007.08.008>
- Bryan, S.E., Peate, I.U., Marsh, J.S. (Goonie), Self, S., Peate, D.W., Jerram, D.A., Mawby, M.R., Miller, J.A., 2010. The largest volcanic eruptions on Earth. *Earth-Science Rev.* 102, 207–229. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.07.001>
- Busby-Spera, C.J., White, J.D.L., 1987. Variation in peperite textures associated with differing host-sediment properties. *Bull. Volcanol.* 49, 765–776. <https://doi.org/10.1007/BF01079827>
- Coffin, M.F., Eldholm, O., 1993. Large Igneous Provinces and the Mantle Plume Hypothesis. *Sci. Am.* 269, 42–49. <https://doi.org/10.2113/gselements.1.5.265>
- Coffin, M.F., Eldholm, O., 1992. Volcanism and continental break-up: a global compilation of large igneous provinces. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 68, 17–30. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1992.068.01.02>
- Coffins, M.F., Eldholm, O., 2001. Igneous Provinces, in: *Encyclopedia of Ocean Sciences*. Elsevier, pp. 1290–1298. <https://doi.org/10.1006/rwos.2001.0463>
- De Moraes, L.C., Seer, H.J., 2018. Pillow lavas and fluvio-lacustrine deposits in the northeast of Paraná Continental Magmatic Province, Brazil. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 355, 78–86. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.03.024>

- Duarte, L.C., Hartmann, L.A., Vasconcellos, 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. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.05.019>
- Duraiswami, R.A., Bondre, N.R., Managave, S., 2008. Morphology of rubbly pahoehoe (simple) flows from the Deccan Volcanic Province: Implications for style of emplacement. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 177, 822–836. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.01.048>
- Ebinghaus, A., Hartley, A.J., Jolley, D.W., Hole, M., Millett, J., 2014. Lava-sediment interaction and drainage-system development in a Large Igneous Province: Columbia River Flood Basalt Province, Washington State, U.S.A. *J. Sediment. Res.* 84, 1041–1063. <https://doi.org/10.2110/jsr.2014.85>
- Ernst, R.E., Youbi, N., 2017. How Large Igneous Provinces affect global climate, sometimes cause mass extinctions, and represent natural markers in the geological record. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 478, 30–52. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2017.03.014>
- Fisher, R. V., 1961. Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. *Bull. Geol. Soc. Am.* 72, 1409–1414. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1961\)72\[1409:PCOVSA\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1961)72[1409:PCOVSA]2.0.CO;2)
- Fisher, R. V., Smith, G.A., 1991. *Volcanism, Tectonics and Sedimentation. Sediment. Volcan. Settings* 1–5. <https://doi.org/10.2110/pec.91.45.0001>
- Frank, H.T., 2008. Gênese e padrões de distribuição de minerais secundários na formação Serra Geral (Bacia do Paraná). Porto Alegre, 316p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Frank, H.T., Gomes, M.E.B., Formoso, M.L.L., 2009. Review of the areal extent and the volume of the Serra Geral Formation, paraná Basin, South America. *Pesqui. em Geociências* 36, 49–57.
- Folk, R. L., 1968. *Petrology of sedimentary rocks*. Austin, Texas (HemphilPs Book Store)
- Furnes, H., Fridleifsson, I.B., Atkins, F.B., 1980. Subglacial volcanics — On the formation of

acid hyaloclastites. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 8, 95–110. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(80\)90009-8](https://doi.org/10.1016/0377-0273(80)90009-8)

Gauer Pasqualon, N., Fernandes de Lima, E., dos Santos Scherer, C.M., de Magalhães May Rossetti, L., Rodrigues da Luz, F., 2019. Lithofacies association and stratigraphy of the Paredão Volcano, Trindade Island, Brazil. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 380, 48–63. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.05.011>

Michelin, C.R.L., 2014. *Ágata do Distrito Mineiro de Salto do Jacuí ( Rio Grande do Sul , Brasil ) - uma caracterização com base em técnicas estratigráficas, petrográficas , geoquímicas e isotópicas.* Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Hartmann, L.A., Arena, K.R., Duarte, S.K., 2012. Geological relationships of basalts, andesites and sand injectites at the base of the Paraná volcanic province, Torres, Brazil. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 237–238, 97–111. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.05.017>

Hartmann, L.A., Baggio, S.B., Duarte, S.K., 2013. Decoding geochemical and gamma-spectrometric signatures from lavas and sand injectites at the base of the Paraná volcanic province, Novo Hamburgo, Brazil. *Int. Geol. Rev.* 55, 510–524. <https://doi.org/10.1080/00206814.2012.746804>

Horn, B.L.D., Goldberg, K., Schultz, C.L., 2018. Interpretation of massive sandstones in ephemeral fluvial settings: A case study from the Upper Candelária Sequence (Upper Triassic, Paraná Basin, Brazil). *J. South Am. Earth Sci.* 81, 108–121. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.10.009>

Hurst, A., Scott, A., Vigorito, M., 2011. Physical characteristics of sand injectites. *Earth-Science Rev.* 106, 215–246. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2011.02.004>

Jerram, D.A., Stollhofen, H., 2002. Lava-sediment interaction in desert settings; are all peperite-like textures the result of magma-water interaction? *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 114, 231–249. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(01\)00279-7](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(01)00279-7)

Kent Condie, 2016. *Earth as an Evolving Planetary System.* Elsevier Academic Press. 418p <https://doi.org/10.1016/C2015-0-00179-4>

- Kocurek, G., Nielson, J., 1986. Conditions favourable for the formation of warm-climate aeolian sand sheets. *Sedimentology* 33, 795–816. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1986.tb00983.x>
- Kokelaar, B.P., 1982. Fluidization of wet sediments during the emplacement and cooling of various igneous bodies. *J. Geol. Soc. London.* 139, 21–33. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.139.1.0021>
- Kokelaar, P., 1986. Magma-water interactions in subaqueous and emergent basaltic. *Bull. Volcanol.* 48, 275–289. <https://doi.org/10.1007/BF01081756>
- Langford, R.P., 1989. Fluvial-aeolian interactions: Part I, modern systems. *Sedimentology* 36, 1023–1035.
- Langford, R.P., Chan, M.A., 1989. Fluvial-aeolian interactions: Part II, ancient systems. *Sedimentology* 36, 1037–1051.
- Leinz, V., 1949. Contribuição à Geologia dos Derrames Basálticos do Sul do Brasil. *Bol. da Fac. Filos. Ciências e Let. Univ. São Paulo. Geol.* 1. <https://doi.org/10.11606/issn.2526-3862.bffcluspgeologia.1949.121703>
- Lorenz, V., Haneke, J., 2004. Relationship between diatremes, dykes, sills, laccoliths, intrusive-extrusive domes, lava flows, and tephra deposits with unconsolidated water-saturated sediments in the late Variscan intermontane Saar-Nahe Basin, SW Germany. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 234, 75–124. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.2004.234.01.07>
- Luchetti, A.C.F., Nardy, A.J.R., Madeira, J.E.O., Arnosio, J.M., Machado, F.B., 2014. New insights on the occurrence of peperites and sedimentary deposits within the silicic volcanic sequences of the Paraná Magmatic Province, Brazil. *Solid Earth* 5, 121–130. <https://doi.org/10.5194/se-5-121-2014>
- Mano, V.G.T., 1988. Estudos geológicos e geotécnicos das discontinuidades rochosas, “pillow lavas” e paleocanal nos basaltos de fundação da barragem de Nova Avanhandava, Rio Tietê (SP). Universidade de São Paulo, São Paulo. <https://doi.org/10.11606/D.44.1988.tde-15092015-150736>
- Martin, A.J., 2000. Flaser and wavy bedding in ephemeral streams: A modern and an ancient

- example. *Sediment. Geol.* 136, 1–5. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(00\)00085-3](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(00)00085-3)
- Martin, C.A.M., Turner, B.R., 1999. Abstract: Origins of Massive-Type Sandstones in Braided River Systems; *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 83 (1999). <https://doi.org/10.1306/c9ebc135-1735-11d7-8645000102c1865d>
- McPhie, J., Doyle, M., Allen, R., 1994. Volcanic Textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks, *Bulletin of Volcanology*. <https://doi.org/10.1007/BF00326466>
- Miall, A.D., 1985. Architectural-element analysis: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Sci. Rev.* 22, 261–308. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(85\)90001-7](https://doi.org/10.1016/0012-8252(85)90001-7)
- Milani, E.J., Melo, J.H.G., Souza, P.A. De, Fernandes, L.A., França, A.B., 2007. Bacia do Paraná. *Bol. geociências da Petrobrás* 15, 265–287.
- Nelson, C.E., Jerram, D.A., Hobbs, R.W., 2009. Flood basalt facies from borehole data: implications for prospectivity and volcanology in volcanic rifted margins. *Pet. Geosci.* 15, 313–324. <https://doi.org/10.1144/1354-079309-842>
- Óskarsson, B. V, Riishuus, M.S., 2014. The mode of emplacement of Neogene flood basalts in eastern Iceland: Facies architecture and structure of simple aphyric basalt groups. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 289, 170–192. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.11.009>
- Peate, D.W., Hawkesworth, 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. <https://doi.org/10.1007/BF00301125>
- Pedro Victor Zalan, Sven Wolff, Marco Antonio M. Astolfi, Ines Santos Vieira, Joao Claudio J. Concelcao, Valeria T. Appi, Eugenio V. S. Neto, Jose R. Cerqueira, A.M., 1990. The Paraná Basin, Brazil. *AAPG Spec. Vol.* 681–708.
- Petry, K., Jerram, D.A., de Almeida, D. del P.M., Zeffass, H., 2007. Volcanic-sedimentary features in the Serra Geral Fm., Paraná Basin, southern Brazil: Examples of dynamic lava-sediment interactions in an arid setting. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 159, 313–325. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.06.017>
- Pichler, H., 1965. Acid hyaloclastites. *Bull. Volcanol.* 28, 293–310.

<https://doi.org/10.1007/BF02596934>

- Polo, L.A., Janasi, V. de A., 2014. Volcanic stratigraphy of intermediate to acidic rocks in southern Paraná Magmatic Province, Brazil. *Geol. USP. Série Científica* 14, 83–100. <https://doi.org/10.5327/z1519-874x201400020005>
- Reidel, S.P., Camp, V.E., Tolan, T.L., Martin, B.S., 2015. The Columbia River flood basalt province: Stratigraphy, areal extent, volume, and physical volcanology 2497, 1–43. [https://doi.org/10.1130/2013.2497\(01\)](https://doi.org/10.1130/2013.2497(01))
- Reis, A.D. dos, Scherer, C.M. dos S., Amarante, F.B. do, Rossetti, M. de M.M., Kifumbi, C., Souza, E.G. de, Ferronato, J.P.F., Owen, A., 2019. Sedimentology of the proximal portion of a large-scale, Upper Jurassic fluvial-aeolian system in Paraná Basin, southwestern Gondwana. *J. South Am. Earth Sci.* 95, 102248. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102248>
- Rosa, C.J.P., McPhie, J., Relvas, J.M.R.S., 2016. Distinguishing peperite from other sediment-matrix igneous breccias: Lessons from the Iberian Pyrite Belt. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 315, 28–39. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.02.007>
- Ross, P.S., Ukstins Peate, I., McClintock, M.K., Xu, Y.G., Skilling, I.P., White, J.D.L., Houghton, B.F., 2005. Mafic volcanoclastic deposits in flood basalt provinces: A review. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 145, 281–314. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.02.003>
- Rossetti, L.M., Lima, E.F., Waichel, B.L., Scherer, C.M., Barreto, C.J., 2014. Stratigraphical framework of basaltic lavas in Torres Syncline main valley, southern Parana-Etendeka Volcanic Province. *J. South Am. Earth Sci.* 56, 409–421. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2014.09.025>
- Rossetti, L.M., Waichel, B.L., Hole, M.J., Simões, M.S., Lima, E.F., Scherer, C.M.S., 2017. Lithostratigraphy and volcanology of the Serra Geral Group, Paraná-Etendeka Igneous Province in Southern Brazil: Towards a formal stratigraphical framework. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 355, 98–114. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.05.008>
- Scherer, C.M.S., 2002. Preservation of aeolian genetic units by lava flows in the Lower Cretaceous of the Paraná Basin, Southern Brazil. *Sedimentology* 49, 97–116.

<https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2002.00434.x>

- Scherer, C.M.S., 2000. Eolian dunes of the Botucatu Formation (Cretaceous) in southernmost Brazil: Morphology and origin. *Sediment. Geol.* 137, 63–84. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(00\)00135-4](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(00)00135-4)
- Schipper, C.I., Zimanowski, B., Schmid, A., Büttner, R., White, J.D.L., Sonder, I., 2011. Experimental interaction of magma and “dirty” coolants. *Earth Planet. Sci. Lett.* 303, 323–336. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.01.010>
- Self, S., Schmidt, A., Mather, T.A., 2014. Emplacement characteristics, time scales, and volcanic gas release rates of continental flood basalt eruptions on Earth. *Geol. Soc. Am.* 2505, 319–337. [https://doi.org/10.1130/2014.2505\(16\)](https://doi.org/10.1130/2014.2505(16))
- Self, S., Thordarson, T., Keszthelyi, L., 1997. Emplacement of continental flood basalt lava flows. *Geophys. Monogr. Ser.* 100, 381–410. <https://doi.org/10.1029/GM100p0381>
- Simões, M.S., Lima, E.F., Rossetti, L.M.M., Sommer C.A., 2019 . The low-Ti high-temperature dacitic volcanism of the southern Parana-Etendeka LIP: Geochemistry, implications for trans-Atlantic correlations and comparison with other Phanerozoic LIPs. *Lithos.* V.342-343, Pg.187-205
- Skilling, I.P., White, J.D.L., McPhie, J., 2002. Peperite: A review of magma-sediment mingling. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 114, 1–17. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(01\)00278-5](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(01)00278-5)
- Stollhofen, H., Mountney, N.P., Jerram, D.A., Howell, J.A., Long, D., 2010. Death of a sand sea: an active aeolian erg systematically buried by the Etendeka flood basalts of NW Namibia. *J. Geol. Soc. London.* 157, 513–516. <https://doi.org/10.1144/jgs.157.3.513>
- Svensen, H.H., Heimdal, T.H., Torsvik, T.H., Jerram, D.A., Augland, L., Pereira, E., Callegaro, S., Planke, S., 2017. Gondwana Large Igneous Provinces: plate reconstructions, volcanic basins and sill volumes. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 463, 17–40. <https://doi.org/10.1144/sp463.7>
- Thiede, D.S., Vasconcelos, P.M., 2010. Parana flood basalts: Rapid extrusion hypothesis confirmed by new Ar-40/Ar-39 results. *Geology* 38, 747–750. <https://doi.org/10.1130/G30919.1>

- Tyrell, G.W., 1937. Flood basalts and fissure eruption. *Bull. Volcanol.* 1, 89–111. <https://doi.org/10.1007/BF03028044>
- Waichel, B.L., de Lima, E.F., Sommer, C.A., Lubachesky, R., 2007. Peperite formed by lava flows over sediments: An example from the central Paraná Continental Flood Basalts, Brazil. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 159, 343–354. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.07.009>
- Waichel, B.L., Scherer, C.M.S., Frank, H.T., 2008. Basaltic lava flows covering active aeolian dunes in the Paraná Basin in southern Brazil: Features and emplacement aspects. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 171, 59–72. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.11.004>
- Walker, G.P.L., 1971. Compound and simple lava flows and flood basalts. *Bull. Volcanol.* 35, 579–590. <https://doi.org/10.1007/BF02596829>
- Wentworth, C.K., 1922. Clastic sediments - *J. Geology* 1922. *J. Geol.* 30, 377–392. <https://doi.org/10.1086/622910>
- White, J.D.L., 1996. Impure coolants and interaction dynamics of phreatomagmatic eruptions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 74, 155–170. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(96\)00061-3](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(96)00061-3)
- White, J.D.L., Houghton, B.F., 2006. Primary volcanoclastic rocks. *Geology* 34, 677–680. <https://doi.org/10.1130/G22346.1>
- White, J.D.L., McPhie, J., Skilling, I., 2000. Peperite: A useful genetic term. *Bull. Volcanol.* 62, 65–66. <https://doi.org/10.1007/s0044450050293>
- White, J.D.L., Ross, P.-S., 2011. Maar-diatreme volcanoes: A review. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 201, 1–29. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.01.010>
- White, J.D.L., McPhie, J., Soule, S.A., 2015. Submarine Lavas and Hyaloclastite, Second Edition, *The Encyclopedia of Volcanoes*. Elsevier Inc. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00019-5>
- Wignall, P.B., 2001. Large igneous provinces and mass extinctions. *Earth Sci. Rev.* 53, 1–33. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(00\)00037-4](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(00)00037-4)
- Wohletz, K.H., 1986. Explosive magma-water interactions: Thermodynamics, explosion

mechanisms, and field studies. *Bull. Volcanol.* 48, 245–264.  
<https://doi.org/10.1007/BF01081754>

Wright, J.V., F., C.R.A., 1987. Volcanic successions: Modern and ancient, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. <https://doi.org/10.1007/978-0-412-44640-5>

Yamagishi, H., Dimroth, E., 1985. A comparison of Miocene and Archean rhyolite hyaloclastites: Evidence for a hot and fluid rhyolite lava. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 23, 337–355.  
[https://doi.org/10.1016/0377-0273\(85\)90040-X](https://doi.org/10.1016/0377-0273(85)90040-X)

Yamagishi, H., 1991. Morphological and sedimentological characteristics of the Neogene submarine coherent lavas and hyaloclastites in Southwest Hokkaido, Japan. *Sediment. Geol.* 74, 5–23. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(91\)90032-9](https://doi.org/10.1016/0037-0738(91)90032-9)

Zhu, B., Guo, Z.J., Zhang, Z.Y., Cheng, F., 2014. Peperites in the Permian Tarim large igneous province in Northwest China and their constraints on the local eruption environments. *Sci. China Earth Sci.* 57, 2914–2921. <https://doi.org/10.1007/s11430-014-4966-5>

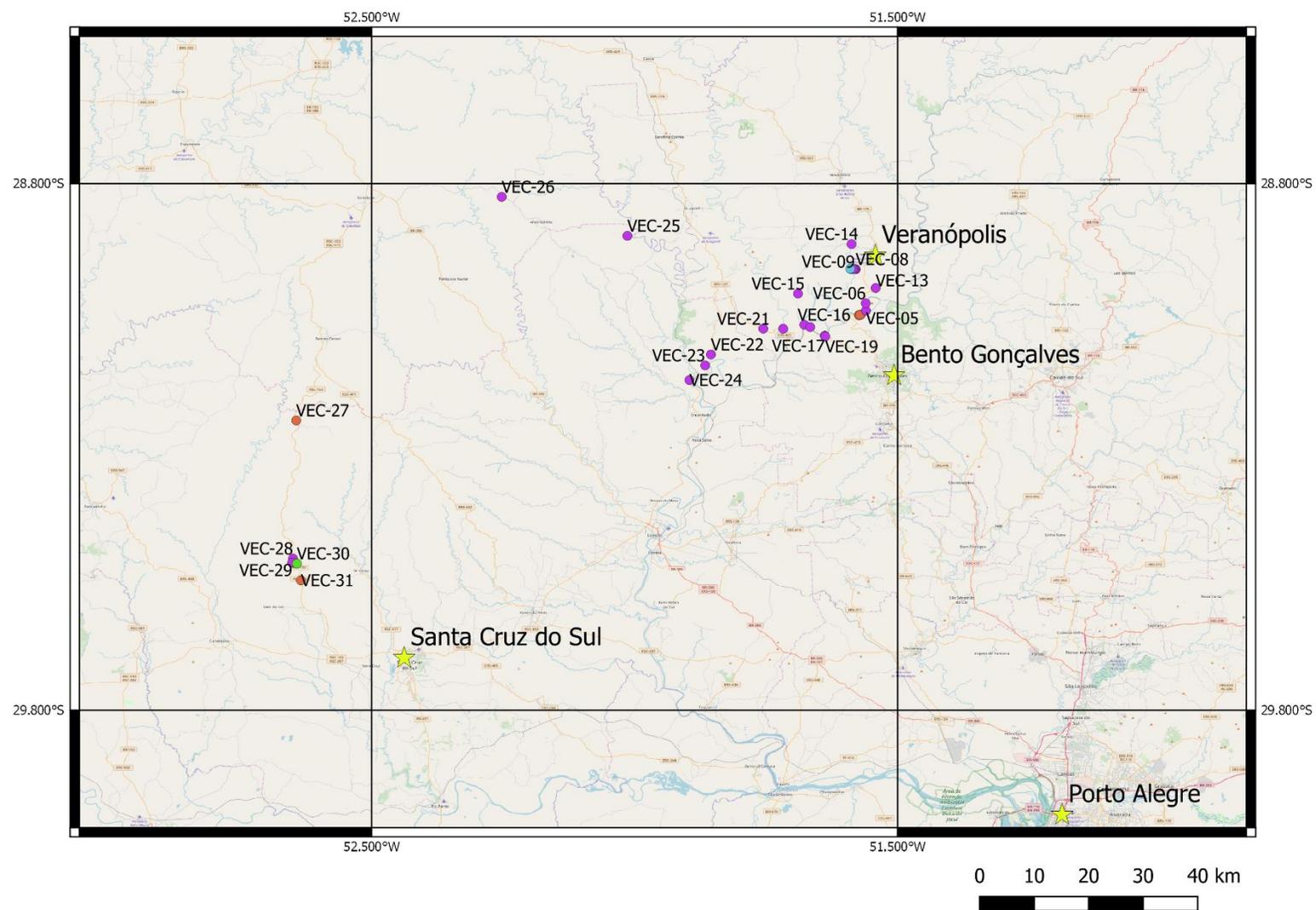
Zimanowski, B., Büttner, R., Dellino, P., White, J.D.L., Wohletz, K.H., 2015. Magma–Water Interaction and Phreatomagmatic Fragmentation. *Encycl. Volcanoes* 473–484.  
<https://doi.org/10.1016/b978-0-12-385938-9.00026-2>

## Apêndice

### **Apêndice A: Mapas de pontos e tabelas com dados de campo (continua na próxima página);**

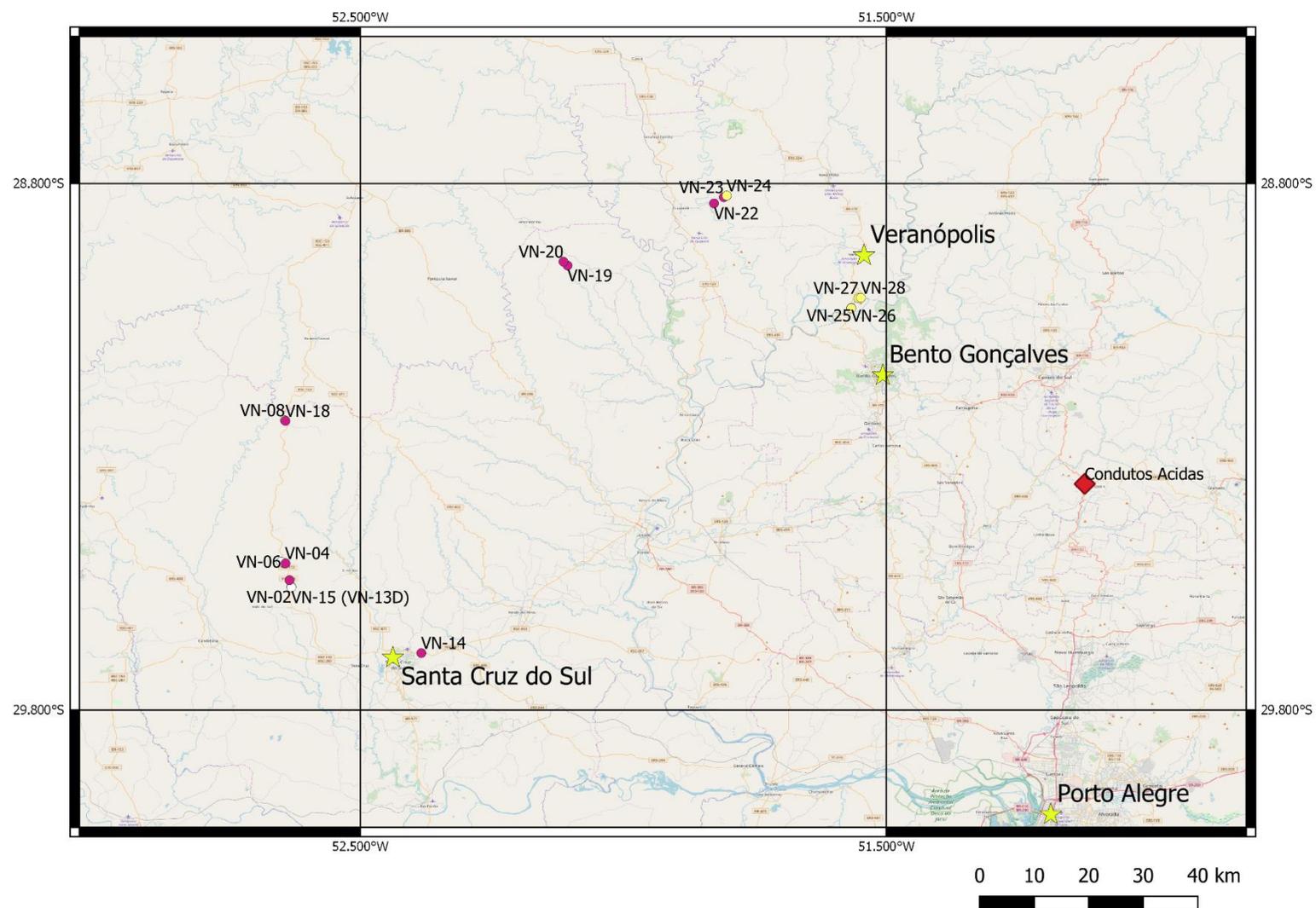
Formações estratigráficas designadas como “???” indicam que não foi possível reconhecer com confiança a formação estratigráfica. Notar também que alguns pontos possuem sobreposição e outros pontos foram realizados fora das áreas do mapa (especialmente ao longo da rodovia Rota do Sol e no município de Torres). Pontos fora dos perfis de interesse não foram utilizados ao longo do desenvolvimento do trabalho.

## Campo VEC - 4/10/2017 – 7/10/2017



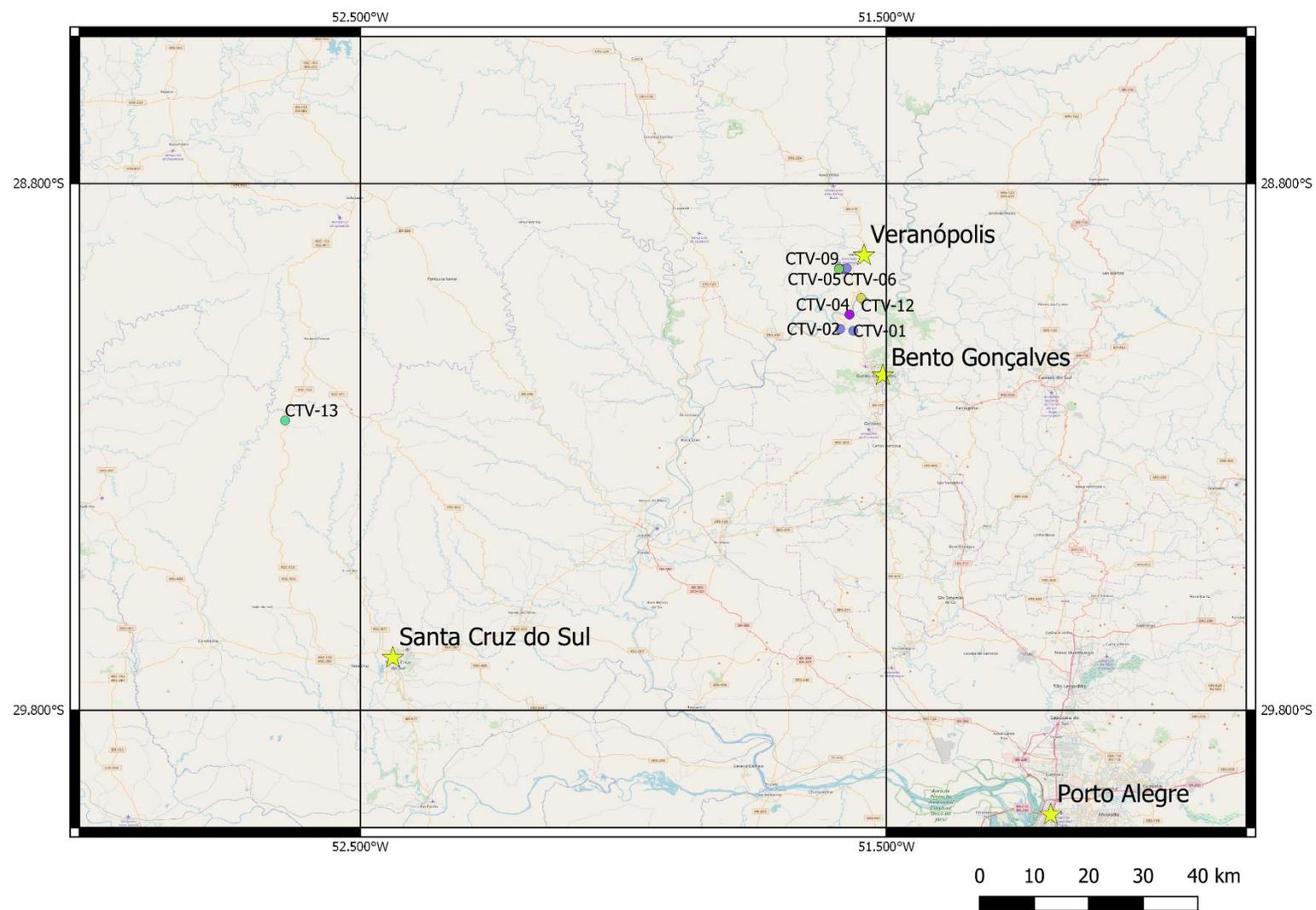
<b>Pontos</b>	<b>UTM E</b>	<b>UTM N</b>	<b>Cota</b>	<b>Formação estratigráfica</b>
<b>VEC-01</b>	444455	6786462	-	Fm. Torres
<b>VEC-02</b>	444150	6786385	146m	Fm. Torres
<b>VEC-03</b>	444127	6786340	151m	Fm. Torres
<b>VEC-04</b>	444327	6786434	154m	Fm. Torres
<b>VEC-05</b>	445417	6787309	238m	Fm. Palmas
<b>VEC-06</b>	445387	6708868	153m	Fm. Vale do Sol
<b>VEC-08</b>	443497	6796019	424m	Fm. Vale do Sol
<b>VEC-09</b>	443303	6796033	378m	Fm. Vale do Sol
<b>VEC-10</b>	443209	6796020	338m	Fm. Vale do Sol
<b>VEC-11</b>	442930	6796053	295m	Fm. Vale do Sol
<b>VEC-12</b>	442482	6796103	300m (no carro)	Fm. Palmas
<b>VEC-13</b>	447218	6792096	404m	Contato Fm. Vale do Sol – Fm. Palmas
<b>VEC-14</b>	442696	6801309	528m	Fm. Palmas
<b>VEC-15</b>	432828	6790833	501m	Fm. Palmas
<b>VEC-16</b>	434035	6784287	240m	Fm. Vale do Sol
<b>VEC-17</b>	437838	6782000	102m	Fm. Torres
<b>VEC-18</b>	435135	6783802	125m	???
<b>VEC-19</b>	437916	6781833	134m	Fm. Torres
<b>VEC-20</b>	430133	6783427	169m	Fm. Vale do Sol
<b>VEC-21</b>	426445	6783409	371m	???
<b>VEC-22</b>	416803	6777911	293m	???
<b>VEC-23</b>	415754	6775609	103m	Fm. Torres
<b>VEC-24</b>	412861	6772515	81m	Fm. Torres
<b>VEC-25</b>	401134	6802765	420m	Fm. Palmas
<b>VEC-26</b>	377757	6810728	686m	Fm. Palmas
<b>VEC-27</b>	340288	6763225	428m	Fm. Palmas
<b>VEC-28</b>	340106	6734155	488m	Fm. Palmas
<b>VEC-29</b>	339971	6733285	440m	Fm. Vale do Sol
<b>VEC-30</b>	340837	6733108	367m	Contato Fm. Torres – Fm. Vale do Sol
<b>VEC-31</b>	341616	6729590	162m	Fm. Torres

Campo VN - 2/08/2018 – 4/08/2018; 23/01/2019 – 25/01/2019



<b>Pontos</b>	<b>UTM E</b>	<b>UTM N</b>	<b>Cota</b>	<b>Formação estratigráfica</b>
<b>VN-01</b>	MORRO DA CRUZ			Fm. Botucatu
<b>VN-02</b>	341971	6728182	118m	Contato Fm.Botucatu – Fm. Torres
<b>VN-03</b>	341971	6728182	162m	Fm. Torres
<b>VN-04</b>	340738	6733138		Contato Fm. Torres – Fm. Vale do Sol
<b>VN-06</b>	339992	6733449	450m	Fm. Vale do Sol
<b>VN-08</b>	340288	6763225	428m	Fm. Palmas
<b>VN-09</b>	579488	6750964	650m	Fm. Palmas
<b>VN-10</b>	579514	6750012	512m	Fm. Vale do Sol
<b>VN-11</b>	588760	6731565	24m	Fm. Torres
<b>VN-12</b>	622764	6751802	0m	Fm. Torres
<b>VN-13</b>	623608	6753258	0m	Fm. Torres
<b>Condutos Ácidas</b>	488057	6750964	650m	Fm. Palmas
<b>VN-14 (VN-13)</b>	366066	6714553	123m	Fm. Torres
<b>VN-15 (VN-13D)</b>	341981	6728105	159m	Fm. Torres
<b>VN-16 (VN-14)</b>	341613	6729581	159m	Fm. Torres
<b>VN-17 (VN-16)</b>	340830	6733115	344m	Contato Fm. Torres - Fm. Vale do Sol
<b>VN-18 (VN-17)</b>	340391	6763103	-	Fm. Palmas
<b>VN-19 (VN-18)</b>	392202	6796421	512m	Fm. Vale do Sol
<b>VN-22 (VN-21)</b>	419245	6809715	389m	Contato Fm. Torres - Fm.Palmas (??)
<b>VN-23 (VN-22)</b>	421045	6811026	520m	Fm. Vale do Sol
<b>VN-24 (VN-23)</b>	421585	6811361	556m(?)	Fm. Torres
<b>VN-25 (VN-24?)</b>	444799	6787851	193m	Fm. Torres
<b>VN-26 (VN-25)</b>	444809	6787799	186m	Fm. Torres
<b>VN-27 (VN-26)</b>	446091	6789946	160m	Fm. Torres
<b>VN-28 (VN-27)</b>	446567	6790010	160m	Fm. Torres

## Campo CTV- 10/04/2019 – 13/04/2019

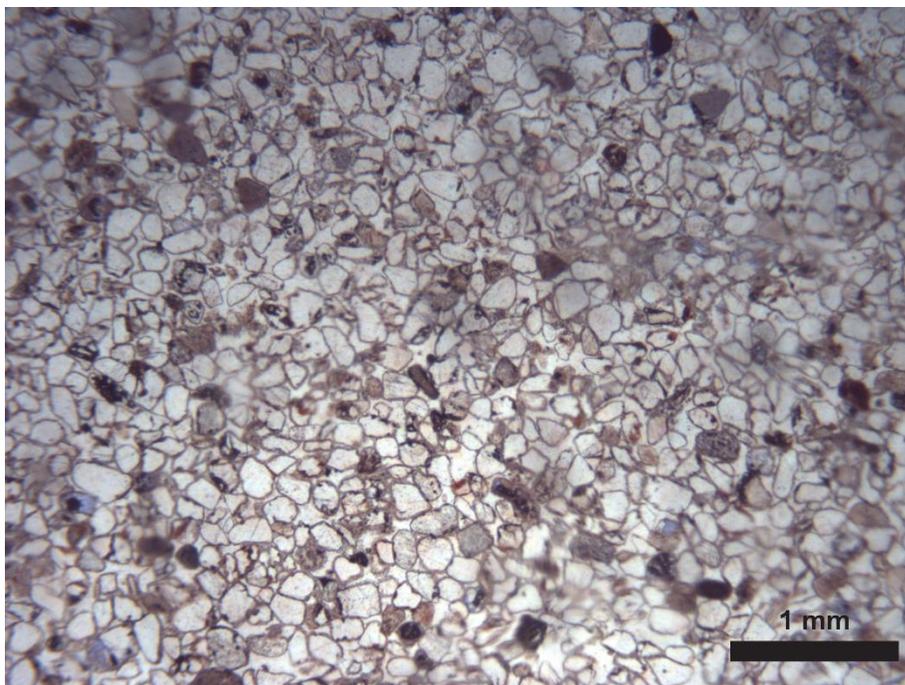


<b>Ponto</b>	<b>UTM E</b>	<b>UTM N</b>	<b>Cota</b>	<b>Formação estratigráfica</b>
<b>CTV-01</b>	445195	6783078	604m	Fm. Palmas
<b>CTV-02</b>	442773	6783448	500m	Fm. Palmas
<b>CTV-03</b>	444508	6786496	140m	Fm. Torres
<b>CTV-04</b>	444475	6786481	128m	Fm. Palmas
<b>CTV-05</b>	442894	6796046	282m	Fm. Vale do Sol
<b>CTV-06</b>	443262	6796004	310m	Fm. Vale do Sol
<b>CTV-07</b>	443639	6796094	440m	Fm. Palmas
<b>CTV-08</b>	443950	6796239	507m	Fm. Palmas
<b>CTV-09</b>	442474	6796168	259m	???
<b>CTV-10</b>	442524	6796026	280m	???
<b>CTV-11</b>	442480	6796054	-	???
<b>CTV-12</b>	446629	6789986	164m	Fm. Torres
<b>CTV-13</b>	340304	6763206	421m	Fm. Palmas

### Apêndice B: Descrição petrográfica:

**Siliciclásticas:** Litofácies Sm, Ht, Sl(*e*). Notar que algumas lâminas foram feitas no contato com as vulcânicas. Essas lâminas *não* são consideradas vulcanoclastica juvenis, pois a presença de vulcanoclastos juvenis é muito localizada, restrita ao contato. Nestes casos a porção vulcânica também será descrita.

**Lâmina:** VEC-31A – Litofácies Sm



**Estrutura:** Maciça

**Granulometria (moda):** Areia média, bem selecionado. 100% areia

**Forma das partículas:** Arredondadas com esfericidade alta

**Fábrica:** Sustentado pelos grãos, contatos pontuais e retos e empacotamento normal

**Composição detrítica:**

Quartzo: 70%, monocristalino com extinção ondulante

Feldspatos: 20%, pertita e plagioclásio

Líticos: 10%, xisto(?)

Outros: Turmalina, zircão

**Diagênese:**

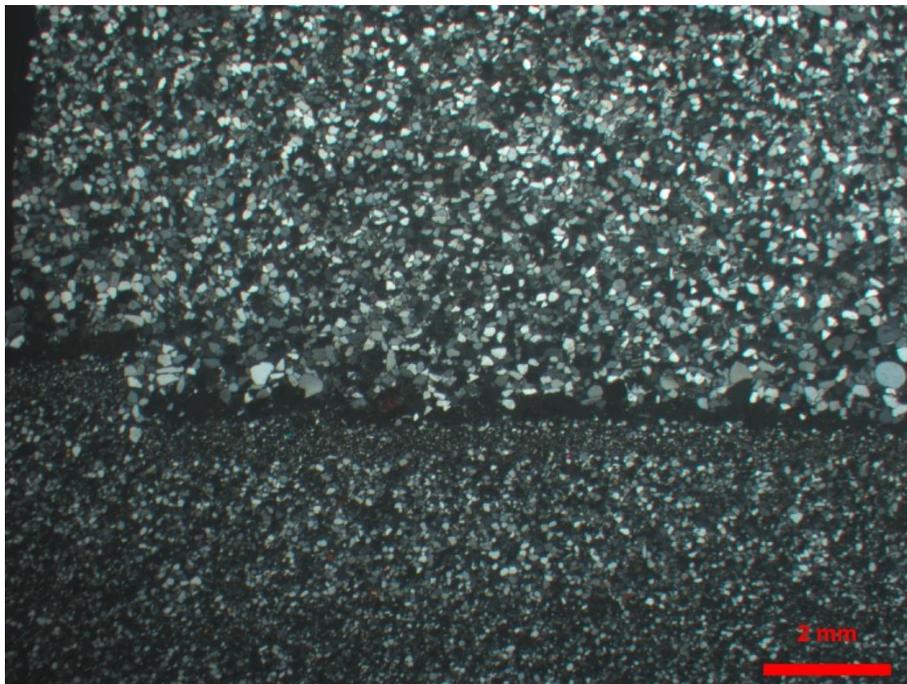
- (1) *Overgrowth* syntaxial de quartzo
- (2) Cutículas de argila

- (3) Cimentação por zeolitas com hábito poiquilotópico. Zeólitas prismáticas com clivagem bem desenvolvida paralela a elongação
- (4) Dissolução de constituintes primários e geração de porosidade secundária móldica.

**Porosidade:** < 5%, secundária móldica.

**Classificação petrográfica:** Arenito subarcósio

**Lâmina:** VEC-31B – Litofácies Ht



**Estrutura:** Laminação marcada pela alternância granulométrica.

**Granulometria:** Dois “horizontes” distintos serão descritos: (1) *Sets* milimétricos de areia fina, com gradação normal, capeados por níveis milimétricos de silte-argila, >90% areia. (2) *Sets* centimétricos com gradação areia grossa – areia média, 100% areia. Bem selecionado em nível de laminação.

**Forma das partículas:** Sub-arredondado com esfericidade alta

**Fábrica:** Sustentado pelos grãos, contatos longos e pontuais com empacotamento normal

**Composição detrítica:**

Quartzo: 84%, monocristalino extinção ondulante e policristalino.

Feldspatos: 16%, plagioclásio e feldspato alcalino

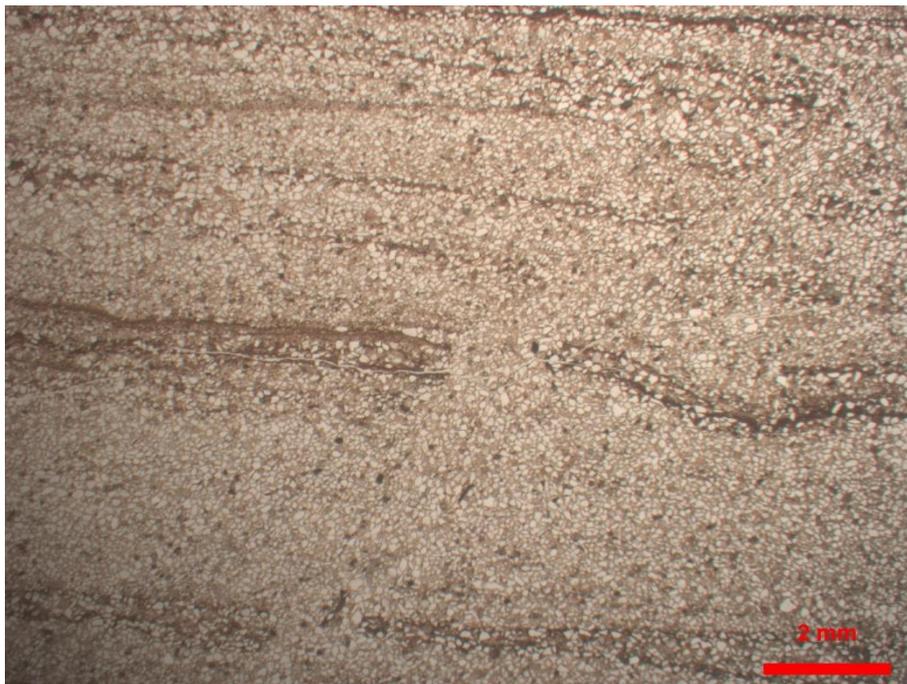
**Diagênese:**

- (1) *Overgrowth* de quartzo e feldspato
- (2) Compactação
- (3) *Pore-lining* por um mosaico fino de difícil distinção. Birrefringência baixa, lembrando zeólita ou quartzo.
- (4) *Pore-fill* por zeólitas poiquilotópicas.

**Porosidade:** 0%

**Classificação petrográfica:** Arenito subárcosio

**Lâmina:** VEC-30A1 – Litofácies Ht



**Estrutura:** Laminação granulométrica bem definida marcada por níveis de argila. *Sets* milimétricos a centimétricos com gradação normal entre areia média a areias finas.

**Granulometria:** Intervalo de argila a areias médias, distribuição unimodal gradacional, bem selecionado, 80% areia 20% silte-argila.

**Forma das partículas:** Sub-arredondados com esfericidade alta.

**Fábrica:** Sustentado pelos grãos, contatos pontuais e longos com empacotamento normal.

**Composição detrítica:**

Quartzo: 68%, monocristalino extinção ondulante e policristalino

Feldspato: 32%, plagioclásio (sericitizado), microclínio.

Outros: Biotita, zircão, opacos e turmalina.

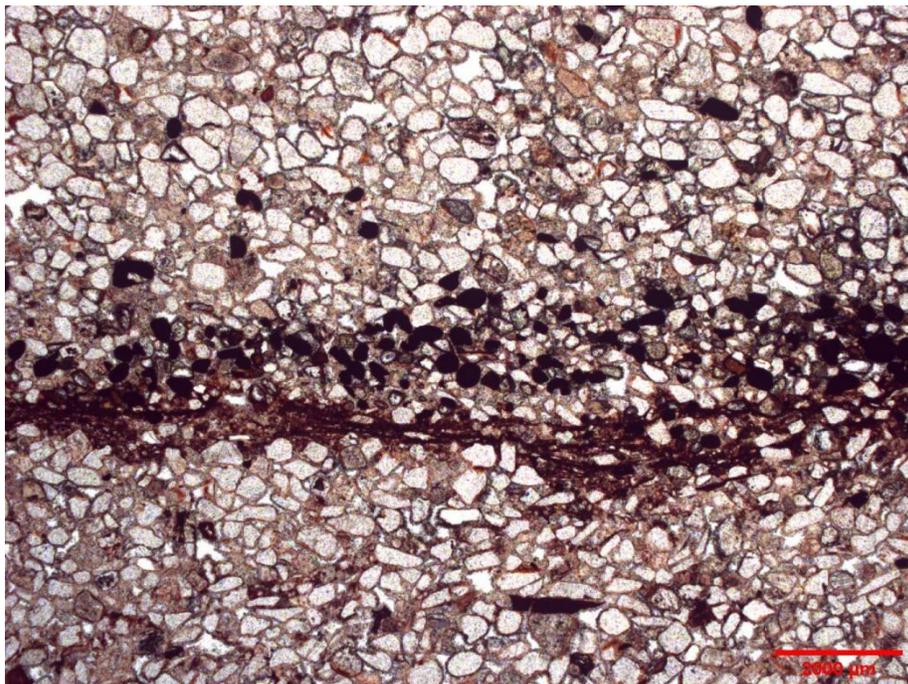
**Diagênese:**

- (1) Cutículas de hematita herdadas.
- (2) *Overgrowth* localizado de quartzo e feldspatos
- (3) *Grain coating* por prismas de zeólitas muito pequenos.
- (4) *Pore-fill* por zeólitas poiquilotópicas.
- (5) Veios milimétricos preenchidos por quartzo.

**Porosidade:** 0%

**Classificação petrográfica:** Arenito argiloso arcósio

**Lâmina:** VEC-03B – Litofácies Ht



**Estrutura:** Laminação marcada por níveis argilosos.

**Granulometria:** Intervalo de argila a areia média, moda areia média unimodal gradacional, mal selecionado, ~ 4% argila e 96% areia.

**Forma das partículas:** Arredondadamento baixo a médio, esfericidade alta.

**Composição detrítica:**

Quartzo: 58%, monocristalino extinção ondulante, policristalino

Feldspatos: 26%, plagioclásio, pertita e sanidida (?)

Líticos: 4%, vulcânicos (?)

Outros: 8%, biotita, opacos, turmalina e zircão.

Argila: 4%, massa marrom e caulinita (?)

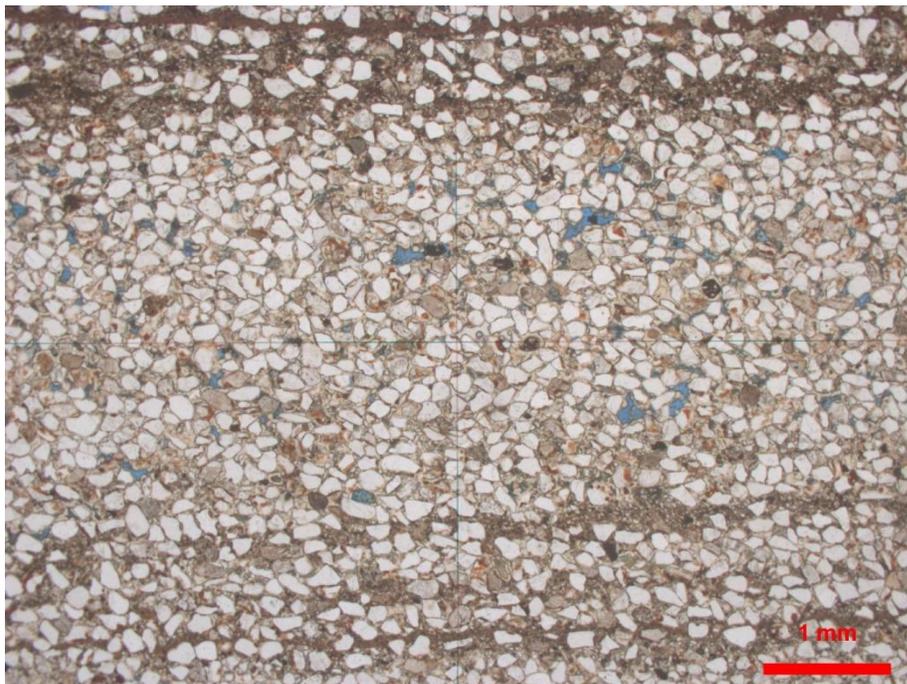
**Diagênese:**

- (1) Cutículas de hematita herdadas
- (2) *Overgrowth* de quartzo e feldspato
- (3) Compactação
- (4) *Grain coating* por zeólitas prismáticas
- (5) *Pore-fill* por zeólitas poiquilotópicas
- (6) Dissolução localizada de constituintes primários.

**Porosidade:** <5%

**Classificação petrográfica:** Arenito arcósio.

**Lâmina:** VEC-27A – Litofácies Ht



**Estrutura:** Laminação marcada por níveis silto-argilosos espaçados de maneira irregular.

**Granulometria:** Intervalo entre argila a areia média, distribuição unimodal gradacional, bem selecionado, 10% de argila e 90% areia..

**Forma das partículas:** Arredondamento e esfericidade altas.

**Fábrica:** Suportado pelos grãos, contatos longos e pontuais com empacotamento normal.

**Composição detrítica:**

Quartzo: 80%, monocristalino extinção ondulante, policristalino, *strain lamellae*

Feldspato: 12%, plagioclásio e microclínio.

Lítico: 8%, vulcânico (?)

Argila: 10%

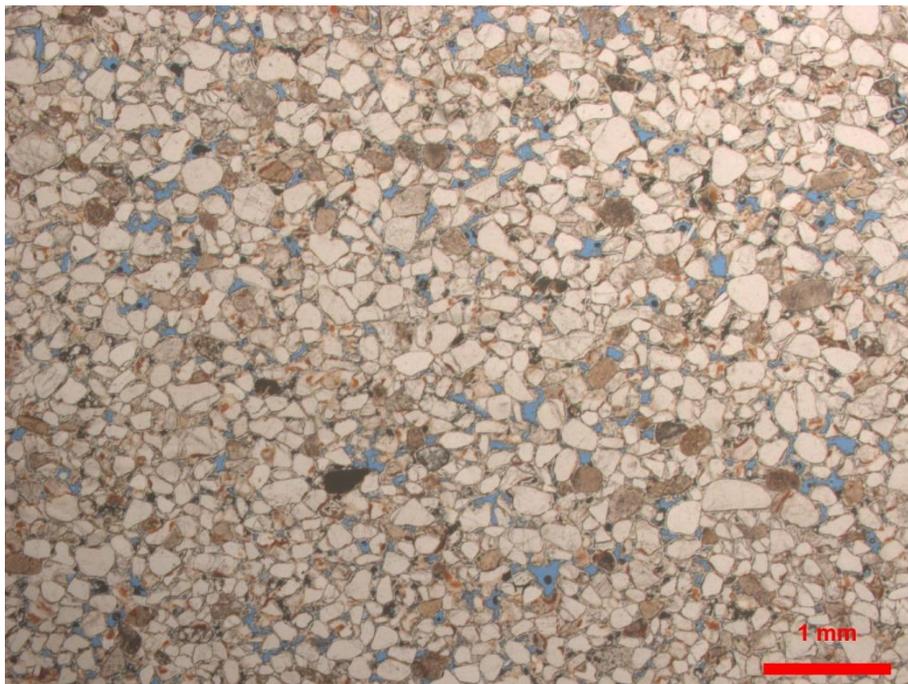
**Diagênese:**

- (1) Cutículas de hematita herdadas
- (2) Compactação
- (3) *Overgrowth* de quartzo.
- (4) *Grain-coating* por calcedônia mamelonar.
- (5) *Pore-fill* por calcita poiquilotópica.
- (6) Dissolução de constituintes primários e geração de porosidade secundária.

**Porosidade:** ~ 2%

**Classificação petrográfica:** Arenito argiloso subarcócio.

**Lâmina:** VEC-27B – Litofácies SI(e)



**Estrutura:** Laminação granulométrica muito incipiente.

**Granulometria:** Intervalo entre areia muito fina – areia média, distribuição unimodal. Moderadamente selecionado. 100% areia.

**Forma das partículas:** Arredondamento e esfericidades altas.

**Fábrica:** Suportada pelos grãos, contatos pontuais e longos com raros contatos côncavos - convexos. Empacotamento normal a apertado.

**Composição detrítica:**

Quartzo: 73%, monocristalino com extinção ondulante e *strain lamellae*, policristalino.

Feldspato: 10%, plagioclásio e pertita.

Líticos: 17%, metamórfico e vulcânico (?).

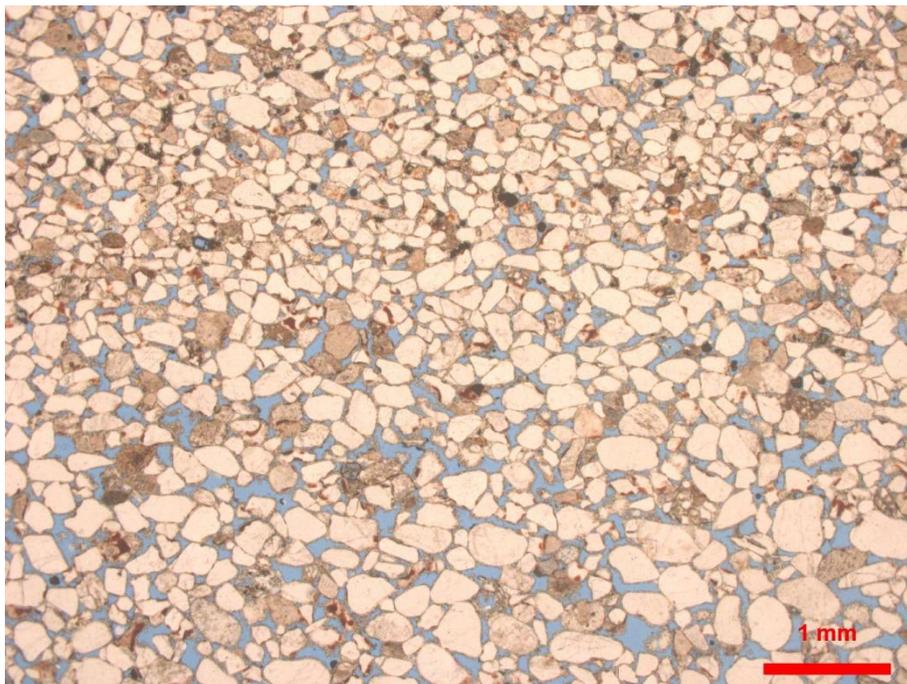
**Diagênese:**

- (1) Cutículas de hematita herdadas.
- (2) Compactação, fraturamento dos grãos (em especial de quartzo).
- (3) *Grain-coating* por opala mamelonar.
- (4) *Pore-fill* por zeólitas prismáticas com clivagem boa paralela ao eixo maior.
- (5) Dissolução localizada de constituintes primários gerando porosidade secundária do tipo móldica.

**Porosidade:** ~ 5%, principalmente primária inte-granular e subordinadamente secundária do tipo móldica.

**Classificação petrográfica:** Litarenito feldspático.

**Lâmina:** VEC-27C – Litofácies SI(e)



**Estrutura:** Laminação marcada pela alternância granulométrica.

**Granulometria:** Intervalo de areia muito fina – areia grossa; distribuição bimodal segunda as lâminas, 100% areia.

**Forma das partículas:** Arredondamento e esfericidade altas.

**Fábrica:** Sustentada pelos grãos; contatos pontuais e longos; empacotamento normal.

**Composição detrítica:**

Quartzo: 74%, monocristalino extinção ondulante, policristalino;

Feldspatos: 9%, sanidina (?), plagioclásio, microclínio e pertita.

Lítico: 17%, metamórfico (?) e vulcânicos.

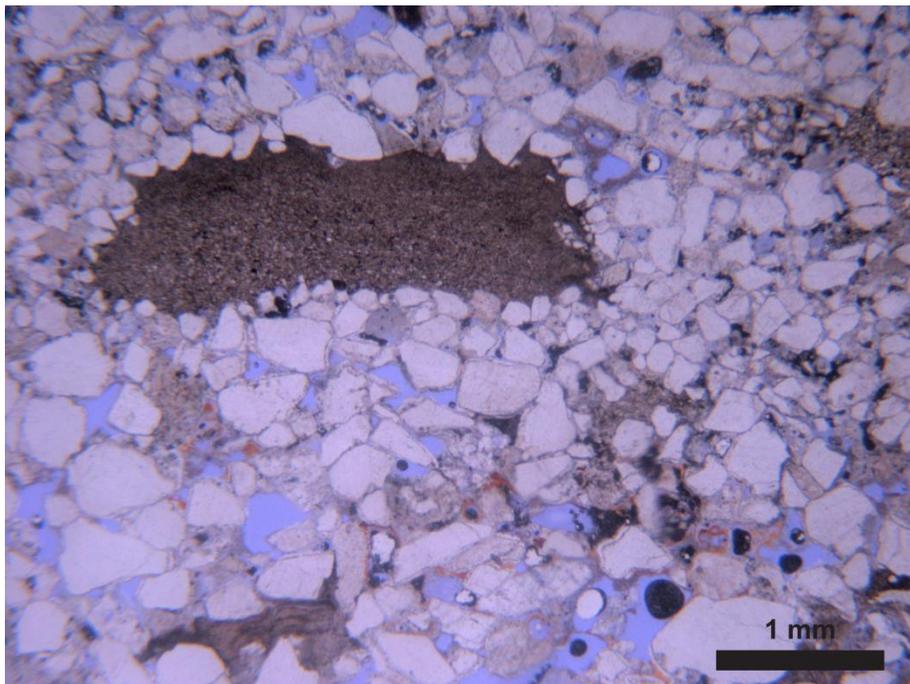
**Diagênese:**

- (1) Cutículas herdadas de hematita
- (2) Compactação, fraturamento dos grãos (em especial quartzo).
- (3) Crescimento syntaxial de quartzo.
- (4) *Grain coating* por opala mamelonar
- (5) *Pore-fill* por zeólitas prismáticas com clivagem bem desenvolvida paralela ao eixo maior.

**Porosidade:** ~ 15%, primária intergranular.

**Classificação petrográfica:** Litarenito feldspático.

**Lâmina:** VN-02C – Litofácies Ht



**Estrutura:** Laminação marcada pela alternância granulométrica.

**Granulometria:** Intervalo granulométrico de argila a areia muito grossa, gradação entre diferentes classes granulométricas. Mal selecionado, 5% de argila.

**Forma das partículas:** Arredondamento e esfericidade baixos.

**Fábrica:** Sustentado pelos grãos, localmente achatamento de alguns intraclastos levam a formação de pseudomatrix. Contatos pontuais a longos, empacotamento normal.

**Composição detrítica:**

Quartzo: 73%, monocristalino extinção ondulada.

Feldspato: 10%, plagioclásio.

Líticos: 13%, vulcânico, metamórfico e plutônico.

Argila: 5%, intraclastos.

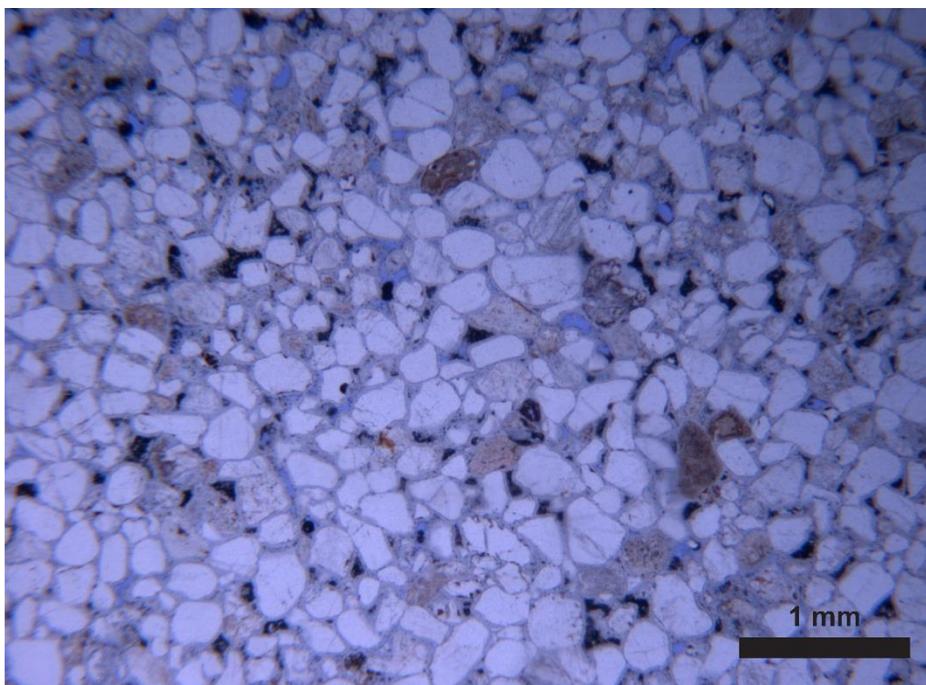
**Diagênese:**

- (1) Compactação, formação localizada de pseudomatrix
- (2) *Overgrowth* de quartzo e feldspatos.
- (3) Franjas de illita (?)
- (4) Dissolução localizada de constituintes primários.

**Porosidade:** ~ 15%, maior parte primária intergranular, alguma parte secundária do tipo móldica.

**Classificação petrográfica:** Sublitarenito.

**Lâmina:** VN-13A – Litofácies Sm



**Estrutura:** Laminação incipiente marcada pela alternância granulométrica.

**Granulometria:** Intervalo entre areia muito fina – areia grossa; 100% areia; mal selecionado.

**Forma das partículas:** Arredondamento e esfericidade altas.

**Fábrica:** Sustentado pelos grãos, contatos pontuais e longos, empacotamento normal.

**Composição detrítica:**

Quartzo: 74%, monocristalino com extinção ondulante e as vezes subgrãos.

Feldspatos: 14%, plagioclásio, pertita e microclínio.

Líticos: 12%, vulcânicos e metamórficos.

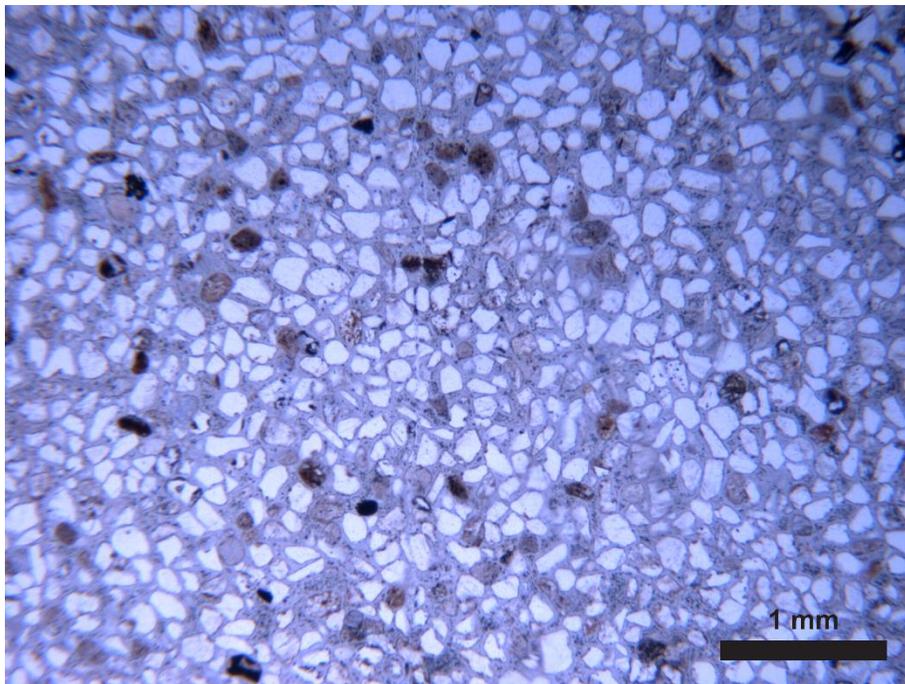
**Diagênese:**

- (1) Compactação
- (2) *Grain coating* por mineral prismático de birrefringência baixa. Possivelmente zeólita.
- (3) Dissolução localizada de constituintes primários.

**Porosidade:** ~ 5%, secundária por dissolução.

**Classificação petrográfica:** Arenito arcóseo lítico.

**Lâmina:** VN-13B – Litofácies Sm



**Estrutura:** Maciço

**Granulometria:** Intervalo entre areia fina a areia média, 100% areia, bem selecionado.

**Forma das partículas:** Arredondamento e esfericidades moderadas

**Fábrica:** Sustentado pelos grãos, contatos pontuais e raros longos, empacotamento frouxo.

**Composição detrítica:**

Quartzo: 79%, monocristalino extinção ondulante e subgrãos.

Feldspatos: 18%, plagioclásio, pertita e microclínio.

Líticos: 3%, vulcânicos.

Outros: turmalina e opacos.

**Diagênese:**

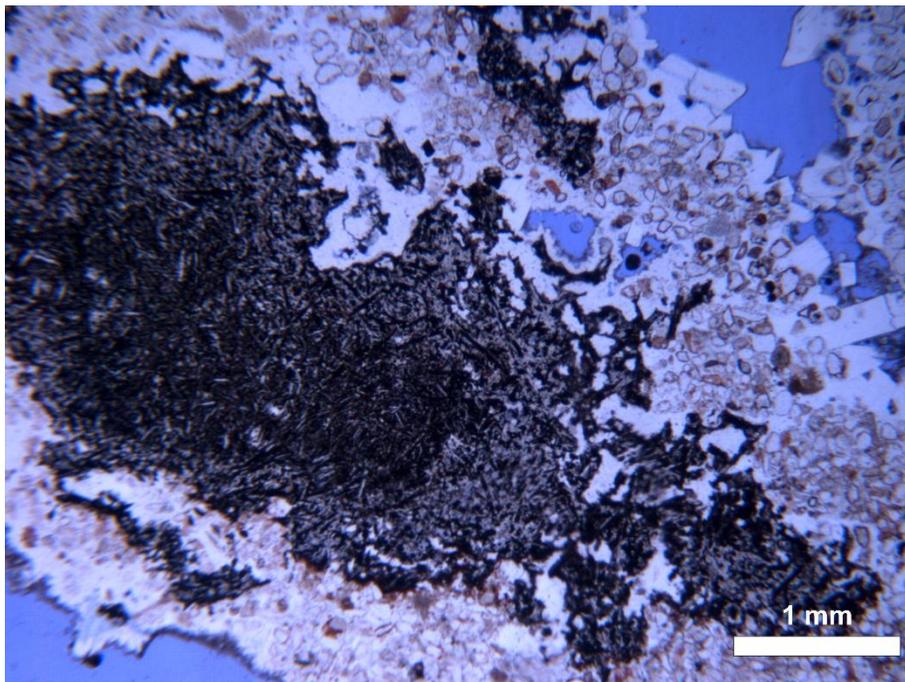
(1) Compactação branda.

(2) *Grain-coating* e *pore-fill* parcial por mosaico microcristalino de um mineral com birrefringência baixa. Possivelmente zeólitas.

**Porosidade:** ~ 0%.

**Classificação petrográfica:** Arenito subarcóseo.

**Lâmina:** VN-03B – Litofácies Sm – Contato superior entre basalto e camada de arenito.



**Estrutura:** Laminação granulométrica muito incipiente.

**Granulometria:** Intervalo de areia muito fina a areia fina, 100% areia, bem selecionado.

**Forma das partículas:** Arredondamento e esfericidade intermediários.

**Fábrica:** Sustentado pelos grãos, contatos pontuais, empacotamento frouxo.

**Composição detrítica:**

Quartzo: 75%, monocristalino com extinção ondulante e “unit”.

Feldspato: 18%, pertita e plagioclásio.

Lítico: 7%, vulcânico epiclástico e xisto.

**Fragmentos vulcânicos primários:** Vulcanoclasto basáltico com margens irregulares endentadas (*ragged*). Internamente é composto por diversos *laths* de plagioclásio, alterados a albita, dispostos de forma aleatória (razão de forma dos plagioclásios 12:1), espaço entre os plagioclásios é preenchido por vidro, marrom quando alterado ou preto quando mais fresco (taquilito), clinopiroxênio e opacos. Margens dos fragmentos vulcânicos apresentam alteração evidente. Presença de cristais muito pequenos de olivina alterada a indigita.

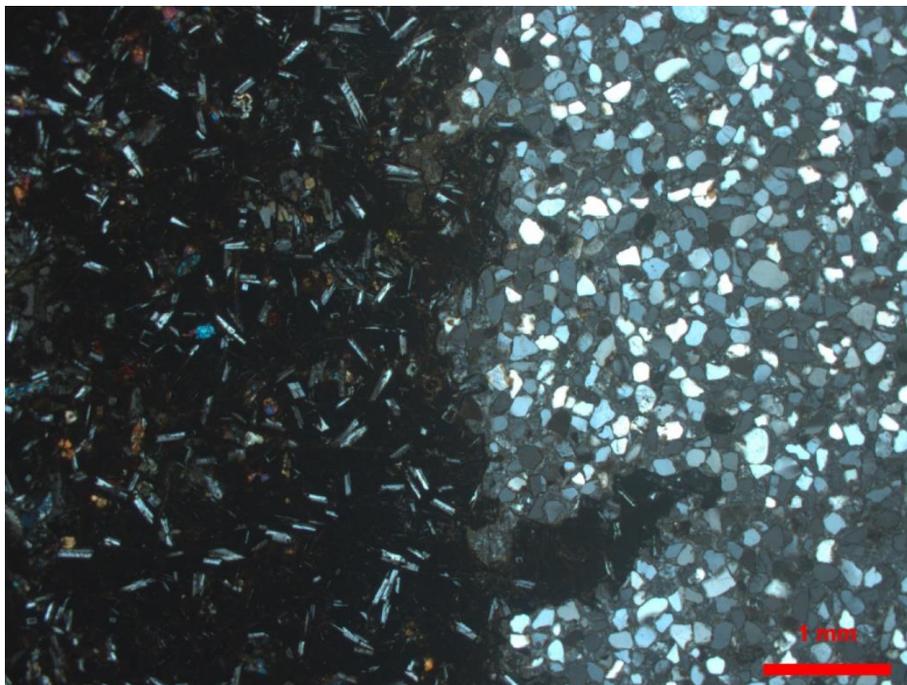
**Diagênese:**

- (1) *Pore-lining* por mosaico de um mineral prismático de birrefringência baixa, possivelmente zeólita. As vezes ocorre substituindo constituintes detríticos.
- (2) *Pore and cavity fill* por zeólitas prismáticas com clivagem bem desenvolvida paralela ao eixo de maior alongação. Não se sabe o que abriu as cavidades na porção siliciclástica.

**Porosidade:** Não estimada, a porosidade é alta mas ocorre como cavidades parcialmente preenchidas na porção siliciclástica (ver foto).

**Classificação petrográfica (siliciclástica):** Arenito subarcóseo.

**Lâmina:** VN-08D – Litofácies Sm – Contato entre dique de arenito com margem irregular e vitrófiro.



**Estrutura:** Maciço

**Granulometria:** Intervalo de areia fina a média, bem selecionado, 100% areia.

**Forma das partículas:** Arredondamento e esfericidade altos.

**Fábrica:** Sustentada pelos grãos, contatos pontuais e longos, empacotamento normal.

**Composição detrítica:**

Quartzo: 76%, monocristalino com extinção ondulante e *unit*.

Feldspato: 14%, plagioclásio, microclínio.

Lítico: 10%, plutônico e metamórfico.

**Vulcânica:** Vulcânica com aproximadamente 20% de fenocristais esqueléticos de plagioclásio e clinopiroxênio. Fenocristais alongados (razão de forma 12:1) de plagioclásio com ~ 0,36mm e com abundantes texturas de cristalização rápida como caudas de andorinhas. Cristais alongados (razão de forma 15:1) de clinopiroxênio, atingindo até ~1 cm. Matriz é composta por vidro avermelhado e muito rico em *laths* de plagioclásio. Contato entre vulcânica e siliciclástica é irregular lobado (ver foto). Vulcânica aparenta ser mais alterada próxima ao contato. Vulcânica aparenta ser um andesito ou dacito. (Pelo QAP vulcânica seria classificada como andesito pela abundância de plagioclásio).

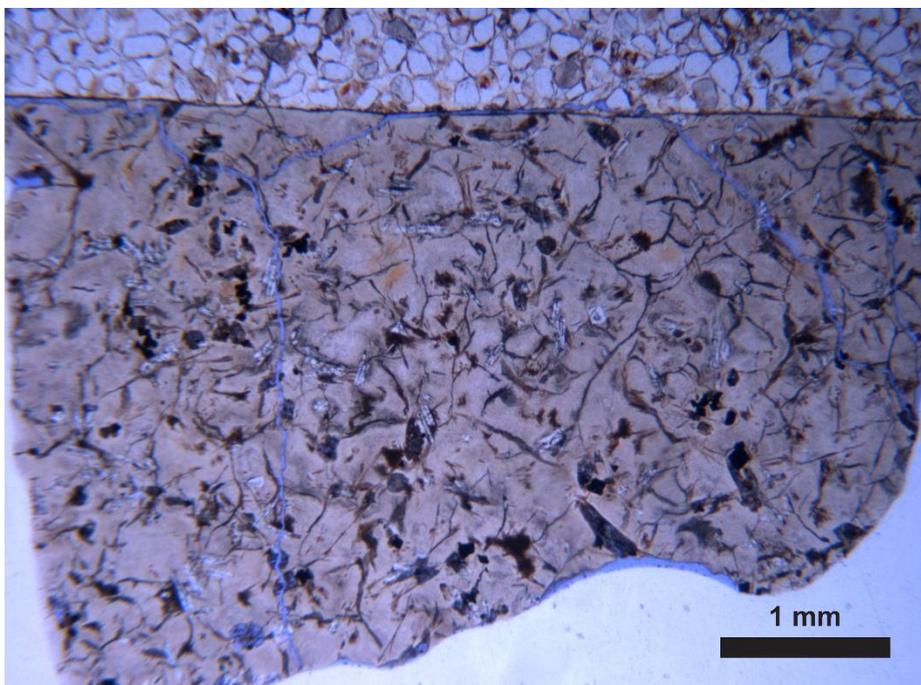
**Diagênese:**

- (1) Cutículas de hematita, localizadas
- (2) Compactação brande
- (3) *Grain coating* por zeólitas prismáticas
- (4) Fechamento dos poros por calcedônia.

**Porosidade:** 0%

**Classificação petrográfica:** Arenito subarcóseo.

**Lâmina:** VN-08C – Contato entre litofácies SI(*e*) e uma vulcanoclástica muito alterada e encoberta.



**Estrutura:** Maciço

**Granulometria:** Intervalo entre areia muito fina a areia média; 100% areia.

**Forma das partículas:** Arredondamento e esfericidade altos.

**Fábrica:** Sustentado pelos grãos, contatos pontuais e longos, empacotamento normal.

**Composição detrítica:**

Quartzo: 83%, monocristalino extinção ondulante e *unit*, policristalino

Feldspatos: 12%, plagioclásio

Lítico: 5%, vulcânico epiclástico e metamórfico.

**Vulcanoclasto:** Fragmento vulcânico lítico, juvenil e poligonal de margens retilíneas. Matriz do fragmento é vítrea, de cor creme clara, com fraturas perlíticas incipientes. Matriz completamente desvitrificada para um mineral de birrefringência baixa, possivelmente zeólitas. Microfenocristais de plagioclásio, esparsos (~ 5%), com dimensões ~ 0.18mm e abundantes texturas de resfriamento rápido como caudas de andorinha. Cristais fibrosos de clinopiroxênio. Andesito – dacito?

**Diagênese:**

- (1) Cutículas de hematita
- (2) Compactação branda

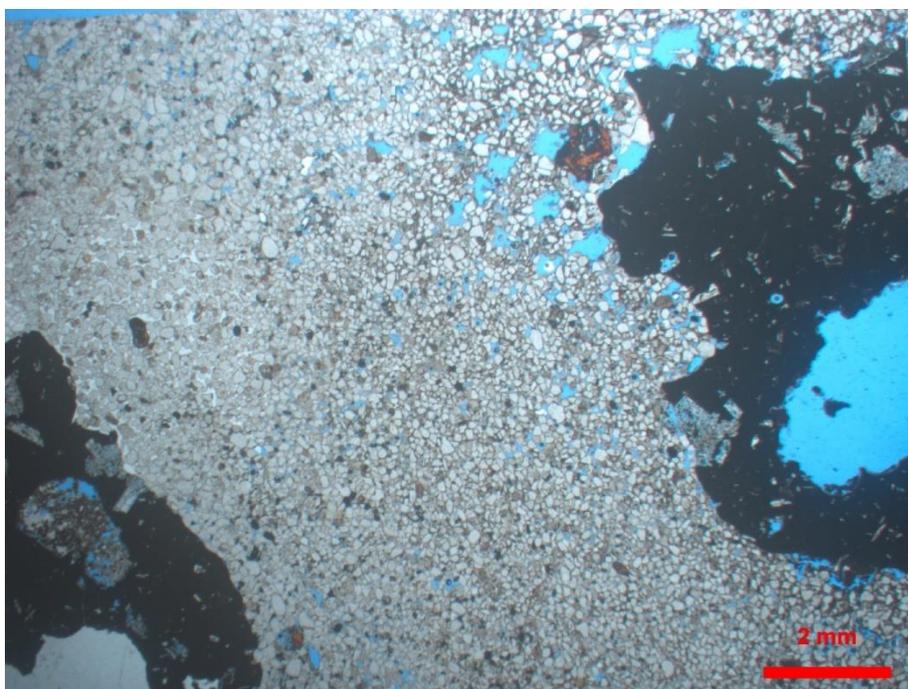
- (3) *Pore-lining* por zeólitas prismáticas zonadas
- (4) *Pore-fill* por calcedônia.

**Porosidade:** 0%

**Classificação petrográfica:** Arenito subarcóseo.

**Vulcanoclásticas juvenis básicas de matriz mista:** As próximas lâminas dizem respeito a litofácies BBms. Notar que para esta categoria de rochas (*i.e.*: vulcanoclásticas com matriz mista de grãos siliciclástico e partículas vulcânicas juvenis) a composição detrítica foi apenas estimada visualmente. Como se trata de brechas vulcânicas as lâminas foram feitas com intuito de analisar a morfologia e textura interna dos fragmentos juvenis bem como a composição e demais feições na matriz siliciclástica. A classificação não genética de todas essas rochas é “Brecha basáltica de matriz siliciclástica (ou “mista”)”.

**Lâmina:** VEC-30A – Nível vulcanoclástico no contato entre a Fm. Torres e Fm. Vale do Sol na RS-153.



#### **Matriz siliciclástica:**

**Estrutura:** Aparenta ter uma laminação deposicional marcada por níveis “límpidos” sem argila no espaço entre os grãos e níveis mais “argilosos”, onde argila ocupa o espaço entre os grãos.

**Granulometria:** Intervalo entre areia muito fina até areia grossa.

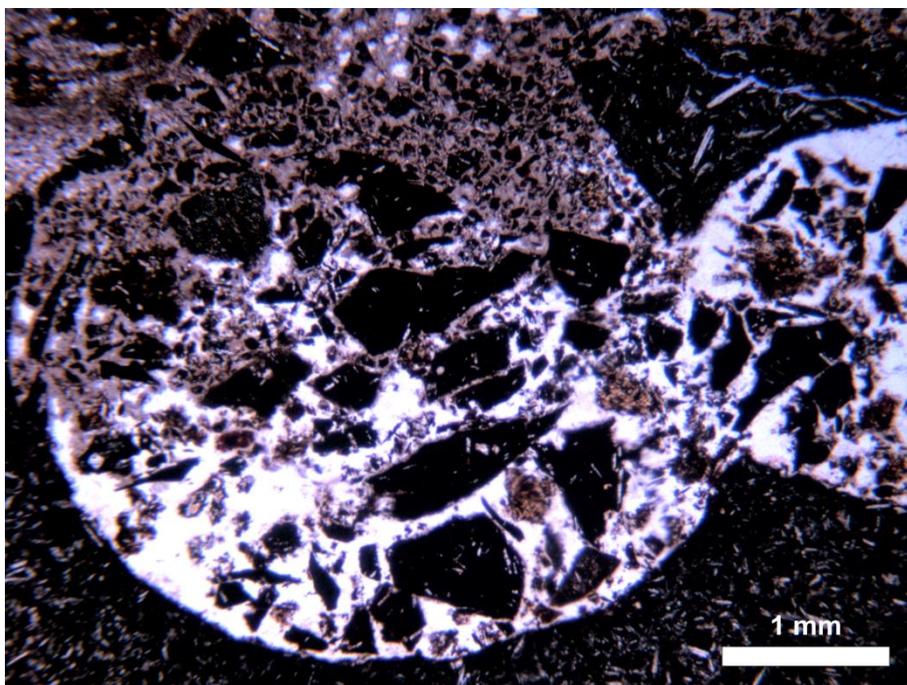
**Composição detrítica estimada:** Arenito subarcóseo.

**Diagênese siliciclástica:** (1) *Grain Coating* por zeólitas; (2) *Pore-fill* por zeolita zonada.

**Vulcanoclastos Primários:** O principal vulcanoclasto primário presente na lâmina consiste em líticos basálticos. Esses fragmentos são maiores que um centímetro e possuem forma irregular, com margens frequentemente com forma de antigas paredes internas de vesículas. Internamente os fragmentos são porfiríticos, com aproximadamente 15% de fenocristais com poucos (1-2)

milímetros de plagioclásio e piroxênio. Os fenocristais de plagioclásio são euédricos e encontram-se parcialmente alterados (albitizados?) enquanto os fenocristais de piroxênio se encontram completamente alterados a um mineral fibroso de birrefringência anômala. Os fragmentos possuem ainda uma segunda população de cristais de plagioclásio e piroxênio que consiste em cristais alongados com aproximadamente 0,2mm de largura. A matriz é composta por vidro basáltico de cor preta (taquilito) e cristais aciculares de plagioclásio. As vesículas, quando preenchidas, são preenchidas por material argiloso da matriz e zeólitas.

**Lâmina:** VN-24 – Litofácies BBms – Peperitos próximo ao Rio das Antas



**Matriz Siliciclástica:**

**Estrutura:** Laminação heterolítica marcada pela alternância entre níveis arenosos e argilosos.

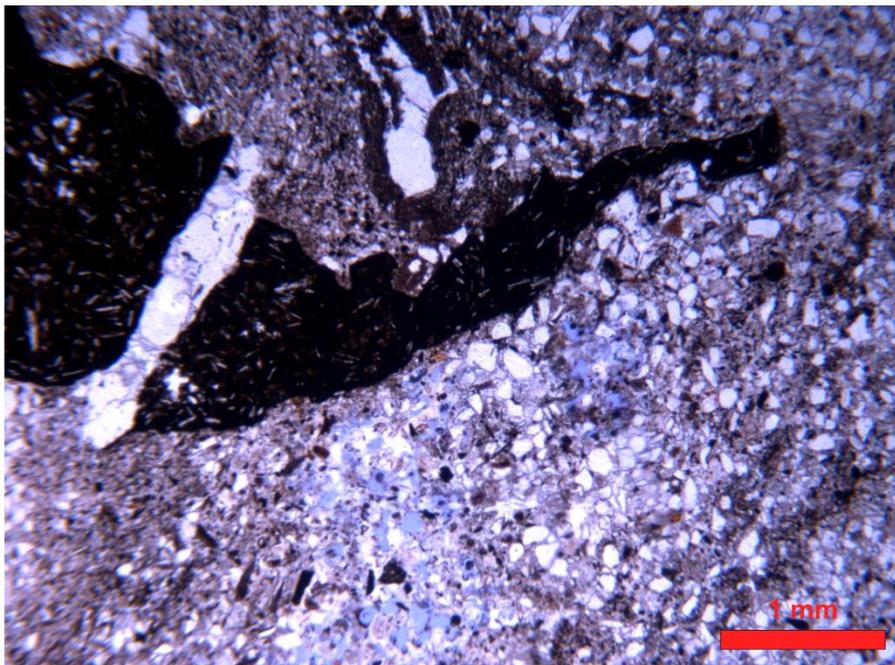
**Granulometria:** Intervalo granulométrico de argila até areia média. Aproximadamente 50% de silte – argila

**Composição detrítica estimada:** Arenito subarcóseo, comum a presença de minerais pesados (turmalina, zircão e opacos).

**Diagênese Siliciclástica:** Cimento microcristalino de birrefringência baixa e aspecto turvo à luz natural. (Zeólitas?)

**Vulcanoclastos Primários:** A dimensão dos fragmentos juvenis varia desde  $< 0,1\text{mm}$ , quando associados a matriz siliciclástica, até fragmentos na ordem dos centímetros. A forma destes fragmentos é predominantemente poligonal com margens retilíneas. Ocorrem também fragmentos com forma da parede interna de vesículas (*bubble-wall shards*, ver foto). A textura interna dos fragmentos varia muito, em especial a proporção microlítos/vidro. Os fragmentos mais vítreos possuem aproximadamente 20% de microlítos de plagioclásio enquanto os mais cristalinos são compostos quase em sua totalidade por cristais radiais aciculares de plagioclásio. Em alguns fragmentos margens resfriadas centimétricas encontram-se bem desenvolvidas.

**Lâmina:** VN-26 – Litofácies BBms – Peperitos próximo ao Rio das Antas



**Matriz Siliciclástica:**

**Estrutura:** Laminação heterolítica marcada pela alternância entre níveis arenosos e argilosos.

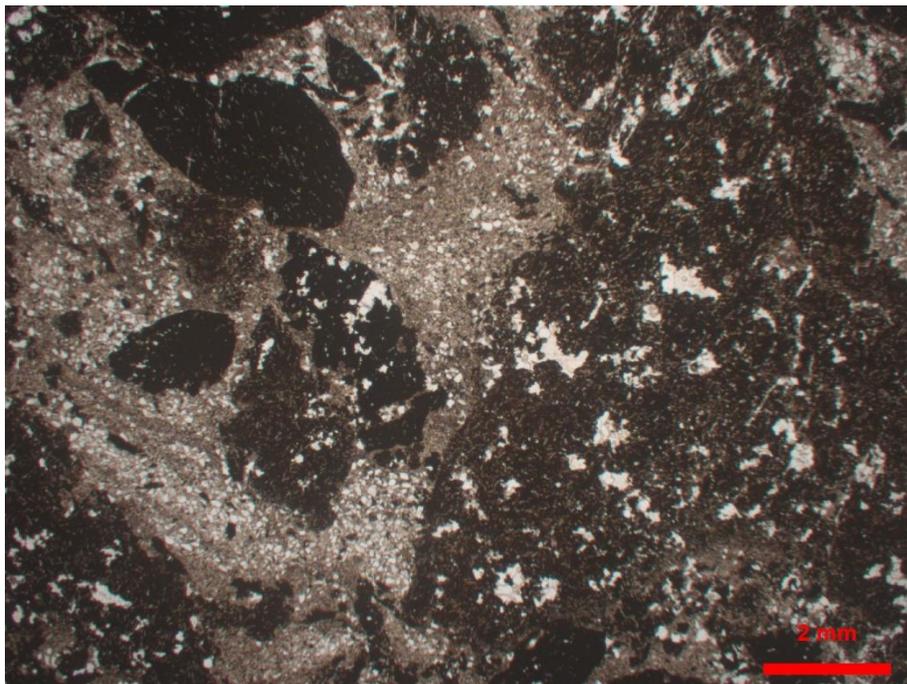
**Granulometria:** Intervalo granulométrico de argila até areia média. Aproximadamente 50% de silte – argila

**Composição detrítica estimada:** Arenito subarcóseo, comum a presença de minerais pesados (turmalina, zircão e opacos).

**Diagênese Siliciclástica:** Cimentado por zeólitas poiquilotópicas

**Vulcanoclastos Primários:** Fragmento basáltico de margem fluidal. O fragmento possui margens resfriadas sub-milimétricas no contanto com a matriz. A margem do fragmento é predominantemente planar, mas em alguns casos assume um aspecto mais “fluidal”, onde penetra a matriz sedimentar. Internamente o fragmento possui pequenos cristais (~0,15mm) euédricos de plagioclásio imersos em uma matriz vítrea petra que em alguns casos tem pequenos cristais aciculares de plagioclásio dispostos em padrão radial.

**Lâmina:** VN-27 - Litofácies BBms – Peperitos próximo ao Rio das Antas



**Matriz Siliciclástica:**

**Estrutura:** Laminação heterolítica marcada pela alternância entre níveis arenosos e argilosos.

**Granulometria:** Intervalo granulométrico de argila até areia média. Aproximadamente 50% de silte – argila

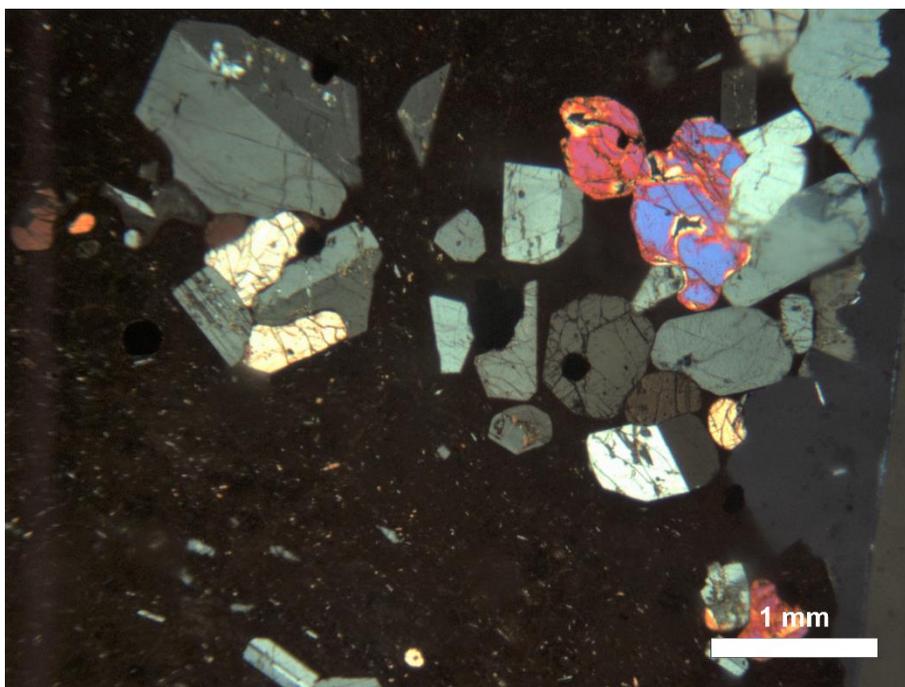
**Composição detrítica estimada:** Arenito subarcóseo, comum a presença de minerais pesados (turmalina, zircão e opacos).

**Diagênese Siliciclástica:** Ocorrem nódulos de zeólitas nos níveis de granulometria fina, mas não foi possível observar mais processo diagenéticos.

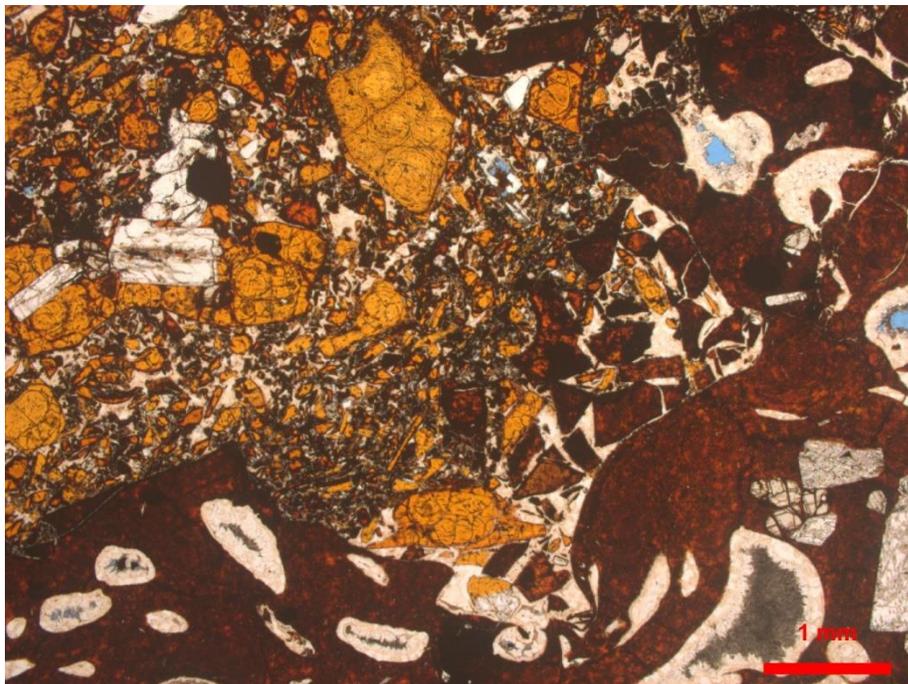
**Vulcanoclastos Primários:** Vulcanoclastos ocorrem desde fragmentos <0,01mm até na ordem de centímetros. Forma dos vulcanoclastos basálticos variam desde poligonais com margens curvilíneas até fragmentos com margens difusa, alterados e com vesículas irregulares (dynamic stressing?). A textura interna destes vulcanoclastos varia desde fragmentos hemicristalinos até fragmentos holocristalinos, com microlitos (< 0,15mm) de plagioclásio, clinopiroxênio e possivelmente com olivina (indigita, incerto). Localmente os vulcanoclastos apresentam encaixe em quebra cabeça (*jig-saw fit*).

**Vulcanoclástica juvenis intermediárias:** Aqui agrupam-se as lâminas realizadas no afloramento da Usina Velha – Veranópolis. Do ponto de vista descritivo algumas dessas lâminas representam as mais complexas. O primeiro fator que complica a classificação destas rochas é que por se tratar de brechas vulcânica as lâminas são muito pouco representativas do depósito, em especial em um afloramento tão complexo, e com tantas variações de litofácies, como o afloramento da Usina Velha. A classificação destas rochas equivale aproximadamente as próprias litofácies.

**Lâmina:** VEC-12E2 – Litofácies Lpm

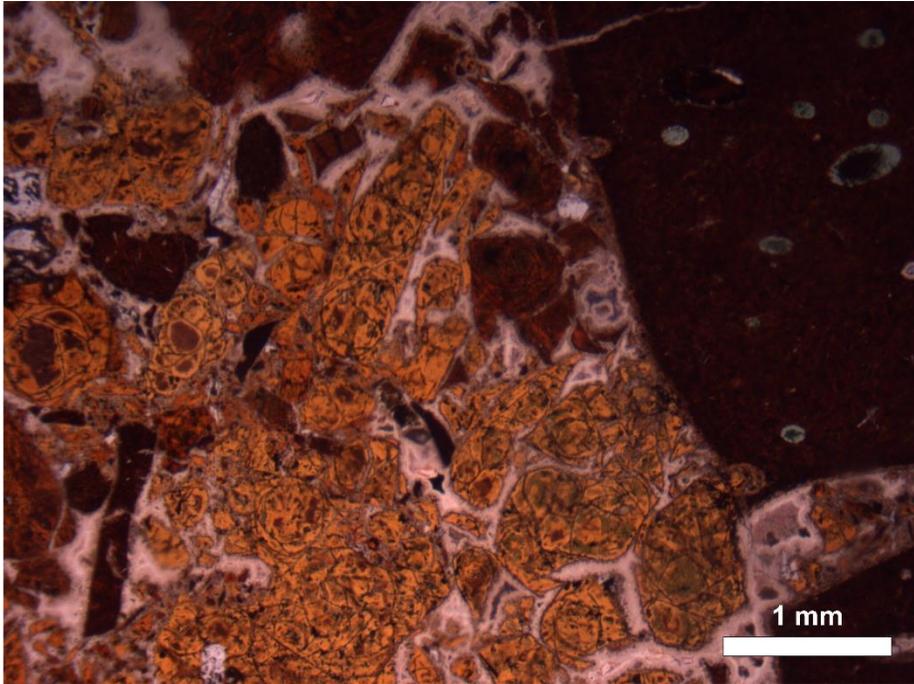


**Vulcânica coerente:** Vulcânica porfírica com aproximadamente 20% de fenocristais de plagioclásio, clinopiroxênio e titano-magnetita comumente com textura glomeroporfírica. Fenocristais de plagioclásio são euédricos e chegam a dimensões máximas de até 2mm, zonação oscilatória e textura em peneira é frequente nestes cristais. Clinopiroxênios são subédricos com dimensões de aproximadamente 1mm, maclas simples frequentemente se encontra bem desenvolvida nestes cristais. Titano-magnetitas são euédricas e com dimensões de aproximadamente 1mm. Sanidinas são euédricas e chegam a dimensões máximas de 2mm. A matriz é composta por vidro, com um bandamento de cor entre tons marrons claros e tons avermelhados à luz natural, e microlítos de plagioclásio e piroxênios definindo uma foliação de fluxo magmático (textura traquítica). Vesículas são raras (< 5%), submilimétricas e esféricas ou pouco elipsoidais.

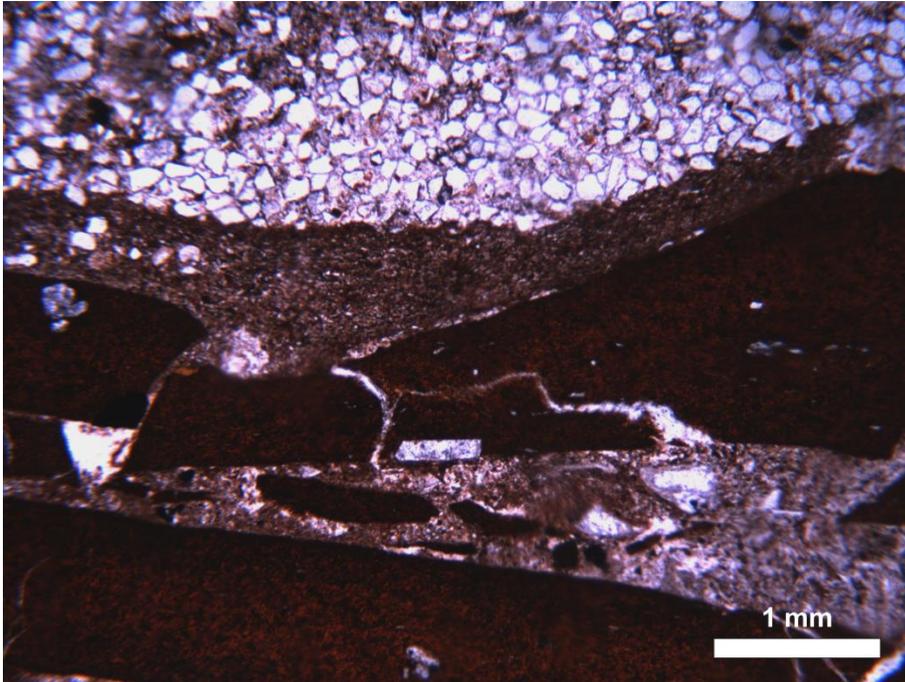
**Lâmina:** VEC-12B – Litofácies Ljs

**Descrição:** Brecha vulcanoclástica composta por líticos vulcânicos imersos em uma matriz fina de vitroclastos e cristaloclastos. Fragmentos líticos vulcânicos internamente possuem textura porfírica, com aproximadamente 10% de fenocristais de plagioclásio (albitizados), clinopiroxênio e titano-magnetita, e podem chegar até 50% de vesículas, sendo estas predominantemente alongadas. A matriz destes fragmentos líticos é composta por vidro, de cor vermelha à luz natural, com fraturas perlíticas incipientes e abundantes microlítos de plagioclásio. A matriz é composta predominantemente por vitroclastos e subordinadamente por cristaloclastos. Os vitroclastos possuem dimensões que variam desde 0,02mm até 5mm, são poligonais de margens retilíneas ou curvilíneas. Dois “membros finais” de textura interna são descritos para estes vitroclastos, amarelados com fraturas perlíticas bem desenvolvida e vitroclastos avermelhados com fraturas perlíticas incipientes. Além da cor estes vitroclastos também são diferentes quanto ao conteúdo de microlítos, com os vidros amarelados possuindo quantidade de microlitos bem menor do que os vidros avermelhados. Cristaloclastos são predominantemente de plagioclásio (albitizado), clinopiroxênio e titano-magnetita e ocorrem associados indiscriminadamente aos dois “tipos” de vitroclastos. O espaço entre os fragmentos, e as vesículas, são preenchidas por um mosaico de zeólitas indiscriminadas.

**Lâmina:** VEC-12e1 – Litofácies Ljs



**Descrição:** A lâmina consiste em vulcanoclastos líticos imersos em uma matriz composta por vitroclastos e cristaloclastos, muito similar a descrição da lâmina VEC-12B. A principal diferença é que o vidro dos fragmentos líticos não possui fraturas perlíticas, apesar de possuírem exatamente a mesma assembleia de fenocristais em proporções similares. Os vitroclastos demonstram a mesma variação textural descrita para VEC-12B.

**Lâmina:** VEC-12C – Litofácies BLms

**Descrição:** A lâmina consiste em fragmentos vulcânicos líticos separados entre si por uma matriz composta por grãos siliciclásticos. A matriz siliciclástica possui laminação deposicional marcada pela alternância entre níveis arenosos e níveis argilosos, frequentemente essa laminação encontra-se dispostas paralela aos grãos vulcânicos. É possível notar que a fração fina da matriz siliciclástica preferencialmente preenche pequenos espaços que separam os fragmentos vulcânicos. Os fragmentos vulcânicos possuem textura interna idêntica a descrita para a lâmina VEC-12e2. Frequentemente estes fragmentos vulcânicos mostram encaixe em quebra cabeça.