



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

**Análise faciológica das rochas sedimentares e
vulcanoclásticas do Grupo Serra Geral no Rio Grande do
Sul: Implicações para o paleoambiente vulcânico**

VINÍCIUS GODOI PEREIRA DA CRUZ

ORIENTADOR – Prof. Dr. Evandro Fernandes de Lima

Porto Alegre, 2022

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

**Análise faciológica das rochas sedimentares e
vulcanoclásticas do Grupo Serra Geral no Rio Grande do
Sul: Implicações para o paleoambiente vulcânico**

VINÍCIUS GODOI PEREIRA DA CRUZ

ORIENTADOR – Prof. Dr. Evandro Fernandes de Lima

BANCA EXAMINADORA

Profa. Dra. Adriana Alves – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo

Profa. Dra. Karin Goldberg – Department of Geology, Kansas State University

Prof. Dr. Breno Leitão Waichel – Centro de Filosofia e Ciências Humanas,
Universidade Federal de Santa Catarina

Dissertação de Mestrado apresentada como
requisito parcial para obtenção do Título de
Mestre em Ciências.

Porto Alegre, 2022

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Carlos André Bulhões Mendes

Vice-Reitor: Patrícia Helena Lucas Pranke

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Vice-Diretor: Tatiana Silva da Silva

Cruz, Vinícius Godoi Pereira da

Análise faciológica das rochas sedimentares e vulcanoclásticas do Grupo Serra Geral no Rio Grande do Sul: Implicações para o paleoambiente vulcânico. / Vinícius Godoi Pereira da Cruz. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2022.
[78 f.] il.

Dissertação (Mestrado). - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2022.

Orientador: Evandro Fernandes de Lima

1. Rochas sedimentares. 2. Petrografia. 3. Grupo Serra Geral. 4. Rio Grande do Sul. Título.

CDU 552

Catálogo na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Renata Cristina Grun

CRB 10/1113

Universidade Federal do Rio Grande do Sul - Campus do Vale Av. Bento Gonçalves, 9500 - Porto Alegre - RS - Brasil

CEP: 91501-970 / Caixa Postal: 15001.

Fone: +55 51 3308-6569 Fax: +55 51 3308-6337

E-mail: bibgeo@ufrgs.br

AGRADECIMENTOS/DEDICATÓRIA

Aos meus pais, irmã e avó, por tudo.

A Jaque, por todo suporte e carinho.

Ao meu orientador, o “China” que me acompanhou durante esses últimos anos sempre ensinando com um sorriso no rosto.

Aos Lucas (Rossetti e Del Mouro) e ao Prof. Breno Waichel, parceiros de campo, compartilhadores de boas ideias e amigos.

A Natália Gauer, amiga, companheira de pesquisa e uma influência muito importante.

Aos incontáveis amigos e amigas, os de pira, os de porto, os que já foram e os que virão. Sem vocês sobraria muito pouco para dar graça a vida.

A Universidade Federal do Rio Grande do Sul, a *alma mater* que me acolheu todos esses anos.

Ao apoio financeiro do Programa de Recursos Humanos da Agência Nacional do Petróleo, Gás e Biocombustíveis (ANP). Em especial a todas as pessoas do PRH-14.1 da UFRGs.

Ao apoio recebido pelo CNPq (projeto 406980/2021-7), FAPERGS (projeto 1922510001755-3)

RESUMO

Diversas Grandes Províncias Ígneas (GPI) são cronologicamente correlacionáveis com períodos de profundas mudanças climáticas e ambientais, incluindo eventos de extinções em massa. Apesar disto poucos estudos foram realizados buscando entender como a colocação de GPI impacta o registro sedimentar e o paleoambiente localmente associado ao vulcanismo. As rochas sedimentares e mistas vulcanoclásticas-sedimentares encontradas intercaladas com as lavas de GPI fornecem um dos melhores registros litológicos para averiguar a influência do vulcanismo nos processos sedimentares contemporâneos. Este trabalho descreve e interpreta as fácies das rochas sedimentares e mistas sedimentares-vulcanoclásticas que ocorrem intercaladas com a porção sul do Grupo Serra Geral (Província Ígnea Paraná-Etendeka; regiões de Barros Cassal e Veranópolis – Rio Grande do Sul). As rochas sedimentares representam o restabelecimento dos sistemas deposicionais durante períodos de quiescência vulcânica. Suas fácies indicam a existência de depósitos formados por fluxos fluviais efêmeros, por pequenos lagos e pela deposição eólica. As rochas mistas vulcanoclásticas-sedimentares representam a interação entre lavas/magmas e depósitos/sistemas sedimentares quando da retomada da atividade vulcânica. Suas fácies sugerem a ampla presença de processos relacionados a interação magma-água. As fácies descritas neste trabalho sugerem condições úmidas durante o vulcanismo, distinto do ambiente desértico que existia antes e durante, as primeiras erupções (Fm. Botucatu). A existência de condições úmidas já foram sugeridas para outras regiões do Grupo Serra Geral, indicando uma mudança paleoambiental em toda a Bacia do Paraná. Mudanças climáticas provocadas pela liberação de grandes volumes de SO₂ devido à atividade vulcânica podem ser um dos mecanismos pelos quais a colocação da Província Ígnea Paraná-Etendeka influenciou a distribuição de precipitação durante o Cretáceo Inferior.

ABSTRACT

Several Large Igneous Provinces (LIPs) are known to be chronology correlated to periods of profound environmental and climatic changes, including mass extinction events. Despite this, few studies have been conducted to try to understand how LIP emplacement affects the environment and sedimentary records locally associated with volcanism. Sedimentary and mixed volcanoclastic-sedimentary rocks that occur interleaved with the volcanic products of LIPs offers some of the best lithological record to verify the influence of volcanism on contemporaneous sedimentary process. This work describes and interprets the facies of sedimentary and mixed volcanoclastic-sedimentary rocks that occur interbedded with the southern portion of the Serra Geral Group (Paraná-Etendeka LIP; Barros Cassal and Veranópolis regions in Rio Grande do Sul state). The interbedded sedimentary records represent the reestablishment of the depositional systems during periods of volcanic quiescence. Their facies indicate they were deposited by ephemeral fluvial flows, in small lakes/ponds and by aeolian processes. The mixed volcanoclastic-sedimentary rocks are formed by the interaction between the volcano-magmatic system and sedimentary deposits/systems when volcanism resumes. Their facies suggest the ample presence of processes related to magma-water interaction during their formation. The facies described in this work indicate a humid condition during volcanism, distinct from the desert environmental that prevailed before and during the onset of volcanism. The existence of humid conditions has been suggested to other parts of the Serra Geral Group, indicating a paleoenvironmental change that spawned the whole basin. Global scale climatic changes triggered by the release of huge quantities of SO₂ from the volcanic activity may be one of the mechanisms by which the emplacement of the Paraná-Etendeka Igneous Province affected the precipitation distribution during the Lower Cretaceous.

LISTAS DE FIGURAS

- Figura 1** - Subdivisão de GPIs com base em idades, ambientes crustais, composição e produto vulcânico dominante (retirado e traduzido de Bryan and Ernst, 2008).3
- Figura 2** - Desenho das acumulações de basalto na região de Snake River, Idaho, EUA (província associada a PBC, Columbia River Basalts). Note a superfície plana, caracterizadas por pequenas ondulações (hummocks) e fraturas (clefts) que mais tarde viriam a ser reconhecidas como devido ao processo de inflação. (Retirado de Geikie, 1885, pág 239)5
- Figura 3** – Lavas basálticas simples e compostas. **A)** Sequência de derrames basálticos simples. Notar a geometria tabular e a continuidade lateral das lavas. Região de Borgarfjörður Eystr, Islândia. **B)** Lavas pahoehoe compostas. Contorno em vermelho delimita um lobo caracterizado por vesículas em cilindro na base. Notar pequena continuidade lateral dos lobos. Região de Lajeado, Rio Grande do Sul.7
- Figura 4** - A) Estrutura tripartite comumente encontrada em derrames de flood basalts e típicas de lavas do tipo pahoehoe infladas. A crosta superior e inferior são mais vítreas que os núcleos e contém as porções mais vesiculadas enquanto o núcleo do derrame é mais cristalino e desprovido de muitas vesículas. A crosta inferior costuma ser pouco espessa e dificilmente é preservada em sequências antigas. B) Sequência de derrames de flood basalts. Traçado em vermelho separa a crosta superior vesiculada do núcleo maciço de um outro derrame. Região de Borgarfjörður Eystr, Islândia.9
- Figura 5** - Exemplos da interação entre o vulcanismo de PBC e os sistemas sedimentares contemporâneos (coluna esquerda) e registro litológico associados a essas interações (coluna direita). **A)** Recobrimento de um campo de dunas por lavas da Província Etendeka (modificado de Jerram et al., 2000); **B)** Duna eólica recoberta por basaltos da Província Paraná (retirado de Waichel et al., 2008); **C)** Preenchimento de canais fluviais por lavas do Columbia River Basalt e reestabelecimento da drenagem fluvial sobre campo de lavas recém formado (modificado de Ebinghaus et al., 2014); **D)** Depósitos de canais arenosos, pillow lavas e brechas de fragmento de pillow formadas pela interação entre canais fluviais e lavas (retirado de Ebinghaus et al., 2014); **E)** Lago formado pelo barramento de drenagens por lavas. Nova erupção leva a uma formação de um delta de lava sobre o lago. Província do Karoo (modificado de Bordy et al., 2021); **F)** Pillow lavas da Província Karoo formadas em um delta de lava devido a interação com sistemas fluviais da Clarens Fm. (retirado de Bordy et al., 2021) 12
- Figura 6** - **A)** Cartoon ilustrando a diversidade de depósitos e fácies geradas por intrusões rasas de magma em sedimentos inconsolidados em um ambiente subaquoso. A fragmentação do magma é predominantemente não explosiva levando principalmente a formação de hialoclastitos e peperitos (baseado em Yamagishi, 1991); **B-D)** Peperitos formados por um derrame de lava correndo sobre sedimentos inconsolidados saturados em água; **C-F)** Hialoclastitos formados pela fragmentação passiva de intrusões rasas em sedimentos inconsolidados e saturados em água. 15
- Figura 7** - Mapa com as margens continentais da América do Sul e da África justapostas indicando a distribuição em área das rochas vulcânicas da Província Ígnea Paraná – Etendeka. Área aproximada das vulcânicas em bacias de offshore correlatas a PIPE também estão indicadas. Retirado e modificado de Rossetti et al., 2018.22
- Figura 8** - Distribuição das formações litoestratigráficas do vulcanismo baixo TiO₂ do Grupo Serra Geral no estado do Rio Grande do Sul. As formações litoestratigráficas

abrangem os magmas tipos (Peate et al., 1992) Gramado (Fm. Torres e Fm. Vale do Sol), Palmas (Fm. Palmas) e Esmeralda (Fm. Esmeralda). Figura traduzida de Rossetti et al., (2018).23

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 -Comparação entre o volume de SO₂ e CO₂ liberados por algumas erupções vulcânicas e os liberados atualmente pela atividade humana. * Laki, 1783 (Islândia) é considerada a maior erupção basáltica documentada; Roza Flow** do Columbia River Basalt é considerado uma erupção “típica” de *flood basalts*. Valores para o Deccan Traps representam o total liberado durante a colocação de uma PBC. Note que os valores de CO₂ do Roza Flow equivalem a ~ 40% do total liberado anualmente pela atividade humana no período de um ano. 18

LISTA DE ABREVIACÕES

GPI – Grandes Províncias Ígneas

GSG – Grupo Serra Geral

Fm. - Formação

PBC – Província Basáltica Continental

PIPE – Província Ígnea Paraná - Etendeka

Tg – Teragrama (10^{12} gramas)

K – Graus Kelvin

μm - Micrmetro

SUMÁRIO

1 – Introdução	1
2 - Estado da Arte	3
2.1 - Grandes Províncias Ígneas	3
2.2 – Províncias Basálticas Continentais e ‘flood basalts’	4
2.3 – Províncias Basálticas Continentais – principais constituintes e a vulcanologia física de flood basalts	6
2.4 – Províncias Basálticas Continentais: A dinâmica entre vulcanismo e sedimentação.	10
2.5 – Rochas sedimentares em PBC – ocorrências e a influência do vulcanismo nos ambientes deposicionais.....	10
2.6 – Rochas vulcanoclásticas hidromagmáticas e sua ocorrência em PBC.....	13
2.7 – O potencial impacto ambiental de Províncias Basálticas Continentais	16
3.0 – A relação entre a Província Paraná, as bacias marginais brasileiras e a indústria de hidrocarbonetos.....	19
3. Materiais e métodos	20
4. Contexto Geológico.....	21
4.1 Província Ígnea Paraná	21
5. Resultados	24
6. Conclusões.....	26
7. Referências bibliográficas	27
8. Artigo.....	34
8.1 Introduction	35
8.2 Volcaniclastic deposits: classification and terminology	37
8.3 The Paraná-Etendeka Igneous Province	38
8.4 Methodology	41
8.5 Results and interpretation	43
8.5.1 General stratigraphy of the studied area	43
8.5.2 Non volcanic lithofacies.....	44
8.5.3 Primary volcaniclastic lithofacies	49
8.6 Discussion	58
8.6.1 Fast changes in local precipitation during the initial stages of PEIP volcanism	58
8.6.2 Can gas emissions from Continental Flood basalts affect the local/global precipitation regime?	59
8.7 Concluding remarks	65
8.8 References	66

9 – Anexos	78
------------------	----

Estrutura da Tese

Esta dissertação de mestrado está estruturada em um artigo científico precedido por um texto integrador. O artigo científico, intitulado "*Rapid changes from arid to humid conditions during the onset of the Paraná-Etendeka Igneous Province: Can volcanogenic gas emissions from Continental Flood Basalts affect the precipitation regime?*" foi submetido, aceito e publicado na revista *Journal of the Geological Society of London - Special Publications* (classificação Qualis Capes A2). O texto integrador possui a seguinte estrutura: 1) Introdução; 2) Estado da Arte; 3) Materiais e Métodos; 4) Contexto Geológico; 5) Resultados; 6) Conclusões; 7) Referências Bibliográficas e 8) Artigo Científico.

1 – Introdução

A história geológica da Terra é pontuada por momentos de intensa atividade magmática-vulcânica cujo registo litológico é representado pelas chamadas Grandes Províncias Ígneas (GPI; em inglês *Large Igneous Provinces – LIPs*). Há mais de um século GPI atraem a atenção de cientistas da Terra devido ao volume de produtos ígneos, caráter distinto de seus produtos vulcânicos, e, a correlações destas províncias com períodos de mudanças tectônicas, climáticas e ecológicas (e.g., Mather & Schmidt, 2020; Tyrell, 1927). Notavelmente, diversas GPI são geocronologicamente correlatas a momentos de mudanças climáticas e grandes extinções em massa (e.g., Siberian Traps e a extinção do Permiano – Triássico) e diferentes estudos vem tentando estabelecer relações de causa e efeito entre esses dois eventos (Bond & Sun, 2020; Ernst & Youbi, 2017).

Apesar do potencial de GPI em causar mudanças a níveis globais, poucos estudos foram realizados visando entender o impacto de GPI nos ambientes deposicionais localmente associados (e.g., Ebinghaus et al., 2014; Tandon, 2002). Erupções de GPI frequentemente ocorrem em bacias sedimentares, permitindo que o sistema intrusivo interaja com o preenchimento bacia e as lavas com os sistemas deposicionais ativos. Os sistemas deposicionais se reestabelecem durante os períodos de quiescência vulcânica, deixando rochas sedimentares intercaladas com os produtos ígneos que registram a evolução dos paleoambientes concomitante ao episódio vulcânico. Quando ocorre a retomada das erupções vulcânicas as lavas interagem com os sistemas deposicionais, modificando-os e dando origem a uma série de rochas vulcanoclásticas que atestam a interação entre esses dois sistemas. O entendimento de como o vulcanismo de GPI interage e influencia os sistemas sedimentares locais é essencial para entender a evolução e a dinâmica de uma GPI e balizar os potenciais impactos ambientais do episódio vulcânico (e.g., Svensen et al., 2009).

A Grande Província Ígnea Paraná-Etendeka (Cretáceo Inferior) registra uma aparente dicotomia entre o paleoambiente desértico árido documentado no início do vulcanismo e paleoambientes mais úmidos sugeridos para as fases posteriores com base na ocorrência de depósitos fluviais/lacustres e *pillow lavas* (de Moraes & Seer, 2018; Luchetti et al., 2014; Waichel et al., 2007; Petry et al., 2007; Jerram & Stollhofen,

2002). O presente estudo foi motivado por esta diferença paleoambiental e visa investigar algumas das rochas vulcanoclásticas e sedimentares que ocorrem intercaladas com as lavas da GPI Paraná-Etendeka no estado do Rio Grande do Sul, com o objetivo de realizar a interpretação dos ambientes deposicionais e dos processos vulcânicos que atuaram na formação destas.

Além do interesse de cunho mais acadêmico o presente trabalho também se faz útil perante a indústria de hidrocarbonetos. A influência do magmatismo da Província Paraná na abertura do Atlântico Sul pode ser diretamente observada nas bacias de Pelotas, Campos e Santos (Milani *et al.*, 2007). O início do preenchimento nestas bacias é marcado por rochas vulcânicas subáreas de idades similares a Província Paraná que são interpretadas como uma extensão do magmatismo Paraná-Etendeka (Mizusaki *et al.*, 1992). Ampliar o entendimento acerca da distribuição e das fácies de rochas vulcanoclásticas e sedimentares na Província Paraná é um trabalho pioneiro que auxilia na exploração por novas oportunidades nas sequências vulcânicas das bacias de margem passiva do sul-sudeste brasileiro.

Com isso esperamos contribuir com uma publicação que avance os temas como a arquitetura de fácies de GPI, a estratigrafia da Província Ígnea Paraná-Etendeka e a influência de GPI nos ambientes deposicionais localmente associados. Além disso, esperamos auxiliar na busca por novos alvos exploratórios nas bacias do *offshore* brasileiro a partir do refinamento do arcabouço estratigráfico da Província Paraná, que pode ser diretamente comparado as sequências vulcânicas Valanginianas, e, indiretamente utilizado como análogos para outras sequências vulcânicas continentais.

2 - Estado da Arte

2.1 - Grandes Províncias Ígneas

Grandes Províncias Ígneas são definidas atualmente como (Bryan & Ernst, 2008):

Províncias magmáticas cujo a extensão da área é $>0.1 \text{ km}^2$, o volume total de rochas ígneas $>0.1 \text{ km}^3$ e cujo a duração máxima da atividade ígnea é de 50 Myr. São caracterizadas por curtos pulsos de atividade ígnea (1 – 5 Myr) onde uma grande porção da província ($> 75 \%$) é colocada.

GPI podem ser subdivididas em diversos grupos com base em suas idades, ambiente crustal (*i.e.*, continental ou oceânico), produto ígneo dominante (*e.g.*, intrusiva x efusivas) e composição (Fig 1; Bryan & Ernst, 2008; Coffin & Eldholm, 1992).

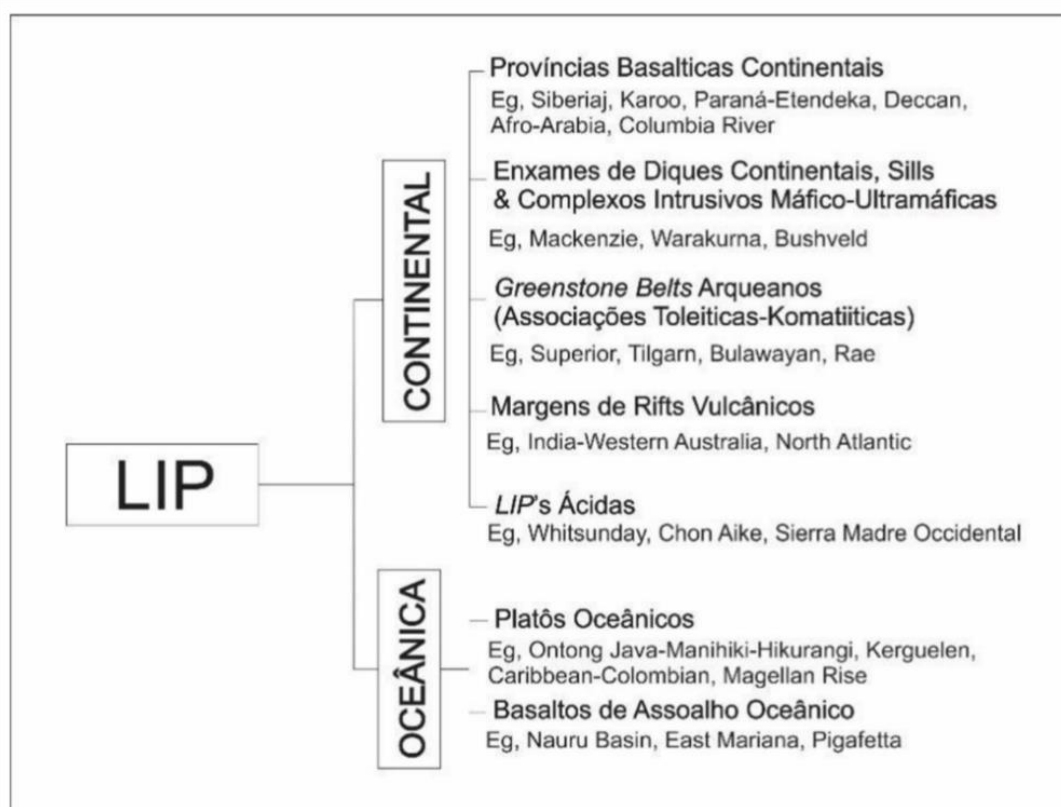


Figura 1 - Subdivisão de GPIs com base em idades, ambientes crustais, composição e produto vulcânico dominante (retirado e traduzido de Bryan and Ernst, 2008).

O termo Grandes Províncias Ígneas é um termo “guarda-chuva” que visa agrupar diferentes províncias vulcânicas-magmáticas que tem em comum a colocação de grandes volumes de material ígneo em curtos períodos geológicos. Portanto, a

definição moderna de GPI agrupa diferentes províncias magmáticas com potenciais impactos ambientais e ecológicos decorrentes da intensa atividade magmática, mas que muitas vezes apresentam produtos e processos de formações distintos.

Entre as subdivisões de GPI as reconhecidas há mais tempo e melhores estudadas são as chamadas Províncias Basálticas Continentais (PBC; em inglês *Continental Flood Basalts – CFB*), pois estas comumente afloram em bacias intracratônicas, o que facilita o seu reconhecimento e acesso. A Província Paraná-Etendeka, tema deste estudo, é um exemplo clássico de PBC e as próximas seções visam apresentar Províncias Basálticas Continentais com enfoque na vulcanologia física, na interação entre o vulcanismo os sistemas sedimentares e seus potenciais impactos ambientais.

2.2 – *Províncias Basálticas Continentais e ‘flood basalts’*

Mesmo antes do advento e da aplicação extensiva de métodos geocronológicos a províncias vulcânicas-magmáticas cientistas da Terra já reconheciam que algumas províncias vulcânicas se formaram devido a colocação de imensos volumes de lavas em curtos períodos de maneira sem precedentes em erupções históricas (Geikie, 1885, pág 238 - 241; Tyrell, 1927; Washington, 1922). Sir Archibald Geikie (1885) foi o primeiro a reconhecer que diversas áreas vulcânicas são caracterizadas por extensos lençóis (*sheets*) de lavas basálticas subáreas que recobrem completamente a superfície pré-existente, dando origem a uma geomorfologia de planícies/platôs de lavas que são notavelmente distinta de outros terrenos vulcânicos. Além disso, de acordo com Geikie (1885), esses lençóis de lavas são acompanhados por pouco ou nenhum material piroclástico e por uma ausência notável de cones, domos e crateras vulcânicas (Fig 2). Geikie (1885) chamou essas acumulações de ‘Basaltos de Platô’ (*Plateau Basalts*) e sugeriu que seu modo de colocação seria majoritariamente através de fissuras.



Figura 2 -Desenho das acumulações de basalto na região de Snake River, Idaho, EUA (província associada a PBC, Columbia River Basalts). Note a superfície plana, caracterizadas por pequenas ondulações (*hummocks*) e fraturas (*clefts*) que mais tarde viriam a ser reconhecidas como devido ao processo de inflação. (Retirado de Geikie, 1885, pág 239)

O termo *flood basalt* (derrames basálticos) foi cunhado por Tyrell (1927) como um substituto do termo ‘Basalto de Platô’ para referir-se a essas grandes acumulações de lavas basálticas. De acordo com Tyrell (1927), o termo é mais adequado pois remete a característica fundamental das erupções que deram origem a essas acumulações: foram erupções de grandes volumes de lavas que ‘inundaram’ (*flood*) a superfície pré-existente. Tyrell (1927) também reconheceu diversas acumulações de *flood basalts*, consideradas hoje como exemplos clássicos de PBC como o Columbia River (EUA), as Deccan Traps (Índia) e as acumulações de lavas do Karoo (África do Sul) e da Província Paraná (Brasil). Com a introdução do conceito de Grandes Províncias Ígneas, e suas subdivisões (Coffin & Eldholm, 1992) o termo Províncias Basálticas Continentais passa a ser o mais utilizado para designar os antigos “Basaltos de Platô”, caracterizados por extensas áreas continentais cobertas majoritariamente por espessas lavas em lençóis (*flood basalts*).

2.3 – *Províncias Basálticas Continentais – principais constituintes e a vulcanologia física de flood basalts*

Como discutido na seção anterior os principais produtos de PBC são as espessas acumulações de lavas basálticas subáreas denominadas de *flood basalts*. Além das lavas basálticas subáreas a estratigrafia de PBC frequentemente incluem outros produtos como lavas subaquosas (e.g., Bordy et al., 2021), lavas de composição intermediária/ácida (e.g., Polo & Janasi, 2014), depósitos vulcanoclásticos de composição variada (e.g., Jerram et al., 2016), paleosolos/*redboles* (e.g., Duraiswami et al., 2020), e rochas sedimentares intercaladas (*'intratrap'*, e.g., Fantasia et al., 2016). Esta seção trata especialmente sobre a descrição e os modelos de formação para as lavas basálticas em PBC, enquanto os depósitos vulcanoclásticos e as rochas sedimentares serão tratadas nas próximas seções.

Lavas basálticas em PBC são comumente divididas em dois tipos descritivos: fluxos (*flows*) simples e fluxos compostos (Walker, 1971). Lavas do tipo 'compostas' são aquelas que em escala de afloramento podem ser subdivididas em pequenos lobos de lava individuais, enquanto as lavas do tipo 'simples' são caracterizadas por um grande lobo individual em escala de afloramento (*i.e.*, *sheet flow*; Fig 3). Como indicado por Walker (1971) a divisão de lavas em simples/compostas é descritiva e útil principalmente no estudo de campos de lavas antigos, onde o total da extensão de uma erupção não pode ser reconhecido. Na prática campos de lava recentes são sempre compostos até um certo ponto, ou seja, uma erupção normalmente gera mais do que apenas um lobo individual de lava. A distinção morfológica entre lavas simples/compostas sugere que ambas foram formadas sobre taxas de erupções distintas. Essa observação foi justificada por Walker (1971) utilizando-se de parafina derretida como análogos para fluxos de lava. Um volume de parafina derretida derramada em pequenas quantidades (*i.e.*, baixas taxas de efusão) tende a formar pequenos lobos individuais, similares a lavas compostas. Por outro lado, caso o mesmo volume de parafina derretida seja derramada de uma só vez (*i.e.*, altas taxas de efusão) a tendência passa a ser de formar um grande lobo de parafina, similares a lavas simples.

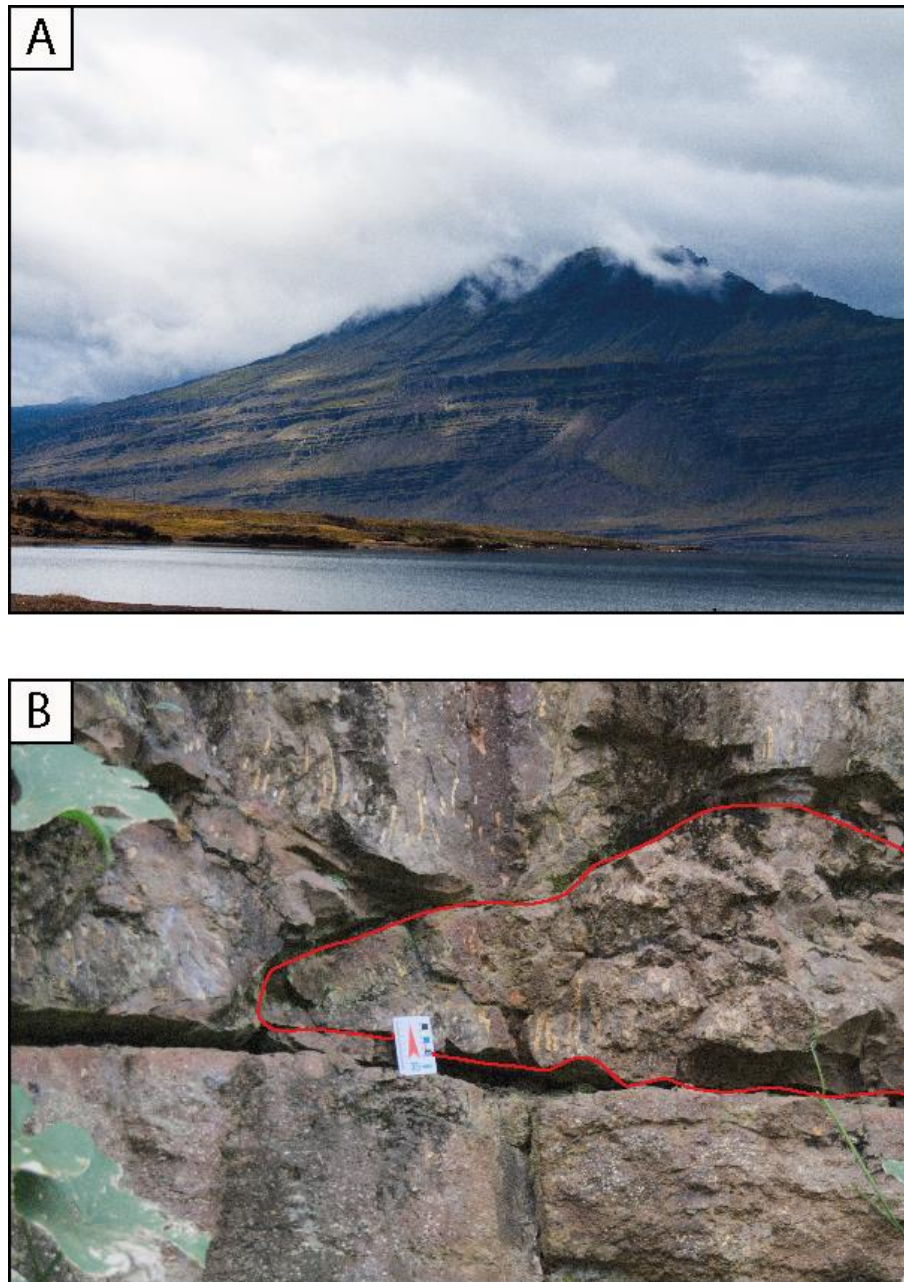


Figura 3 – Lavas basálticas simples e compostas. **A)** Sequência de derrames basálticos simples. Notar a geometria tabular e a continuidade lateral das lavas. Região de Borgarfjörður Eystr, Islândia. **B)** Lavas pahoehoe compostas. Contorno em vermelho delimita um lobo caracterizado por vesículas em cilindro na base. Notar pequena continuidade lateral dos lobos. Região de Lajeado, Rio Grande do Sul.

Os primeiros modelos numéricos sobre a colocação de *flood basalts* foram baseados em cálculos de velocidades para lavas espessas se movendo sobre superfícies de baixo ângulo. Esses modelos indicaram que lavas basálticas com ~ 30m de espessura fluiriam sobre regimes turbulentos, o que ocasiona em uma rápida perda de calor das lavas. O modelo de fluxos turbulentos estimou que erupções de *flood basalts* poderiam acontecer em curtíssimos períodos, entre 12h a 3 dias (Shaw

& Swanson, 1970 *apud* Keszthelyi et al., 2006) sobre taxas de efusão na ordem de $10^6 - 10^7$ m³/s de lava. Esse modelo criou a noção de que a colocação de *flood basalts* seriam eventos catastróficos capazes de inundar gigantescas áreas com lavas em questões de dias.

Com os avanços nos estudos sobre os mecanismo de colocação de lavas basálticas, em especial sobre o processo de inflação de *pahoehoes* (e.g., Hon et al., 1994), um outro modelo, conhecido como modelo de *pahoehoes* infladas, veio a ser elaborado para explicar a formação de *flood basalts*. Lavas *pahoehoes* são caracterizadas por uma superfície lisa e vítrea que permite que o núcleo líquido da lava fique insulado e, portanto, mantenha baixas taxas de resfriamento. Além disso a superfície vítrea de lavas *pahoehoe* mantem-se quente suficiente para suportar a deformação dúctil provocada pela recarga de lavas no interior do lobo. Essas duas características permitem que lavas *pahoehoes* inflem, e cresçam de maneira endógena, atingindo grandes espessuras e fluindo por longas distâncias sem a necessidade de taxas eruptivas catastróficas. O modelo de *pahoehoes infladas flood basalts* podem levar de meses a alguns anos para se formarem, o que resulta em taxas eruptivas na ordem de 10^3 m³/s. Quando comparada com erupções históricas as taxas eruptivas desse modelo ainda são altas, porém comparáveis aos picos eruptivos em algumas das maiores erupções basálticas documentadas (e.g., Laki, 1783, Islândia).

O modelo de colocação de *flood basalts* como *pahoehoe* infladas é o mais aceito atualmente. Apesar disso modelos numéricos indicam que a colocação como fluxos levemente turbulentos é ao menos fisicamente plausível Keszthelyi *et al* (2006). Decifrar os mecanismos, as taxas eruptivas e tempo de colocação de *flood basalts* é importante pois permite balizar os períodos de quiescência vulcânica e ajuda a entender a dinâmica entre vulcanismo e sedimentação, além de restringir os potenciais impactos ambientais causados por uma GPI.

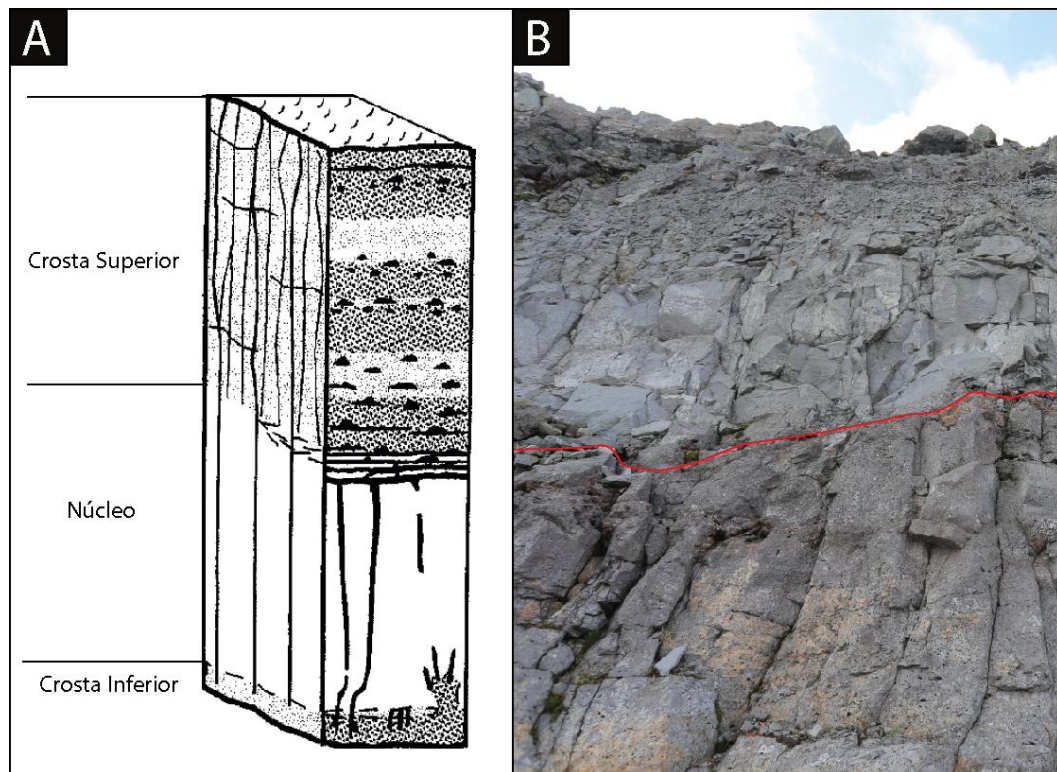


Figura 4 - A) Estrutura tripartite comumente encontrada em derrames de flood basalts e típicas de lavas do tipo pahoehoe infladas. A crosta superior e inferior são mais vítreas que os núcleos e contém as porções mais vesiculadas enquanto o núcleo do derrame é mais cristalino e desprovido de muitas vesículas. A crosta inferior costuma ser pouco espessa e dificilmente é preservada em sequências antigas. B) Sequência de derrames de flood basalts. Traçado em vermelho separa a crosta superior vesiculada do núcleo maciço de um outro derrame. Região de Borgarfjörður Eystr, Islândia.

2.4 – Províncias Basálticas Continentais: A dinâmica entre vulcanismo e sedimentação.

Erupções vulcânicas são eventos intermitentes, ou seja, cada erupção é acompanhada por um período variável de hiato eruptivo. O vulcanismo de PBC, apesar de seu grande volume, é marcado pelos mesmos períodos de quiescência eruptiva comuns em outros sistemas vulcânicos. Durante os hiatus eruptivos, os sistemas deposicionais se reestabelecem sobre os produtos vulcânicos. As rochas sedimentares que ocorrem intercaladas com lavas em PBC representam o registro litológico dos sistemas deposicionais atuantes durante esses períodos de hiato eruptivo (e.g., Black et al., 2021; Ebbinghaus et al., 2014; Fantasia et al., 2016; Luchetti et al., 2014; Nogueira et al., 2021; Stollhofen et al., 2000). Quando ocorre uma nova erupção o vulcanismo interage com os sistemas deposicionais vigentes e seus depósitos, potencialmente dando origem a diversas rochas vulcanoclásticas ou mistas vulcanoclásticas-sedimentares que registram os processos atuantes durante a interação (e.g., Ebbinghaus et al., 2014; McClintock et al., 2008; Ukestins Peate & Bryan, 2008; Waichel et al., 2007).

Rochas sedimentares e vulcanoclásticas são onipresentes na estratigrafia de PBC, apesar de apresentarem volumes muito variáveis dependendo de fatores como o aporte sedimentar, as taxas e tipos de erupções, e o tipo de ambiente deposicional. De maneira análoga aos estudos em sequências sedimentares, o estudo faciológico destas litologias permite obter informações sobre o paleoambiente eruptivo/deposicional e, portanto, permite extrair informações sobre os mecanismos pelo qual o vulcanismo influencia e é influenciado pelos processos sedimentares.

2.5 – Rochas sedimentares em PBC – ocorrências e a influência do vulcanismo nos ambientes deposicionais

Rochas sedimentares em PBC podem variar desde espessas camadas lateralmente contínuas, que recobrem grande parte dos depósitos vulcânicos e delimitam importantes hiatus eruptivos até pequenas lentes isoladas limitadas a pequenas depressões nos topos das lavas. Elas ocorrem em diferentes níveis estratigráficos, não sendo restritas apenas ao início ou final do vulcanismo, e, podem se formar em diversos ambientes deposicionais, como eólico (Jerram et al., 2000; Rossetti et al., 2018), fluvial (Ebbinghaus et al., 2014; Fantasia et al., 2016; S. K

Tandon, 2002), lacustrino (de Moraes & Seer, 2018; Khadkikar et al., 1999; Stollhofen et al., 2000) e costeiros (Cripps et al., 2005).

A atividade vulcânica de PBC exerce influência direta nos sistemas deposicionais através da remodelação da superfície, a geração de topografia pelas lavas, o barramento de drenagens fluviais e a introdução de partículas vulcanoclásticas nos sistemas sedimentares (Fig 6). Erupções de *flood basalts* são capazes de cobrir rapidamente grandes áreas de um sistema deposicional, resultando em um mecanismo para a preservação de depósitos sedimentares (e.g., Jerram et al., 2000). O substrato descoberto (i.e., rocha fresca sem solo ou vegetação) gerados pelas lavas favorece a ocorrência de certos processos/ambientes sedimentares normalmente associados a outras áreas de substratos descobertos como por exemplos desertos (“*Mock aridity*” Harris & Van Couvering, 1995). Entre os ambientes favorecidos pelo substrato descoberto das lavas incluem-se por exemplo fluviais desconfiados, lagos alcalinos, fluviais entrelaçados e a formação de depósitos de fluxos de massa. Diversos estudos documentaram a existência de depósitos sedimentares formados por fluviais desconfiados e lagos efêmeros associados a PBC (e.g., Bordy et al., 2021; de Moraes & Seer, 2018; Fantasia et al., 2016; Nogueira et al., 2021; Stollhofen et al., 2000; S. K Tandon, 2002). A topografia positiva gerada pelas lavas é capaz de perturbar o equilíbrio das drenagens fluviais, levando a avulsão de canais e o estabelecimento de novas drenagens (e.g., Ebinghaus et al., 2014; S. K Tandon, 2002). O barramento das drenagem fluviais pelas lavas pode levar a formações de lagos que muitas vezes indicam condições alcalinas devido ao seu isolamento e às soluções hidrotermais providas do vulcanismo (e.g., Fantasia et al., 2016; Khadkikar et al., 1999; Stollhofen et al., 2000). A entrada de detritos vulcânicos no sistema sedimentar leva a modificações texturais e geoquímicas dos depósitos sedimentares.

A partir da comparação do registro sedimentar pré-vulcanismo com o registro sedimentar contemporâneo ao episódio vulcânico é possível inferir como as erupções afetaram os ambientes deposicionais. É importante ter cautela antes de atribuir mudanças no registro sedimentar associado às PBCs a verdadeiras mudanças

climáticas, uma vez que o vulcanismo é e capaz de influenciar de diversas outras maneiras (e.g., S. K Tandon, 2002).

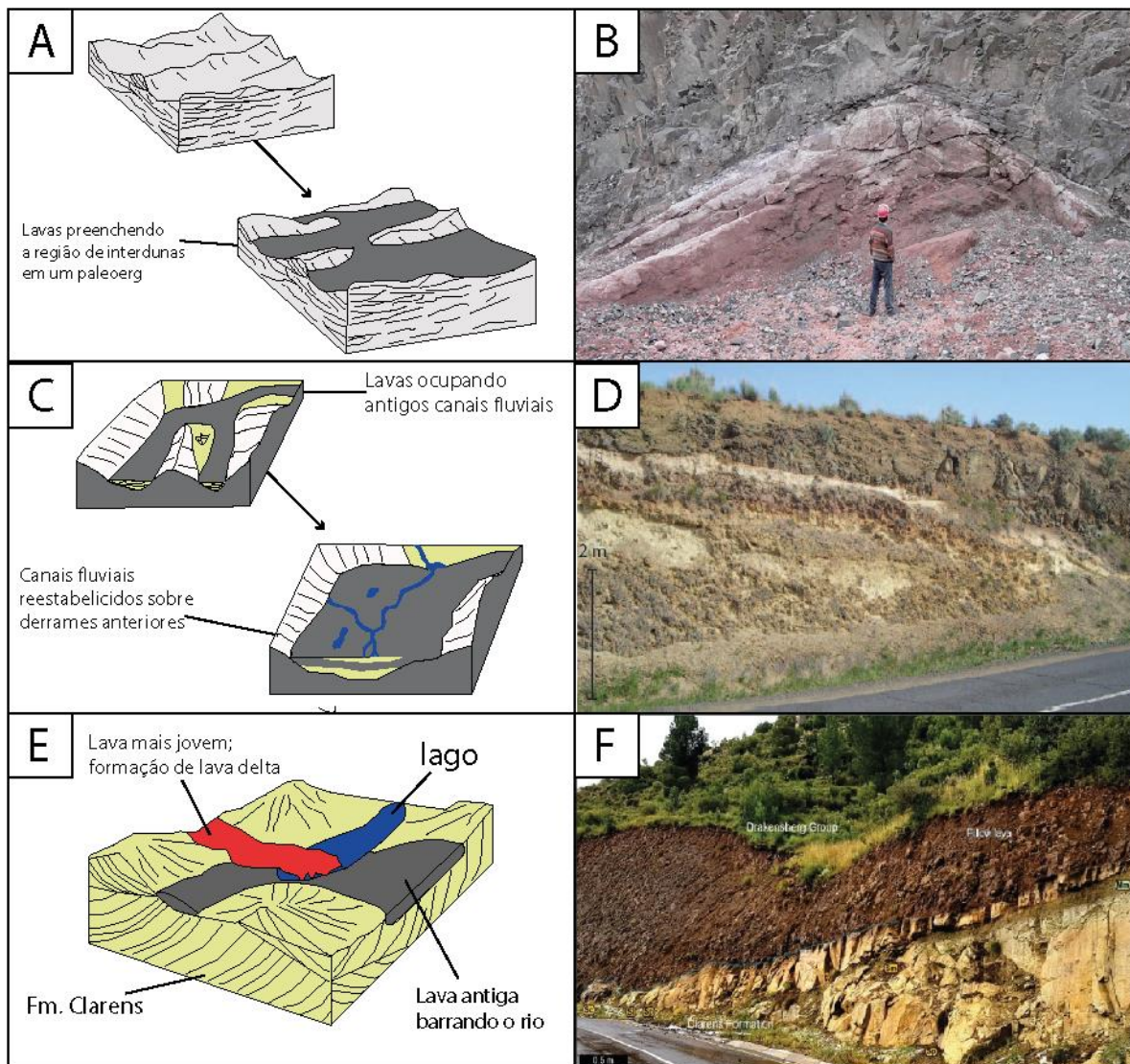


Figura 5 - Exemplos da interação entre o vulcanismo de PBC e os sistemas sedimentares contemporâneos (coluna esquerda) e registro litológico associados a essas interações (coluna direita). **A)** Recobrimento de um campo de dunas por lavas da Província Etendeka (modificado de Jerram et al., 2000); **B)** Duna eólica recoberta por basaltos da Província Paraná (retirado de Waichel et al., 2008); **C)** Preenchimento de canais fluviais por lavas do Columbia River Basalt e reestabelecimento da drenagem fluvial sobre campo de lavas recém formado (modificado de Ebinghaus et al., 2014); **D)** Depósitos de canais arenosos, pillow lavas e brechas de fragmento de pillow formadas pela interação entre canais fluviais e lavas (retirado de Ebinghaus et al., 2014); **E)** Lago formado pelo barramento de drenagens por lavas. Nova erupção leva a uma formação de um delta de lava sobre o lago. Província do Karoo (modificado de Bordy et al., 2021); **F)** Pillow lavas da Província Karoo formadas em um delta de lava devido a interação com sistemas fluviais da Clarens Fm. (retirado de Bordy et al., 2021)

2.6 – Rochas vulcanoclásticas hidromagmáticas e sua ocorrência em PBC

Rochas vulcanoclásticas primárias (*i.e.*, formadas durante a colocação de magmas ou lavas) são comuns em PBC, estando relacionadas a processos “puramente” eruptivos (*e.g.*, autobrechas e erupções piroclásticas) ou a interação entre lavas-magmas com água e/ou sedimentos inconsolidados. Rochas formadas pela interação entre lavas-magmas e água são denominadas de *hidromagmáticas*, termo este que inclui tanto as fácies coerentes (*e.g.*, *pillow* lavas) como fragmentadas (*e.g.*, brechas de fragmento de *pillow*; (Zimanowski et al., 2015)). Esta seção trata das rochas vulcanoclásticas de origem hidromagmáticas em PBC, incluindo também as rochas mistas vulcanoclásticas-sedimentares de mesma origem. O enfoque em rochas hidromagmáticas é porque rochas vulcanoclásticas formadas por processos “puramente eruptivos” não registram a interação com os ambientes de superfície, e, portanto, são menos úteis em estudos paleoambientais.

A interação entre magmas/lavas com água ocorre devido a processos termodinâmicos desencadeados pelo contraste termal entre esses componentes (Skilling et al., 2002; White, 1996; Wohletz, 2002; Zimanowski et al., 2015). A lava/magma em contato com água pode se fragmentar através de mecanismos não explosivo devido ao resfriamento brusco (*quench*), ou de maneira explosiva através de mecanismos complexos conhecidos como interação entre combustíveis-refrigerantes (*Molten-Fuel Coolant Interaction*; Wohletz, 1986; Zimanowski et al., 2015). Lavas também são capazes de fluir em ambiente subaquoso sem sofrer fragmentação, dando origem a morfologias como *pillow lavas* ou os *sheet flows* subaquosos (e.g., White et al., 2015).

Depósitos vulcanoclásticos hidromagmáticos são comumente classificados descritivamente com base em sua granulometria, emprestando os termos granulométricos normalmente utilizados para classificação de rochas piroclásticas (White & Houghton, 2006). Geneticamente diferentes tipos de depósitos hidromagmáticos podem ser reconhecidos. Quando compostos majoritariamente por fragmentos vítreos formados pelo resfriamento brusco de magmas/lavas, são chamados de *hialoclastitos* (e.g., Yamagishi, 1991; Zimanowski et al., 2015). Quando o magma/lava interage com a água presente nos poros de depósitos sedimentares é comum que ocorra a mistura entre os fragmentos juvenis e as partículas detríticas dos depósitos sedimentares, dando origem a rochas mistas vulcanoclásticas-sedimentares chamadas de *peperitos* (Skilling et al., 2002; White et al., 2000). Peperitos podem ser formados tanto por lavas (e.g., derrames fluindo sobre sedimento inconsolidado) quanto por intrusões rasas em sedimento inconsolidado. Quando a interação entre magmas e água ocorre de maneira explosiva resultam-se as erupções conhecidas como *freatomagmáticas* que dão origem a depósitos de natureza piroclásticas como tufos, lapilli-tufos etc. A figura 6 ilustra algumas das diversas fácies de rochas vulcanoclásticas potencialmente formadas em um cenário que o vulcanismo interage com água e sedimentos inconsolidados.

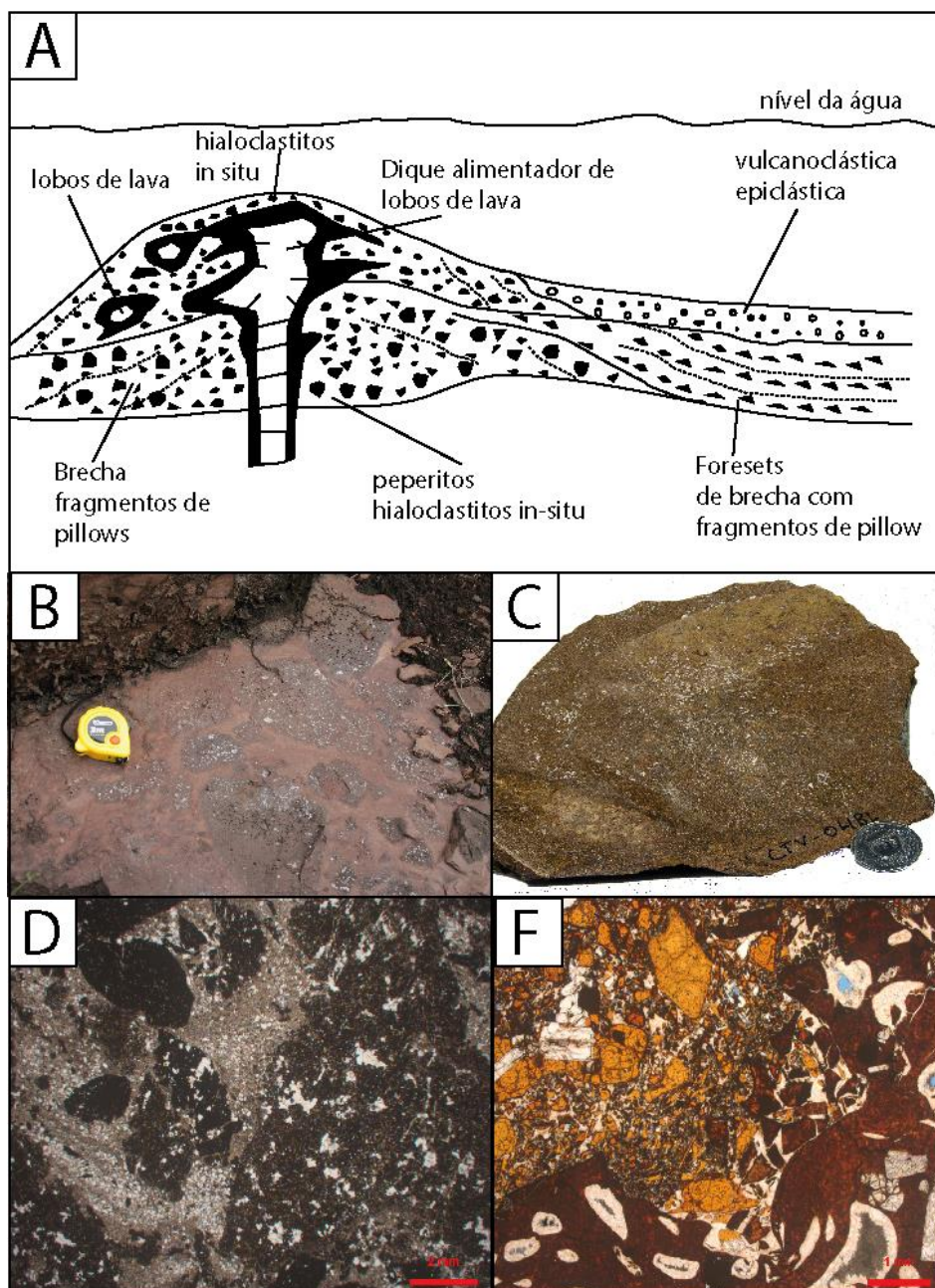


Figura 6 - A) Cartoon ilustrando a diversidade de depósitos e fácies geradas por intrusões rasas de magma em sedimentos inconsolidados em um ambiente subaquoso. A fragmentação do magma é predominantemente não explosiva levando principalmente a formação de hialoclastitos e peperitos (baseado em Yamagishi, 1991); **B-D)** Peperitos formados pela interação de lavas colocadas sobre sedimentos inconsolidados saturados em água; **C-F)** Hialoclastitos formados pela fragmentação passiva de intrusões rasas em sedimentos inconsolidados e saturados em água.

Peperitos e hialoclastitos foram documentados em diversas PBC, como por exemplo o Columbia River Basalt, Província do Karro, Província Paraná-Etendeka, Deccan e Emeishan (e.g., Bordy et al., 2021; Duraiswami, 2019; Ebinghaus et al., 2014; Jerram & Stollhofen, 2002; Ukstins Peate & Bryan, 2008; Waichel et al., 2007). Diferentes ambientes de formação foram sugeridos para essas rochas como por

exemplo a entrada de lavas em corpos da água, a corrida de lavas sobre o dorso de dunas, a ocupação de canais fluviais por derrames e a intrusão de lavas em sedimentos saturados em água. Depósitos vulcanoclásticos máficos (*mafic volcanoclastic deposits*) de origem freatomagmática também foram reconhecidos em diversas PBC (e.g., Black et al., 2021; McClintock et al., 2008), normalmente sendo caracterizados por brechas e lapilli-tufos ricos em fragmentos acidentais (*sensu* Fisher & Schmincke, 1984). Esses depósitos são especialmente interessante pois indicam atividade basáltica explosiva que pode ter implicações importantes para o impacto ambiental de uma PBC. Em suma, de maneira análoga a depósitos sedimentares, as estruturas e texturas de depósitos vulcanoclásticos podem ser estudadas a partir de uma metodologia de fácies para inferir os processos de formação e deposição.

2.7 – O potencial impacto ambiental de Províncias Basálticas Continentais

Ao menos três PBC dos últimos 300 Myr coincidem com eventos de extinções em massa: Província do Deccan (~ 66 Myr), Província do Atlântico Central (~ 200 Myr) e a Província da Sibéria (~ 253 Myr) (Courtilot & Renne, 2003; Kasbohm et al., 2021; Schmidt et al., 2016). Relações de causa e efeito entre a colocação de PBC e extinções em massas ainda não são consenso (Schmidt et al., 2016; Self et al., 2006). A colocação de PBC é capaz de impactar diretamente o clima e os ecossistemas através da liberação de grandes volumes de voláteis para atmosfera terrestre decorrentes da atividade vulcânica (e.g., Mather & Schmidt, 2020). PBC também afetam indiretamente o clima a partir de mecanismos como por exemplo a retirada de CO₂ da atmosfera devido a um aumento no intemperismo global causado pelo grande volume de basaltos expostos em superfície. (e.g., Black et al., 2021). Esta seção foca nos impactos relacionados a liberação de voláteis

Erupções de *flood basalts* são potencialmente capazes de influenciar o clima através da liberação de grandes quantidades de gases como CO₂ e SO₂. CO₂ e SO₂ possuem tempos de residências distintos na atmosfera e efeitos climáticos predominantemente opostos. Enquanto o CO₂ atua por longos períodos (> 10³ anos) e resulta em aquecimento global o SO₂ atua em curtos períodos (anos a dezenas de anos) e resulta em um resfriamento da superfície terrestre (e.g., Bond & Sun, 2020; Robock, 2000). Outros gases liberados em menor quantidade durante erupções vulcânicas, mas com potenciais impactos ambientais são os halogêneos de cloro e flúor.

CO₂ é o mais importante gás causador do efeito estufa terrestre e a rápida liberação de imensas quantidades de CO₂ em curtos períodos pode causar mudanças climáticas catastróficas aos ecossistemas devido ao aquecimento global. Diversos autores apontam que o aquecimento global provocado pela colocação de PBC é o principal mecanismo responsável pelas extinções em massa correlatas (e.g., Bond & Wignall, 2014; Richard E. Ernst & Youbi, 2017). Apesar disto, a quantidade total de CO₂ liberada pela atividade vulcânica é insuficiente para causar grandes impactos ambientais (Robock, 2000) e, portanto, a participação de outras fontes de CO₂ são necessárias para que PBC apresentem relação de causalidade com um evento de aquecimento global. A interação do sistema intrusivo de PBC com reservatórios geológicos ricos em CO₂ (e.g., camadas de carvão) é um mecanismo comumente evocado para suprir o *déficit* necessário para explicar uma causalidade entre o episódio vulcânico e períodos de aquecimento global (e.g., Bond & Sun, 2020; Svensen et al., 2018).

SO₂ é o principal agente causador de mudanças climáticas e ambientais observadas em erupções históricas. O SO₂ liberado pela atividade vulcânica reage com água para formar aerossóis de H₂SO₄ que são o principal forçante radiativo (*radiative forcing*) de erupções vulcânicas (Robock, 2000). Os aerossóis de SO₂/H₂SO₄ dispersam a luz solar resultando em um resfriamento da superfície terrestre e este fenômeno já foi observado em diversas erupções históricas, como a do Mt. Pinatubo em 1991 (e.g., McCormick et al., 1995). Para que o SO₂ liberado por erupções vulcânicas tenha um efeito climático global é necessário que este seja injetado por plumas eruptivas até a estratosfera uma vez que o tempo de residência do SO₂ na troposfera é muito curto (dias a semanas). Erupções de *flood basalts* são capazes de produzir até 40x mais SO₂ (~ 1 200 Tg) do que erupções como a do Mt. Pinatubo e, modelos numéricos indicam que as plumas eruptivas destas erupções são capazes de atingir a estratosfera (Glaze et al., 2017; Self et al., 2006). Logo, erupções de *flood basalts* são potencialmente capazes de alterar significativamente as condições climáticas a partir da liberação de SO₂. Modelos numéricos indicam que erupções de *flood basalts* podem levar a resfriamentos médio de 3.0 – 4.5 K da superfície terrestre durante a década após a erupção (Schmidt et al., 2016). Apesar disso, o impacto do resfriamento causado por erupções de *flood basalts* só seria capaz de afetar profundamente os ecossistemas globais caso a atividade eruptiva permanecesse por centenas de anos ou mais (Mather & Schmidt, 2020; Schmidt et

al., 2016). Além do resfriamento da superfície terrestre a introdução de grandes quantidades de SO₂ a troposfera possui outros efeitos ambientais como a acidificação do meio ambiente devido a formação de nuvens ácidas e chuva ácida, porém, impacto é restrito principalmente as regiões próximas a erupção.

Os exemplos acima sugerem que a liberação de gases por erupções de *flood basalts* não são capazes por si só de causarem extinções em massa globais. O fato do volume de PBC não apresentar correlação com a magnitude do impacto ambiental sugere que a atuação de outros mecanismos além do total de gases liberados é importante para determinar o impacto ambiental de uma PBC (Bond & Wignall, 2014; Self et al., 2014). A interação de PBC com reservatórios geológicos ricos em CO₂ e SO₂, como folhelhos e evaporitos, é comumente citada como um agravante do impacto ambiental de PBC. Além disso, caso o volume e/ou tempo das erupções de *flood basalts* sejam maiores do que os estimados pelo modelo de *pahoehoes* infladas é possível que a liberação de gases apenas pelo sistema vulcânico, em especial SO₂, sejam capazes de estressar os ambientes e ecossistemas para uma extinção em massa. A tabela 1 compara a liberação de gases de erupções de *flood basalts* (e.g., Roza flow), e o total liberado por uma PBC (e.g., Deccan Traps), com outras erupções históricas e fontes antropogênicas. Trabalhos futuros que consigam melhorar a quantificação dos voláteis liberados em erupção de *flood basalts*, bem como o entendimento acerca da dinâmica dessas erupções (i.e., taxas eruptivas, períodos de hiato etc.) devem auxiliar a restringir os potenciais impactos ambientais de PBC.

Tabela 1 -Comparação entre o volume de SO₂ e CO₂ liberados por algumas erupções vulcânicas e os liberados atualmente pela atividade humana. * Laki, 1783 (Islândia) é considerada a maior erupção basáltica documentada; Roza Flow** do Columbia River Basalt é considerado uma erupção “típica” de flood basalts. Valores para o Deccan Traps representam o total liberado durante a colocação de uma PBC. Note que os valores de CO₂ do Roza Flow equivalem a ~ 40% do total liberado anualmente pela atividade humana no período de um ano.

	SO ₂	CO ₂	Referência
Pinatubo, 1991	30 Tg	-	(McCormick et al., 1995)
Laki*, 1783	122 Tg	-	(Thordarson et al., 1996)
Roza Flow**	12 420 Tg	~ 14 x 10 ³ Tg	(Self et al., 2006; Thordarson et al., 1996)
Deccan Traps	6 x 10 ⁶ Tg	~ 1.4 x 10 ⁷ Tg	(Self et al., 2006)
Antropogênico*		~ 35 x 10 ³ Tg/ano	(Self et al., 2006)

3.0 – A relação entre a Província Paraná, as bacias marginais brasileiras e a indústria de hidrocarbonetos

As bacias de Pelotas, Santos e Campos são caracterizadas por um expressivo vulcanismo/magmatismo com idades estimadas entre 138 – 118 Myr que marcam o início do preenchimento das fases pré-rifte/rifte (Milani *et al.*, 2007). Na bacia de Pelotas este vulcanismo é considerado da fase pré-rifte e definido pela Fm. Serra Geral e a Fm. Imbituba, enquanto na bacia de Santos e Campos o vulcanismo é considerado da fase rifte (seção Pré-Sal) e agrupado na Fm. Camboriú e na Fm. Cabiúnas respectivamente. Estudos geoquímicos e geocronológicos nestas formações, focados principalmente na Bacia de Campos, mostraram a semelhança de idades e assinaturas químicas entre elas e o vulcanismo da Província Paraná, indicando que as vulcânicas contidas nestas bacias marginais representam uma extensão do magmatismo da Província Paraná (Mizuzaki *et al.*, 1988;1992). Apesar das formações vulcânicas das bacias marginais serem frequentemente consideradas como embasamento econômico, alguns campos de hidrocarbonetos com reservatórios vulcânicos já foram descritos para Fm. Cabiúnas na Bacia de Campos, com destaque para o campo de Badejo cujo reservatório são basaltos fraturados (Mizuzaki *et al.*, 1992; Vieira de Luca *et al.*, 2017; Ren *et al.*, 2020). A similaridade entre o preenchimento fase rifte nas bacias de Campos e Santos indicam um grande potencial para que reservatórios similares possam ser encontrados em Santos.

Estudos sobre a arquitetura de fácies dessas sequências vulcânicas é um trabalho que auxilia na modelagem geológica e a interpretação de dados durante a prospecção por reservatórios vulcânicos. Além disso, mesmo quando as formações vulcânicas não são alvos como reservatório é importante ter-se conhecimento da arquitetura de fácies para as interpretações geológicas e planejamento de poços. Estudos prévios sobre as fácies da Fm. Cabiúnas as descrevem como uma sequência composta predominantemente por lavas, subáreas e subaquosas, intercaladas com depósitos sedimentares e vulcanoclásticos (Mizuzaki *et al.*, 1988). O Grupo Serra Geral é ideal para ser estudado como análogo às sequências vulcânicas da base das bacias marginais do sul/sudeste brasileiro, pois além de representarem a extensão de um mesmo evento vulcânico também se formaram em contexto similar, com ampla ocorrência da interação entre vulcanismo e ambientes sedimentares continentais.

Dessa maneira, esperamos que este trabalho possa contribuir em prospecções futuras por hidrocarbonetos que envolvam sequências basálticas continentais, em especial no que tange a ocorrência, distribuição e interpretação dos depósitos clásticos intercalados com as lavas.

3. Materiais e métodos

A metodologia adotada envolveu levantamento bibliográfico, obtenção de dados de campo, a análise de lâminas petrográficas e a confecção de mapas e imagens para ilustrar os dados obtidos e as conclusões.

O levantamento bibliográfico realizado focou em temas como a vulcanologia física e o impacto ambiental de PBC, as ocorrências de rochas sedimentares em PBC, fácies e interpretações de estruturas sedimentares, a vulcanologia física e a faciologia de depósitos hidromagmáticos e a estratigrafia e vulcanologia física da Província Paraná. Dados obtidos na bibliografia sobre o conteúdo de SO₂ dos magmas da Província Paraná-Etendeka foram utilizados em conjunto com estimativa dos volumes de formações estratigráficas para estimar o SO₂ liberado pela colocação dessas formações (e.g., Thordarson et al., 1996).

Diversas etapas de campo foram realizadas entre os anos de 2016 – 2019 na porção sul da Província Paraná, aflorante no estado do Rio Grande do Sul. Os trabalhos de campo foram focados nas regiões próximas aos municípios de Barros Cassal (RS – 153) e Veranópolis (BR-116). Durante o campo foram observadas as ocorrências de rochas sedimentares e vulcanoclásticas intercaladas com as lavas, tomando-se nota da posição estratigráfica, estruturas e geometria dessas ocorrências. Os dados obtidos permitiram o reconhecimento de diferentes fácies sedimentares e vulcanoclásticas que posteriormente serviram para embasar a interpretação e discussão do paleoambiente deposicional e dos processos de formação. Ao todo 14 afloramentos de rochas sedimentares e vulcanoclásticas foram estudadas utilizando-se de uma metodologia de análise de fácies.

26 amostras foram selecionadas para confecção de lâminas petrográficas, com espessura padrão de 30 µm e impregnadas com resina azul para ressaltar a porosidade. A descrição petrográfica realizada foi de cunho qualitativo e seu principal foco foi auxiliar na interpretação das fácies observadas em campo a partir de

observações como por exemplo as características dos vulcanoclastos e da laminação sedimentar.

A confecção de mapas foi realizada no *software* QGIS (versão 3.2) e utilizou-se da base cartográfica do *Open Street Maps*, imagens multiespectrais LANDSAT-8, mapas geológicos do Serviço Geológico do Brasil (CPRM) e modelos digitais de elevação ALOS-PALSAR (resolução do pixel 12,5m). As figuras ilustrando fácies, lâminas e desenhos esquemáticos foram confeccionadas no *software Adobe Illustrator*.

4. Contexto Geológico

4.1 Província Ígnea Paraná

O termo Província Ígnea do Paraná é comumente utilizado para referir-se à porção brasileira, ou sul-americana, de uma PBC maior denominada de Província Ígnea Paraná – Etendeka (PIPE). A PIPE aflora tanto na América do Sul, no Brasil, Argentina, Uruguai e Paraguai, quanto na África na Namíbia e Angola (Bellieni et al., 1984; Frank et al., 2009; Fig. 7). A PIPE foi formada durante o Cretáceo Inferior e seu contexto geodinâmico está relacionado a ruptura do Gondwana Oeste e a Abertura do Atlântico Sul (e.g., Svensen et al., 2018). A província é composta majoritariamente por basaltos e basaltos andesíticos (> 90%) e subordinadamente por termos mais diferenciados denominados genericamente de “ácidas” (> 63 wt% de SiO₂; Peate et al., 1992). Datações isotópicas indicam uma idade para o vulcanismo em torno de 134 Ma, com rápida extrusão da maior parte da pilha vulcânica em <1 Myr (Janasi et al., 2011; Rocha et al., 2020; Thiede & Vasconcelos, 2010).

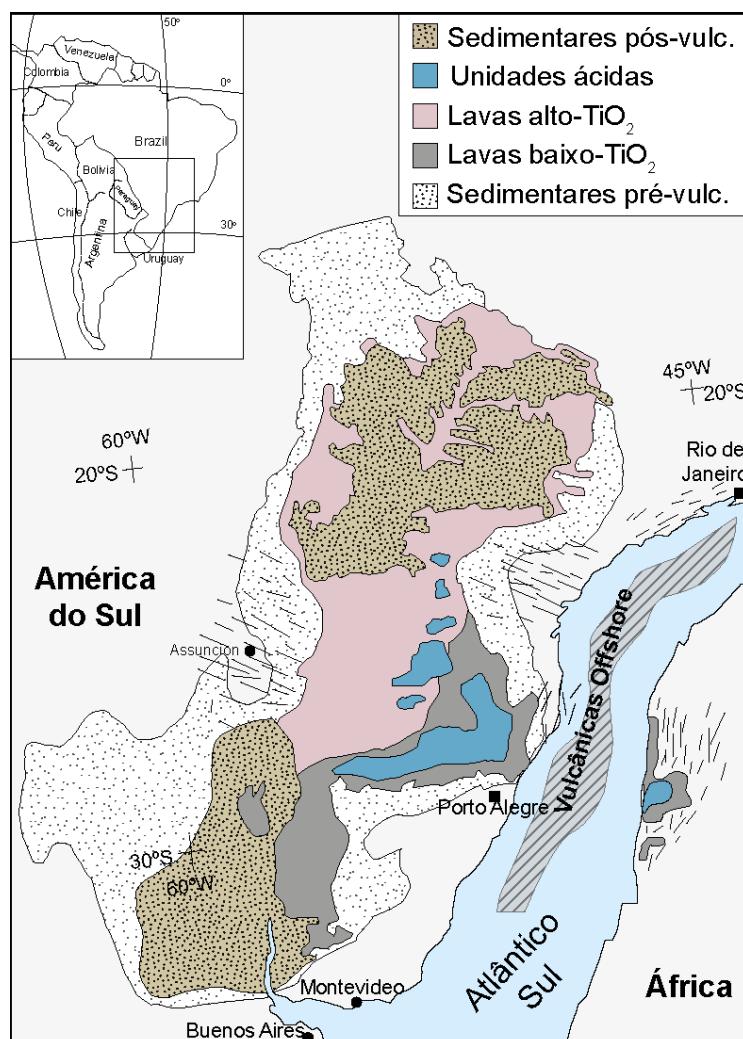


Figura 7 - Mapa com as margens continentais da América do Sul e da África justapostas indicando a distribuição em área das rochas vulcânicas da Província Ígnea Paraná – Etendeka. Área aproximada das vulcânicas em bacias de offshore correlatas a PIPE também estão indicadas. Retirado e modificado de Rossetti et al., 2018.

A estratigrafia da Província Ígnea Paraná foi inicialmente estudada a partir de análises química das lavas, o que resultou na subdivisão da província em dois setores com base no conteúdo de TiO_2 : um setor sul, mais antigo e de baixo conteúdo de TiO_2 ($< 2 \text{ wt}\%$), e, um setor norte mais jovem e com alto conteúdo de TiO_2 ($> 2 \text{ wt}\%$; Bellieni et al., 1984). Trabalhos posteriores construíram uma estratigrafia química detalhada do GSG utilizando-se de valores da razão entre elementos incompatíveis para construir grupos químicos distintos para as rochas vulcânicas-magmáticas (“magmas tipos”; Nardy et al., 2008; Peate et al., 1992). Recentemente as rochas vulcânicas da Província Ígnea Paraná começaram a ser estudadas do ponto de vista da vulcanologia física (e.g., Barreto, 2014; Rossetti et al., 2018, 2014) o que permitiu uma subdivisão litoestratigráfica para parte das lavas de baixo TiO_2 , levando a proposição de que a Fm. Serra Geral fosse promovida para Grupo Serra Geral (GSG; Rossetti et al., 2018).

O vulcanismo baixo TiO_2 do GSG, no estado do Rio Grande do Sul, é composto por quatro formações litoestratigráficas. São estas, da base para o topo: Fm. Torres, Fm. Vale do Sol, Fm. Palmas e Fm. Esmeralda (Rossetti et al., 2018; Fig 10). As formações litoestratigráficas do GSG foram definidas com base na textura e estrutura dos depósitos vulcânicos e representam vagamente diferentes momentos do evento vulcânico. A Fm. Torres, caracterizada por pequenos lobos de lavas *pahoehoe*, representa o início do vulcanismo básico sob baixas taxas de efusão, enquanto a Fm. Vale do Sol, caracterizada por espessos derrames de *rubbly pahoehoe*, representa o clímax do vulcanismo básico, sobre altas taxas de efusão. A Fm. Palmas agrega os produtos relacionados ao vulcanismo ácido do GSG enquanto a Fm. Esmeralda representa o último episódio vulcânico básico, de caráter químico mais primitivo e sobre baixas taxas de efusão. A divisão litoestratigráfica do GSG permitiu que as rochas sedimentares e vulcanoclásticas encontradas durante este estudo fossem alocadas as diferentes formações, fornecendo um controle estratigráfico/temporal para essas ocorrências que seria difícil de se obter apenas com a estratigrafia química.

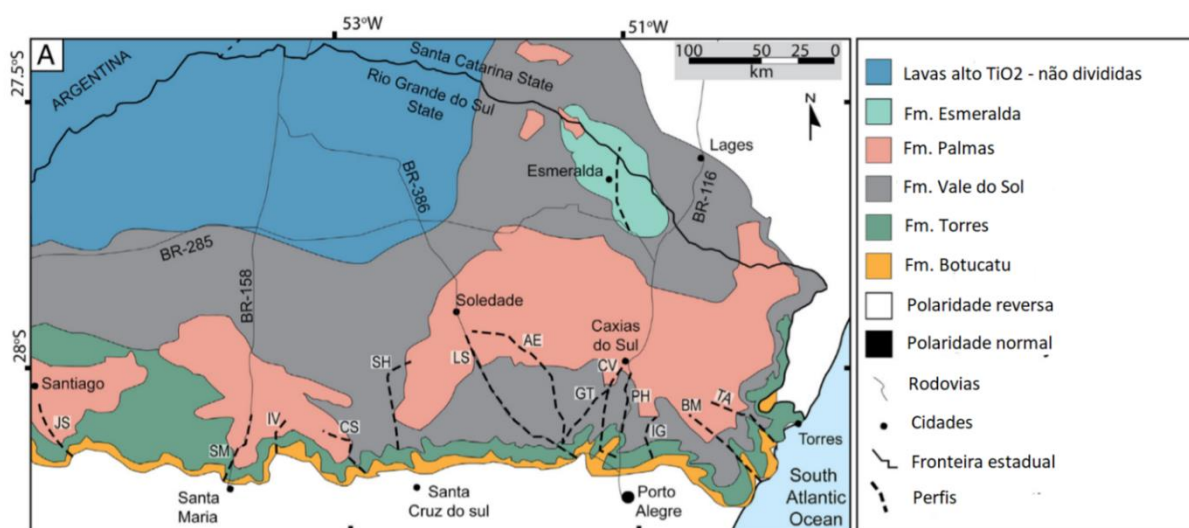


Figura 8 - Distribuição das formações litoestratigráficas do vulcanismo baixo TiO_2 do Grupo Serra Geral no estado do Rio Grande do Sul. As formações litoestratigráficas abrangem os magmas tipos (Peate et al., 1992) Gramado (Fm. Torres e Fm. Vale do Sol), Palmas (Fm. Palmas) e Esmeralda (Fm. Esmeralda). Figura traduzida de Rossetti et al., (2018).

Estudos com rochas sedimentares e vulcanoclásticas da PEIP indicam que o início do vulcanismo ocorreu em ambiente desértico árido, concomitante ao final da deposição das dunas eólicas da Fm. Botucatu (Jerram et al., 2000; Scherer, 2002; Waichel et al., 2008). A ocorrência de rochas sedimentares interpretadas como

depósitos fluviais e lacustrinos, somados as ocorrências de *pillow lavas*, hialoclastitos e peperitos no GSG indicam sugerem um clima mais úmido para as fases posteriores do vulcanismo, quando comparado as condições “hiperáridas” (Scherer, 2000) que existiam durante a deposição da Fm. Botucatu (de Moraes & Seer, 2018; Luchetti et al., 2014; Machado et al., 2015; Waichel et al., 2007).

5. Resultados

O detalhamento dos resultados e discussão são apresentados no artigo em anexo. Esta seção apenas sintetiza os principais resultados obtidos.

O estudo das fácies das rochas sedimentares e vulcanoclásticas que ocorrem intercaladas com o Grupo Serra Geral no Rio Grande do Sul permitiu a subdivisão destes depósitos em 4 fácies sedimentares e 4 fácies vulcanoclásticas. As fácies sedimentares encontradas foram: arenitos maciços e/ou com laminação horizontal incipiente, arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo, arenitos com laminação heterolítica e pequenas camadas/lentes de arenito maciço. As fácies vulcanoclásticas descritas foram: brechas basálticas em matriz sedimentar, dacitos com fragmentação *in-situ*, brechas dacíticas caóticas e brechas dacíticas com estratificação incipiente.

Os arenitos maciços e com laminação horizontal foram interpretados como formados por um fluxo subaquoso em regime de fluxo superior possivelmente depositados por fluviais efêmeros em canais desconfiados. Os arenitos com laminação heterolítica foram interpretados como indício de um ambiente subaquoso com flutuações de energia, possivelmente relacionados a formação de pequenos lagos e poças onde os fluviais efêmeros convergiam para depressões topográficas locais. Os arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo foram interpretados como depósitos eólicos formados pela migração e cavalgamento de baixo ângulo de *ripples* eólicas. Por fim, as pequenas lentes e camadas de arenitos maciço encontradas nos topos dos derrames são difíceis de interpretar devido à ausência de estruturas sedimentares e a pontualidade das ocorrências. A frequente associação entre esses depósitos e diques de arenitos nos derrames de lavas sobrepostos sugere que eles foram formados por fluxos subaquosos, ou ao menos, tinham água presente nos poros quando da chegada das lavas sobrepostas.

As brechas basálticas em matriz sedimentar foram interpretadas como peperitos formados na base de um derrame pela interação com sedimentos úmidos e

inconsolidados, possivelmente de origem lacustre. Ao contrário das outras fácies citadas as fácies dacíticas foram descritas todas em um mesmo afloramento, localizado na Usina Velha de Veranópolis, o que permitiu um detalhamento maior da associação de fácies e do modo de colocação destas. Os dacitos com fragmentação *in-situ* foram interpretados como formados pelo resfriamento brusco (*quenching*) de magmas/lavas dacíticos interagindo com água e sedimentos inconsolidados. A brecha dacítica caótica foi interpretada como uma “zona de mistura” entre fragmentos juvenis e sedimentos inconsolidados devido a processos desencadeados pela troca de calor do magma/lava com a água. A brecha dacíticas com estratificação incipiente foi interpretada como o resultado da ressedimentação dos depósitos caóticos, possivelmente devido a instabilidades gravitacionais. A associação entre essas fácies sugerem que as rochas vulcanoclásticas de Veranópolis representam a colocação de dacitos em um ambiente subaquoso, levando ao desenvolvimento de uma pilha vulcanoclástica que cresce de maneira endógena devido a fragmentação do magma dacítico (Yamagishi, 1991 e Yamagishi & Dimroth, 1985).

As fácies sedimentares e vulcanoclásticas estudadas sugerem um paleoambiente mais úmido quando comparado com o cenário indicado pela Fm. Botucatu e pela ocorrência de dunas eólicas intercaladas com os primeiros derrames de lava da Fm. Torres. Um cenário mais úmido coexistindo com o vulcanismo do GSG já havia sido sugerido por outros autores, principalmente na porção alto TiO_2 (e.g., de Moraes & Seer, 2018; Luchetti et al., 2014; Waichel et al., 2007). A ocorrência de depósitos que indiquem condições mais úmidas intercaladas com as lavas da Fm. Torres, tidas como as primeiras lavas do vulcanismo Serra Geral, sugerem que a mudança para condições mais úmidas ocorreram rapidamente. Como ressaltado no estado da arte é preciso ter cuidado antes de atribuir mudanças no registro sedimentar/vulcanoclástico a verdadeiras mudanças climáticas. Diversos fatores podem favorecer a preservação de um registro que indique condições mais úmidas mesmo sem mudanças significativas no regime de chuva local. Por exemplo o substrato vulcânico desnudado favorece a ocorrência do escoamento de água por canais desconfinados. Depósitos de fluxos efêmeros também são mais fáceis de serem preservados uma vez que são efetivamente fossilizados pelas lavas. Outros fatores, não relacionados diretamente com o vulcanismo, como a topografia positiva gerada pelo vulcanismo ou mudanças na circulação oceânica devido a abertura

incipiente do oceano Atlântico também podem levar a uma mudança na precipitação local sem envolver influência direta do vulcanismo.

Utilizando-se de valores de desgaseificação de SO₂ obtidos em lavas picríticas da Província Etendeka (Marks, 2014) e estimativa de volumes para as formações litoestratigráficas do Grupo Serra Geral (Rossetti, 2018) foram estimados o total de SO₂ que seria liberado pela colocação das Fm. Torres e Fm. Vale do Sol. A Fm. Torres potencialmente liberou ~ 17 747 Tg de SO₂ para atmosfera enquanto a Fm. Vale do Sol liberou ~ 66 177 Tg de SO₂. Os valores obtidos indicam que a colocação destas formações pode ter impactado o clima, de maneira análoga a erupções históricas que tiveram um impacto climático (e.g., Monte Pinatubo, 1981). Apesar do principal efeito climático do SO₂ ser de uma redução na temperatura média da superfície terrestre, e consequentemente uma redução na precipitação média global, diversos estudos indicam que algumas áreas passam a receber mais chuva após grandes erupções vulcânicas, em especial áreas desérticas (Iles et al., 2013; Iles & Hegerl, 2015; Zuo et al., 2019a, 2019b). Portanto, o SO₂ liberado pelo vulcanismo do GSG pode ter causado um resfriamento da temperatura média da superfície terrestre e influenciado na distribuição de precipitação. Este efeito pode ter contribuído para um aumento na precipitação da Bacia do Paraná durante a atividade vulcânica, resultando na mudança observada nos depósitos sedimentares. Mais estudos sobre o volume de cada formação, em especial sobre o volume de erupções individuais, e sobre o conteúdo de enxofre presente nos magmas é necessário para restringir os potenciais impactos da liberação de SO₂ pela colocação da Província Ígnea Paraná-Etendeka.

6. Conclusões

Os dados obtidos permitiram classificar algumas das fácies das rochas sedimentares e vulcanoclásticas que ocorrem intercaladas com as lavas da Fm. Torres, Fm. Vale do Sol e Fm. Palmas na região da Calha de Torres. As fácies sedimentares foram interpretadas como formadas pela deposição eólica, por fluxos fluviais efêmeros em canais desconfiados e em pequenos lagos efêmeros. As fácies vulcanoclásticas atestam a interação entre o magmatismo/vulcanismo com sedimentos úmidos e inconsolidados, possivelmente relacionados aos pequenos lagos efêmeros. Em suma, as fácies estudadas foram formadas por diferentes processos que requerem a presença de água, sugerindo um clima mais úmido quando comparado ao cenário indicado pela Fm. Botucatu. Estimativas do total de SO₂ liberado pela Fm. Torres e Fm. Vale do Sol indicam que potencialmente a colocação

destas lavas poderiam influenciar no paleoclima e no regime de chuvas local. Apesar disto, diversos outros fatores também poderiam influenciar na mudança observada no registro sedimentar e trabalhos futuros ainda são necessários para que esta hipótese possa ser testada.

7. Referências bibliográficas

- Bellieni, G., Brotzu, P., Comin-Chiaramonti, P., Ernesto, M., Melfi, A., Pacca, I.G., Piccirillo, E.M., 1984. Flood Basalt to Rhyolite Suites in the Southern Paraná Plateau (Brazil): Palaeomagnetism, Petrogenesis and Geodynamic Implications. *Journal of Petrology* 25, 579–618. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.3.579>
- Black, B., Mittal, T., Lingo, F., Walowski, K., Hernandez, A., 2021. Assessing the Environmental Consequences of the Generation and Alteration of Mafic Volcaniclastic Deposits During Large Igneous Province Emplacement, in: Ernst, R.E., Dickson, A.J., Bekker, A. (Eds.), *Geophysical Monograph Series*. Wiley, pp. 117–131. <https://doi.org/10.1002/9781119507444.ch5>
- Bond, D.P.G., Sun, Y., 2020. Global Warming and Mass Extinctions Associated With Large Igneous Province Volcanism, in: Ernst, R.E., Dickson, A.J., Bekker, A. (Eds.), *Geophysical Monograph Series*. Wiley, pp. 83–102. <https://doi.org/10.1002/9781119507444.ch3>
- Bond, D.P.G., Wignall, P.B., 2014. Large igneous provinces and mass extinctions: An update. [https://doi.org/10.1130/2014.2505\(02\)](https://doi.org/10.1130/2014.2505(02))
- Bordy, E.M., Haupt, T., Head, H.V., 2021. Karoo lava-fed deltas and a petrified forest from the Lower Jurassic of southern Gondwana. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 575, 110484. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2021.110484>
- Bryan, S.E., Ernst, R.E., 2008. Revised definition of Large Igneous Provinces (LIPs). *Earth-Science Reviews* 86, 175–202. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2007.08.008>
- Coffin, M.F., Eldholm, O., 1992. Volcanism and continental break-up: a global compilation of large igneous provinces. Geological Society, London, *Special Publications* 68, 17–30. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1992.068.01.02>
- Courtillot, V.E., Renne, P.R., 2003. On the ages of flood basalt events. *Comptes Rendus Geoscience* 335, 113–140. [https://doi.org/10.1016/S1631-0713\(03\)00006-3](https://doi.org/10.1016/S1631-0713(03)00006-3)
- Cripps, J.A., Widdowson, M., Spicer, R.A., Jolley, D.W., 2005. Coastal ecosystem responses to late stage Deccan Trap volcanism: the post K–T boundary (Danian) palynofacies of Mumbai (Bombay), west India. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 216, 303–332. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2004.11.007>
- de Moraes, L.C., Seer, H.J., 2018. Pillow lavas and fluvio-lacustrine deposits in the northeast of Paraná Continental Magmatic Province, Brazil. *Journal of Volcanology and Geothermal Research, The Paraná-Etendeka igneous province and related magmatism* 355, 78–86. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.03.024>

Duraiswami, R.A., 2019. Subaqueous effusive and explosive phases of late Deccan volcanism: evidence from Mumbai Islands, India. *Arab J Geosci* 22.

Duraiswami, R.A., Sheth, H., Gadpallu, P., Youbi, N., Chellai, E.H., 2020. A simple recipe for red bole formation in continental flood basalt provinces: weathering of flow-top and flow-bottom breccias. *Arab J Geosci* 13, 953. <https://doi.org/10.1007/s12517-020-05973-9>

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. *Journal of Sedimentary Research* 84, 1041–1063. <https://doi.org/10.2110/jsr.2014.85>

Ernst, Richard E, Youbi, N., 2017. How Large Igneous Provinces affect global climate, sometimes cause mass extinctions, and represent natural markers in the geological record 23.

Ernst, Richard E., Youbi, N., 2017. How Large Igneous Provinces affect global climate, sometimes cause mass extinctions, and represent natural markers in the geological record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Mass Extinction Causality: Records of Anoxia, Acidification, and Global Warming during Earth's Greatest Crises* 478, 30–52. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2017.03.014>

Fantasia, A., Adatte, T., Spangenberg, J.E., Font, E., 2016. Palaeoenvironmental changes associated with Deccan volcanism, examples from terrestrial deposits from Central India. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Impact, Volcanism, Global changes and Mass Extinctions* 441, 165–180. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.06.032>

Frank, H.T., Gomes, M.E.B., Formoso, M.L.L., 2009. REVISÃO DA EXTENSÃO AREAL E DO VOLUME DA FORMAÇÃO SERRA GERAL, BACIA DO PARANÁ, AMÉRICA DO SUL. *Pesquisas em Geociências* 36, 49–57. <https://doi.org/10.22456/1807-9806.17874>

Fisher, R.V., Schmincke, HU. (1984). *Pyroclastic Fragments and Deposits*. In: *Pyroclastic Rocks*. Springer, Berlin, Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-642-74864-6_5

Geikie, A., 1885. *Text-book of geology*, 2nd ed., rev.enl. ed. Macmillan, London.

Glaze, L.S., Self, S., Schmidt, A., Hunter, S.J., 2017. Assessing eruption column height in ancient flood basalt eruptions. *Earth and Planetary Science Letters* 457, 263–270. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.07.043>

Harris, J., Van Couvering, J., 1995. Mock aridity and the paleoecology of volcanically influenced ecosystems. *Geology* 23, 593–596. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1995\)023<0593:MAATPO>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0593:MAATPO>2.3.CO;2)

Hon, K., Kauahikua, J., Denlinger, R., Mackay, K., 1994. Emplacement and inflation of pahoehoe sheet flows: Observations and measurements of active lava flows on Kilauea Volcano, Hawaii. *GSA Bulletin* 106, 351–370. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1994\)106<0351:EAIOPS>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1994)106<0351:EAIOPS>2.3.CO;2)

- Iles, C.E., Hegerl, G.C., 2015. Systematic change in global patterns of streamflow following volcanic eruptions. *NATURE GEOSCIENCE* 8, 7.
- Iles, C.E., Hegerl, G.C., Schurer, A.P., Zhang, X., 2013. The effect of volcanic eruptions on global precipitation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 118, 8770–8786. <https://doi.org/10.1002/jgrd.50678>
- Janasi, V. de A., de Freitas, V.A., Heaman, L.H., 2011. The onset of flood basalt volcanism, Northern Paraná Basin, Brazil: A precise U–Pb baddeleyite/zircon age for a Chapecó-type dacite. *Earth and Planetary Science Letters* 7.
- Jerram, D.A., Mountney, N.P., Howell, J.A., Long, D., Stollhofen, H., 2000. Death of a sand sea: an active aeolian erg systematically buried by the Etendeka flood basalts of NW Namibia. *Journal of the Geological Society* 157, 513–516. <https://doi.org/10.1144/jgs.157.3.513>
- Jerram, D.A., Stollhofen, H., 2002. Lava–sediment interaction in desert settings; are all peperite-like textures the result of magma–water interaction? *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 114, 231–249. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(01\)00279-7](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(01)00279-7)
- Jerram, D.A., Svensen, H.H., Planke, S., Polozov, A.G., Torsvik, T.H., 2016. The onset of flood volcanism in the north-western part of the Siberian Traps: Explosive volcanism versus effusive lava flows. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Impact, Volcanism, Global changes and Mass Extinctions* 441, 38–50. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.04.022>
- Kasbohm, J., Schoene, B., Burgess, S., 2021. Radiometric Constraints on the Timing, Tempo, and Effects of Large Igneous Province Emplacement, in: *Large Igneous Provinces*. American Geophysical Union (AGU), pp. 27–82. <https://doi.org/10.1002/9781119507444.ch2>
- Keszthelyi, L., Self, S., Thordarson, T., 2006. Flood lavas on Earth, Io and Mars. *Journal of the Geological Society* 163, 253–264. <https://doi.org/10.1144/0016-764904-503>
- Khadkikar, A.S., Sant, D.A., Gogte, V., Karanth, R.V., 1999. The influence of Deccan volcanism on climate: insights from lacustrine intertrappean deposits, Anjar, western India. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 147, 141–149. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(98\)00156-4](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(98)00156-4)
- Luchetti, A.C.F., Nardy, A.J.R., Machado, F.B., Madeira, J.E.O., Arnosio, J.M., 2014. New insights on the occurrence of peperites and sedimentary deposits within the silicic volcanic sequences of the Paraná Magmatic Province, Brazil. *Solid Earth* 10.
- Machado, F.B., Rocha-Júnior, E.R.V., Marques, L.S., Nardy, A.J.R., 2015. Volcanological aspects of the northwest region of Paraná continental flood basalts (Brazil). *Solid Earth* 15.
- Marks, L., 2014. F, Cl, and S concentrations in olivine-hosted melt inclusions from mafic dikes in NW Namibia and implications for the environmental impact of the Paraná–Etendeka Large Igneous Province. *Earth and Planetary Science Letters* 11.

- Mather, T.A., Schmidt, A., 2020. Environmental Effects of Volcanic Volatile Fluxes From Subaerial Large Igneous Provinces, in: Ernst, R.E., Dickson, A.J., Bekker, A. (Eds.), *Geophysical Monograph Series*. Wiley, pp. 103–116. <https://doi.org/10.1002/9781119507444.ch4>
- McClintock, M., White, J.D.L., Houghton, B.F., Skilling, I.P., 2008. Physical volcanology of a large crater-complex formed during the initial stages of Karoo flood basalt volcanism, Sterkspruit, Eastern Cape, South Africa. *Journal of Volcanology and Geothermal Research, Physical Volcanology of Large Igneous Provinces* 172, 93–111. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.11.012>
- McCormick, M.P., Thomason, L.W., Trepte, C.R., 1995. Atmospheric effects of the Mt Pinatubo eruption. *Nature* 373, 399–404. <https://doi.org/10.1038/373399a0>
- Nardy, A.J.R., Machado, F.B., Oliveira, M.A.F. de, 2008. As rochas vulcânicas mesozóicas ácidas da Bacia do Paraná: litoestratigrafia e considerações geoquímico-estratigráficas. *Revista Brasileira de Geociências* 38, 178–195.
- Nogueira, A.C.R., Rabelo, C.E.N., Góes, A.M., Cardoso, A.R., Bandeira, J., Rezende, G.L., dos Santos, R.F., Truckenbrodt, W., 2021. Evolution of Jurassic intertrap deposits in the Parnaíba Basin, northern Brazil: The last sediment-lava interaction linked to the CAMP in West Gondwana. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 572, 110370. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2021.110370>
- 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>
- Polo, L.A., Janasi, V. de A., 2014. Volcanic stratigraphy of intermediate to acidic rocks in southern Paraná Magmatic Province, Brazil. *Geol. USP, Sér. cient.* 14, 83–100. <https://doi.org/10.5327/Z1519-874X201400020005>
- Robock, A., 2000. Volcanic eruptions and climate. *Reviews of Geophysics* 38, 191–219. <https://doi.org/10.1029/1998RG000054>
- Rocha, B.C., Davies, J.H.F.L., Janasi, V.A., Schaltegger, U., Nardy, A.J.R., Greber, N.D., Lucchetti, A.C.F., Polo, L.A., 2020. Rapid eruption of silicic magmas from the Paraná magmatic province (Brazil) did not trigger the Valanginian event. *Geology* 48, 1174–1178. <https://doi.org/10.1130/G47766.1>
- Rossetti, L., Lima, E.F., Waichel, B.L., Hole, M.J., Simões, M.S., Scherer, C.M.S., 2018. Lithostratigraphy and volcanology of the Serra Geral Group, Paraná-Etendeka Igneous Province in Southern Brazil: Towards a formal stratigraphical framework. *Journal of Volcanology and Geothermal Research, The Paraná-Etendeka igneous province and related magmatism* 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. *Sedimentary Geology* 23.

- Schmidt, A., Skeffington, R.A., Thordarson, T., Self, S., Forster, P.M., Rap, A., Ridgwell, A., Fowler, D., Wilson, M., Mann, G.W., Wignall, P.B., Carslaw, K.S., 2016. Selective environmental stress from sulphur emitted by continental flood basalt eruptions. *Nature Geosci* 9, 77–82. <https://doi.org/10.1038/ngeo2588>
- Self, S., Keszthelyi, L., Thordarson, Th., 1998. The importance of pāhoehoe. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 26, 81–110. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.26.1.81>
- Self, S., Schmidt, A., Mather, T.A., 2014. Emplacement characteristics, time scales, and volcanic gas release rates of continental flood basalt eruptions on Earth 20. <https://doi.org/10.1130/2014.2505>
- Self, S., Thordarson, T., Keszthelyi, L., 1997. Emplacement of continental flood basalt lava flows. Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series 100, 381–410. <https://doi.org/10.1029/GM100p0381>
- Self, S., Widdowson, M., Thordarson, T., Jay, Anne.E., 2006. Volatile fluxes during flood basalt eruptions and potential effects on the global environment: A Deccan perspective. *Earth and Planetary Science Letters* 248, 518–532. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.05.041>
- Skilling, I.P., White, J.D.L., McPhie, J., 2002. Peperite: a review of magma–sediment mingling. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 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., Stanistreet, I.G., Gerschütz, S., 2000. Early Jurassic Rift-Valley-Related Alkaline Lake Deposits Interbedded with Karoo Flood Basalts, Southern Namibia. <https://doi.org/10.1306/St46706C13>
- Svensen, H., Planke, S., Polozov, A.G., Schmidbauer, N., Corfu, F., Podladchikov, Y.Y., Jamtveit, B., 2009. Siberian gas venting and the end-Permian environmental crisis. *Earth and Planetary Science Letters* 277, 490–500. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.11.015>
- Svensen, H.H., Torsvik, T.H., Callegaro, S., Augland, L., Heimdal, T.H., Jerram, D.A., Planke, S., Pereira, E., 2018. Gondwana Large Igneous Provinces: plate reconstructions, volcanic basins and sill volumes. Geological Society, London, Special Publications 463, 17–40. <https://doi.org/10.1144/SP463.7>
- Tandon, S K, 2002. Records of the influence of Deccan volcanism on contemporary sedimentary environments in Central India. *Sedimentary Geology* 16.
- Tandon, S. K, 2002. Records of the influence of Deccan volcanism on contemporary sedimentary environments in Central India. *Sedimentary Geology, Rift Basins: Sedimentology and Palaeontology - Chandra memorial issue* 147, 177–192. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(01\)00196-8](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(01)00196-8)
- Thiede, D.S., Vasconcelos, P.M., 2010. Paraná flood basalts: Rapid extrusion hypothesis confirmed by new ⁴⁰Ar/ ³⁹Ar results 4.
- Thordarson, T., Self, S., Óskarsson, N., Hulsebosch, T., 1996. Sulfur, chlorine, and fluorine degassing and atmospheric loading by the 1783–1784 AD Laki (Skaftár Fires) eruption in Iceland. *Bull Volcanol* 58, 205–225. <https://doi.org/10.1007/s004450050136>

- Tyrell, G.W., 1927. Flood basalts and fissure eruption 23.
- Ukstins Peate, I., Bryan, S.E., 2008. Re-evaluating plume-induced uplift in the Emeishan large igneous province. *Nature Geosci* 1, 625–629. <https://doi.org/10.1038/ngeo281>
- 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. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 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. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 14.
- Walker, G.P.L., 1971. Compound and simple lava flows and flood basalts. *Bull Volcanol* 35, 579–590. <https://doi.org/10.1007/BF02596829>
- Washington, H.S., 1922. Deccan traps and other plateau basalts. *Geological Society of America Bulletin* 33, 765–804. <https://doi.org/10.1130/GSAB-33-765>
- White, J.D.L., 1996. Impure coolants and interaction dynamics of phreatomagmatic eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 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. *Geol* 34, 677. <https://doi.org/10.1130/G22346.1>
- White, J.D.L., McPhie, J., Skilling, I., 2000. Peperite: a useful genetic term. *Bulletin of Volcanology* 62, 65–66. <https://doi.org/10.1007/s004450050293>
- White, J.D.L., McPhie, J., Soule, S.A., 2015. Submarine Lavas and Hyaloclastite, in: *The Encyclopedia of Volcanoes*. Elsevier, pp. 363–375. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00019-5>
- Wohletz, K., 2002. Water/magma interaction: some theory and experiments on peperite formation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 114, 19–35. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(01\)00280-3](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(01)00280-3)
- 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>
- Yamagishi, H., 1991. Morphological and sedimentological characteristics of the Neogene submarine coherent lavas and hyaloclastites in Southwest Hokkaido, Japan. *Sedimentary Geology* 74, 5–23. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(91\)90032-9](https://doi.org/10.1016/0037-0738(91)90032-9)
- Yamagishi, H., Dimroth, E., 1985. A comparison of Miocene and Archean rhyolite hyaloclastites: Evidence for a hot and fluid rhyolite lava. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 23, 337–355. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(85\)90040-X](https://doi.org/10.1016/0377-0273(85)90040-X)
- Zimanowski, B., Büttner, R., Dellino, P., White, J.D.L., Wohletz, K.H., 2015. Magma–Water Interaction and Phreatomagmatic Fragmentation, in: *The Encyclopedia of Volcanoes*. Elsevier, pp. 473–484. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00026-2>

Zuo, M., Zhou, T., Man, W., 2019a. Wetter Global Arid Regions Driven by Volcanic Eruptions. *J. Geophys. Res. Atmos.* 124, 13648–13662. <https://doi.org/10.1029/2019JD031171>

Zuo, M., Zhou, T., Man, W., 2019b. Hydroclimate Responses over Global Monsoon Regions Following Volcanic Eruptions at Different Latitudes. *Journal of Climate* 32, 4367–4385. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0707.1>

8. Artigo

Rapid changes from arid to humid conditions during the onset of the Paraná-Etendeka Igneous Provinces: Can volcanic gas emissions from Continental Flood Basalts affect the precipitation regime?

V.G. P. Cruz*, 1; Lima E.F1; Rossetti L. M. M2; Pasqualon N. G1

1 – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências

2 – Universidade Federal do Mato Grosso, Faculdade de Geociências

V. G. P. Cruz; Brazil, RS, Porto Alegre, Rua Rivadavia Correia n. 16, ap. 204, CEP 91530 370; vinigpcruz@gmail.com – ORCID iD - 0000-0001-5611-1445

E.F Lima; Brazil, RS, Porto Alegre, Rua Dr Alcides Cruz n. 81, ap. 506, CEP 90630 160; eflgeologo@gmail.com

L. M. M. Rossetti; Brazil, MT, Cuiabá, Av. Fernando Corrêa da Costa, n. 2367, CEP 78060-900; lucasross@hotmail.com.br

N. G. Pasqualon; Brazil, RS, Porto Alegre, Av. Veiga n. 400, CEP 91510 120; nati_pasqualon@yahoo.com.br

This work was carried at the Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGs); Brazil, Porto Alegre, Av. Bento Gonçalves, 9500, CEP 91501-970

* Corresponding author.

Abstract

Despite the intriguing correlation between Continental Flood Basalts (CFB) provinces and environmental crises, little is known about how the local/regional sedimentary systems and environment respond to flood basalt volcanism. Active sedimentary systems, and their interaction with volcanism, provides an important rock record to understand palaeoenvironments in volcanic settings. The Paraná-Etendeka Igneous Province is a well-known example of a CFB emplaced on a dry desert environment, but evidence has also shown the existence of humid conditions during the volcanic episode. This work describes and interprets non-volcanic sedimentary and volcanoclastic rocks interbedded with Paraná-Etendeka Igneous Province lavas in southernmost Brazil to better understand palaeoenvironmental process and changes during the onset of volcanism. Non-volcanic sedimentary rocks record the existence of ephemeral sheet-like flows and ponds/lakes while volcanoclastic rocks documents hydromagmatic activity, supporting a change to more humid conditions. Stratigraphic constrains indicate that this change started with the onset of volcanism and affected the whole province. We suggest that SO₂ degassing from Paraná-Etendeka province may have caused a net global surface cooling resulting in precipitation redistribution and a local increase in rainfall. This hypothesis may help explaining the cooling and increased humidity observed elsewhere to be closely related with the Paraná-Etendeka emplacement.

8.1 Introduction

Large igneous provinces (GPIs), of which continental flood basalts (CFBs) provinces are the best known example, represent periods of intense magmatism, when magma volumes in excess of $>0.1 \times \text{Mkm}^3$ are emplaced in a few million years, often with the bulk volume emplaced in <1 Myr (Bryan and Ernst 2008). Due to their large size, short duration, and a strong age correlation with mass extinctions, CFBs have long been postulated as a trigger for global environmental crisis (Wignall 2001; Bond and Wignall 2014; Ernst and Youbi 2017). Despite several works attempting to link CFBs and global environmental crises few works have dealt with how the local sedimentary system and environment respond to flood basalt volcanism. CFBs are frequently emplaced on active sedimentary basins, allowing volcanism and shallow intrusions to interact with country rocks and unconsolidated sediments producing a diversity of eruptive styles, release of volatiles, and volcanoclastic deposits (Jerram and Stollhofen 2002; Waichel et al. 2007; McClintock et al. 2008; Peate and Bryan 2008;

Svensen et al. 2007; Jerram et al. 2016). Sedimentary systems also tend to stay active during CFBs events, as typified by the occurrence of non-volcanic sedimentary rocks and volcanic-sedimentary breccias interbedded with the lava flows in several CFBs (Jerram et al. 2000; Tandon 2002; Bryan et al. 2010; Ebinghaus et al. 2014; Rossetti et al. 2018a). Their record provides crucial information to constrain the sedimentary and palaeoenvironmental changes taking place contemporaneous to the emplacement of the CFB. The frequent large basaltic eruptions, characteristic of such provinces, give rises to land barrenness and resurfacing (Harris & Van Couvering 1995), causing drainage readjustments and frequently modifying the previously existent sedimentary system (e.g., Tandon 2002; Ebinghaus et al. 2014 Fantasia et al. 2016). Constructional topography created by these lava flows alters sedimentary system distribution and may be one of the factors that causes non-volcanic sedimentary interbeds in CFB provinces to be generally concentrated around the edges of the province (e.g., distribution of Lameta Fm. interbeds in the Deccan Traps; Tandon 2002; Fantasia et al. 2016). Understanding how CFBs affect the local/regional environment provides information that can be further used to constrain their global impact.

The Paraná-Etendeka Igneous Province (PEIP) is a well-known example of CFBs emplaced on an active dry aeolian system (Scherer 2000, 2002; Jerram et al. 2000; Jerram and Stollhofen, 2002; Waichel et al. 2008). Despite this, mounting evidence has shown that wetter conditions existed in the later stages of volcanism (Mano 1987; Waichel et al. 2007; Luchetti et al. 2014; Machado et al. 2015; De Moraes and Seer 2017). Various works have also established a close association between PEIP emplacement and a Valanginian age (~ 140 – 133 Ma) positive $\delta^{13}\text{C}$ excursion known as the Weissert event (Weissert et al. 1998; Erba et al. 2004; Martinez et al. 2015; Charbonnier et al. 2017). The Weissert event is also marked by increased humidity in several sedimentary basins (e.g., French Vercorian basin; Duchamp-Alphonse et al. 2011; Kujau et al. 2013; Charbonnier et al. 2020). Interpretations of the causes of the Weissert event, and what role PEIP played are still not fully understood. Recent geochronological studies suggest that silicic volcanism of the PEIP postdates the major carbon excursion by ~0.5 Myr, although further constraining is necessary to address whether stratigraphically older sequence of basaltic lava flows coincides with the onset of the event (Rocha et al. 2020). Some authors propose that CO_2 degassing from PEIP volcanism triggered climate warming and an acceleration of the hydrological cycle leading to perturbation in the carbon cycle (Erba et al. 2004; Duchamp-Alphonse

et al. 2011; Charbonnier et al. 2020) while others have questioned this view based on evidence of cooling concomitant with the end of the event (Gröcke et al. 2005; Bodin et al. 2015; Price et al. 2018). An underexplored possibility is that SO₂ released from volcanism caused surface cooling and modified the hydrological cycle, as observed in historic eruptions (Robock. 2000; Iles et al. 2013; Zuo et al. 2019).

This work describes non-volcanic sedimentary and volcanoclastic rocks interbedded with PEIP lava flows in southernmost Brazil which show evidence of a transition from dry to more humid conditions during the initial stage of volcanism. We discuss which factors could influence this response in the sedimentary systems and, whether this evidence is an indication of changes in the regional precipitation regime contemporaneous to the onset PEIP volcanism. Lastly, we briefly look at how historic eruptions have impacted precipitation and whether the same mechanisms would be applicable to flood-basalt eruptions and CFB provinces.

8.2 Volcanoclastic deposits: classification and terminology

The description and classification of volcanoclastic rocks follows the guidelines proposed in White and Houghton (2006). We clarify some aspects of the adopted terminology and classification scheme used throughout the text.

- Primary volcanoclastic rocks are considered any volcanoclastic deposits of which the observed texture and structures is relatable to volcanic eruptions (i.e., where reworking or alteration has not concealed the interpretation of volcanic process).
- Regardless of the eruptive process, all volcanoclastic particles have their granulometry described using terms like ash, lapilli, blocks, and their deposits receive names like tuff, lapilli-tuff and breccia. This approach is preferred here to be more precise when describing particles in mixed volcanoclastic/non-volcanic rocks.
- Hydromagmatism/Hydrovolcanism refers to any magma-water interaction without implications on how explosive was that interaction (Zimanowski et al. 2015).
- Peperite is a genetic term reserved for volcanoclastic deposits related to the interaction between shallow intrusions or lava flows and unconsolidated, usually wet, sediments (White et al. 2000; Skilling et al. 2002). When formed by the interaction of lava/intrusions with wet sediments peperite is a type of hydromagmatic deposits (“wet peperites”).

- We use the classic sedimentary terminology (i.e., coarse sand, silt etc.; Folk 1974) to refer specifically to non-volcanic detrital rocks and particles.

8.3 *The Paraná-Etendeka Igneous Province*

The PEIP is an Early Cretaceous (Valanginian age) CFB province related to the opening of the South Atlantic Ocean (Peate et al. 1992; Renne et al. 1996a), that crops out in Argentina, Angola, Brazil, Namibia, Paraguay and Uruguay (Frank et al, 2009 – Fig. 1a). Aside from basalts and basaltic andesites, the PEIP has also a significant volume (~ 2,5%) of intermediate and acid rocks, exposed mainly in southern Brazil and Namibia (Milner et al. 1992; Polo and Janasi 2014; Simões et al. 2019). The PEIP can be broadly subdivided geochemically into an older Low-TiO₂ sequence, outcropping in the southern portion of the province in Brazil and in Namibia, and a younger High-TiO₂ sequence in the central and northern part of the province in Brazil (Bellieni et al. 1984; Fig. 1a). Radiometric dating and stratigraphic constrains indicate that the bulk of volcanism lasted approximately 3 Myr (134 – 131 Ma), and that it started in the southern part of the province and progressed northward, concordant with the South Atlantic opening direction (Renne et al. 1996; Thiede and Vasconcelos 2010; Janasi et al. 2011). The Low-TiO₂ sequence in Brazil is estimated to have erupted in a short time span of circa 1 Myr during the same time interval (Janasi et al. 2011; Rossetti et al. 2018a; Rocha et al. 2020).

Most of the PEIP was emplaced over an active intracratonic sedimentary basin, namely the Paraná basin in Brazil and the Huab basin in Namibia which was likely a single continuous basin before the opening of the South Atlantic (Zalán et al. 1990 Jerram et al. 2000; Milani et al. 2007). The Early Cretaceous sedimentary record in these basins is composed of stacked aeolian sand dune deposits, indicating a hot and dry paleoclimate prior to PEIP volcanism (Botucatu Fm. in Brazil, Twyfelfontein Fm. in Namibia - Scherer 2000; Jerram et al. 2000; Milani et al. 2007). The first lavas of the PEIP rest conformably over those sand dunes and aeolian deposition continued during the very initial moments after the onset of volcanism, as evidenced by aeolian dunes and “dry” peperites interbedded with the first basalt flows in southernmost Brazil and Namibia (Jerram et al. 2000; Scherer 2002; Jerram and Stollhofen 2002; Petry et al. 2007; Waichel et al. 2008). The conditions for the later stages of volcanism were markedly more humid as indicated by the presence of pillow lavas, lacustrine sediments and “wet” peperites, mainly in the northern Brazilian side of the province

(Mano 1987; Waichel et al. 2007; Luchetti et al. 2014; Machado et al. 2015; De Moraes and Seer, 2018; Fig.1c).

Our study area is confined to a major structure in the Paraná Basin known as the Torres Trough or Torres Syncline. The Torres Trough is a NW-SE elongated structure, located between two structural arches, the Ponta Grossa and Rio Grande. The term “structural arches” is used here in a loose sense to refer to zones where the Paraná Basin was uplifted domically along an axis. The present erosional shape of the Paraná Basin, with its extent only reaching the shoreline at the Torres Trough and with its limit being further inland near the structural arches, serves well to highlight the approximate location of these structures (Fig 1a). Although the present shape of the Paraná Basin is mainly the result of post-Cretaceous uplift stratigraphic data indicates that the Torres Trough and the other arches had been active since post-Paleozoic times (Zalán et al. 1990). The Ponta Grossa arch is also host to one of the know PEIP-related dyke swarm (Renne et al. 1996b), reinforcing that these structures existed prior to volcanism. The greater thickness of PEIP lavas in the Torres Trough indicates that this structure behaved as local depocenter for the Paraná Basin during the Early Cretaceous (Zalán et al. 1990).

Much work focusing on the physical volcanology and stratigraphy of PEIP flows have been conducted on the Torres Trough due to its mountainous terrain and good road coverage providing some of the best outcrops available of the PEIP in Brazil (Leinz 1949; Waichel et al. 2012; Polo and Janasi 2014; Barreto et al. 2014; Rossetti et al. 2018a; Polo et al. 2018; Simões et al. 2019). Thus, links between the interbedded clastic rocks and the regional stratigraphy of Torres Trough can be done, further constraining the interplay between sedimentary-volcanic systems. PEIP volcanism in the Torres Trough has been divided into four lithostratigraphic formations (Fig. 1c; Rossetti et al. 2018a), which roughly correspond to different stages of the volcanism:

- Torres Formation (Fm.) corresponds to the initial phase of mafic volcanism with restricted volume, relative low effusion rates and emplacement of lava flow fields dominated by compound pāhoehoe morphologies.
- Vale do Sol Fm. corresponds to the climax of mafic volcanism with flow fields dominated by thick (>10s m), laterally extensive (>10s km) rubbly pāhoehoe flows, indicating large volume eruptions and high effusion rates. This formation marks the

true "flood basalt" stage of volcanism in the Torres Trough with development of the classic tabular basaltic flow architecture, typical of CFB provinces.

- Silicic volcanism is grouped under the Palmas Fm. At some places silicic rocks occur interbedded with mafic volcanics indicating an overlap of mafic and silicic activities. Silicic volcanism of the Palmas Fm. presents variable lithofacies assemblages, indicating a diversity of eruptive behavior and likely locally fed sources.
- Esmeralda Fm. corresponds to the waning stage of volcanism with low effusion rates and the emplacement of compound pāhoehoe with more primitive geochemical signature.

This work reports on non-volcanic sedimentary and volcanoclastic rocks preserved along the volcanic stratigraphy of the Torres Trough. Detailed field and petrological descriptions are presented in the next sections together with an interpretation on their origin. Data collection was concentrated in two areas, Santa Cruz do Sul and Veranópolis (Fig. 2c).

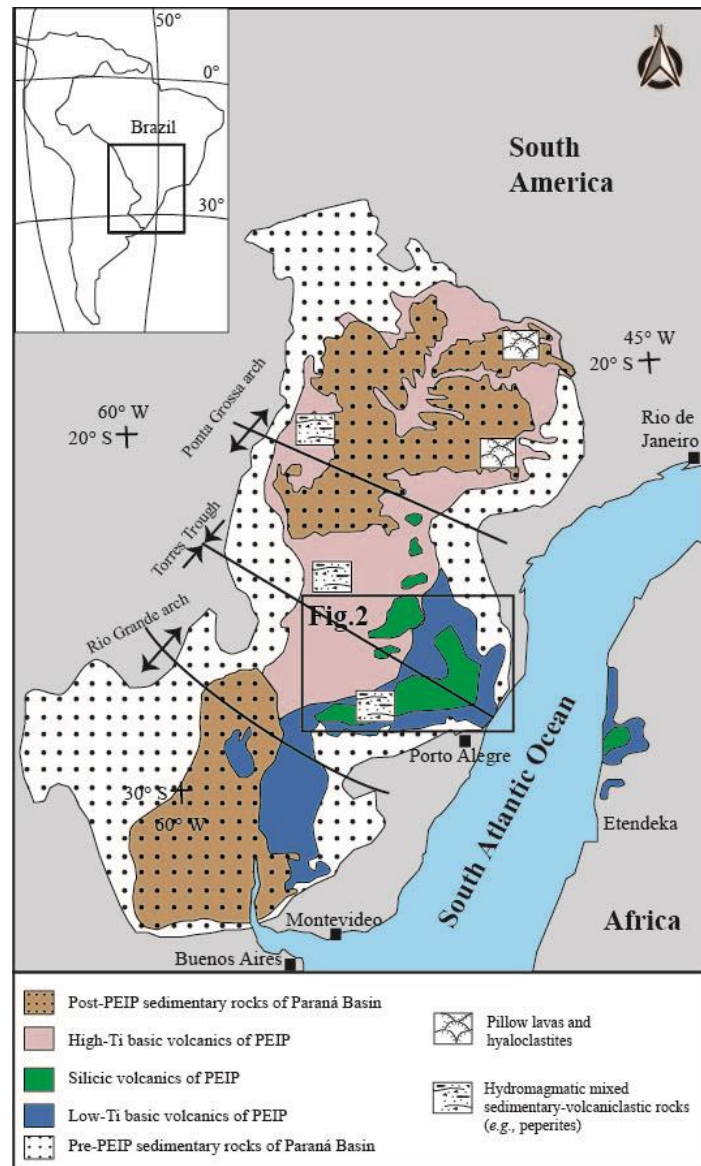


Figure 1 - Simplified geological map with juxtaposed South American and African margins highlighting the distribution of Paraná-Etendeka volcanics rocks (modified after Peate et al. 1992 and Rossetti et al. 2018a) and of pillow lavas and hydromagmatic volcanoclastic deposits (see text for reference). The approximate location of the axis of the Ponta Grossa and Rio Grande structural arch and the Torres Trough are also shown.

8.4 Methodology

In the Santa Cruz do Sul area, data was collected along the state highway RS-153 and nearby areas and covered the Torres Fm., Vale do Sol Fm. and the base of the Palmas Fm. (obsidian flows outcropping near Gramado Xavier). In the Veranópolis region sampling was concentrated in outcrops of the Torres Formation along the federal highway BR-470 and in the Usina Velha location. The stratigraphic position of each type of clastic rock described is indicated in Fig. 2b and 2c. Field description were based on the lithofacies concept outlined by Dalrymple. (2010a), in which the structure and texture used to define lithofacies are the ones that carry most significance for interpretation. Collectively 14 outcrops containing non-volcanic sedimentary or

volcaniclastic lithofacies were described and sampled for thin section analyses (see supplementary data for outcrop location). We qualitatively analyzed 25 petrographic thin sections of these clastic rocks specifically searching for information on their depositional origin and environmental interpretation (e.g., nature of a sedimentary lamination, shapes and types of volcaniclastic material etc.) Our interpretation here focuses on the regional environmental significance of these deposits and further work is required to discuss paleogeographic influence in the distribution of the different types of clastic deposits.

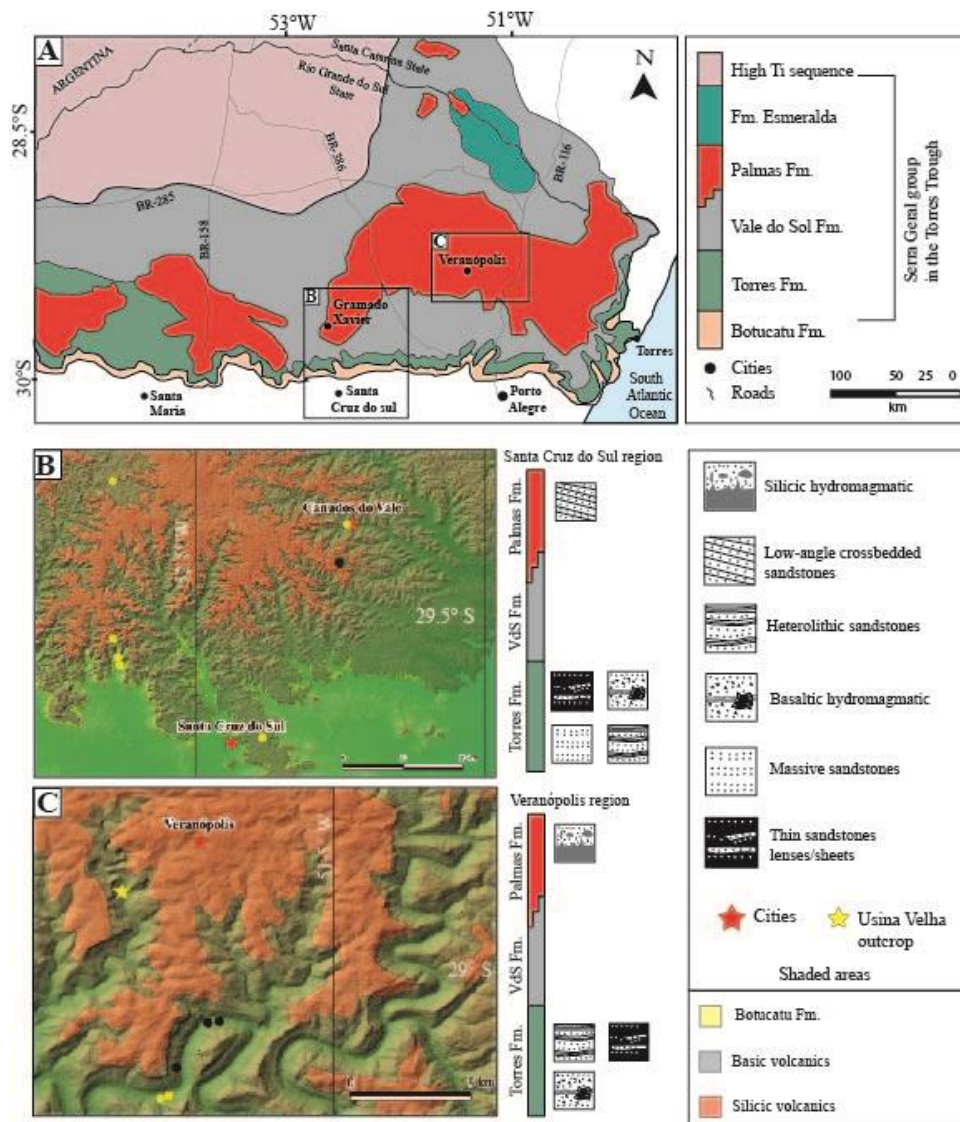


Figure 2 - (a) Geological map of the Torres Trough showing the distribution of the lithostratigraphical Formations of the PEIP (modified after Rossetti et al. 2018a). (b) and (c); Local map of the studied area showing the cities mentioned in the text, the occurrences of non-volcanic sedimentary (yellow dot) and volcaniclastic (black dot) rocks and the location of the Usina Velha outcrop. Column to the right of each map highlights the stratigraphic distribution of the types of clastic deposits described in the text. Shaded areas highlights the distribution of the Botucatu Fm., basic and silicic volcanics and are taken from the Brazilian Geological Survey (CPRM - <https://www.cprm.gov.br/en/>).

8.5 Results and interpretation

8.5.1 General stratigraphy of the studied area

In the Santa Cruz do Sul region the Torres Fm. outcrops between altitudes of 110 – 350 m and is characterized mainly by laterally limited small pāhoehoe lobes, easily divisible at outcrop scale, and more rarely by laterally continuous thicker (1 – 5 m) pahoehoe flows. Non-volcanic sedimentary rocks interbedded with Torres Fm. are apparently more common in the lowermost portion of the Torres Fm. Significant beds of volcanoclastic rocks are absent in the Torres Fm. along RS-153 but were described in the nearby area mostly where flows are associated to non-volcanic sedimentary rocks. The Vale do Sol Fm. outcrops around altitudes of 350 – 500m and it is mostly devoid of non-volcanic interbeds. Non-volcanic material in this formation is restricted to flow-top breccia and fractures infills and small injected sand dykes. The stratigraphically higher non-volcanic interbed included in this study occur at the base of obsidian flows of the Palmas Fm. at altitudes of 428m. Further information on volcanological aspect of this region, can be found in Polo & Janasi (2014), Barreto et al. (2014), Rossetti et al. (2018a) and Polo et al. (2018).

In the Veranópolis region the Torres Fm. outcrops in altitudes as low as 130 m and is characterized in outcrop by small pāhoehoe lobes with a paucity of the thicker flows observed in the Santa Cruz do Sul area. One noticeable exception is the ponded pāhoehoe flow associated with volcanoclastic breccias that will be described in the next section. Non-volcanic sedimentary and volcanoclastic lithofacies are common in association with Torres Fm. flows near the Rio das Antas riverbed, seeming more common than in the Santa Cruz do Sul area. Small, injected sandstones dykes are also frequent where lava flows occur associated with heterolithic sandstones (see forward). The Vale do Sol Fm. in this region is also devoid of non-volcanic sedimentary interbeds. The hitherto unknown volcanoclastic rocks of the Usina Velha location are tentatively attributed to the silicic Palmas Fm, although it is worth noting that they occur at an unusually low altitude (~130 m) compared with other silicic volcanic rocks from this formation.

8.5.2 Non volcanic lithofacies

Massive and horizontally laminated sandstones

Description

Massive and horizontally laminated medium to coarse sandstones occur interbedded with flows of the Torres Fm. near the city of Santa Cruz do Sul (Fig. 1d). Sandstone beds are only a few meters thick (1 - 2 m) and their lateral continuity is hard to estimate due to exposure conditions. They dominantly have a tabular geometry with a flat top surface and a conformable basal surface that infills depressions of the underlying lava flows (Fig. 3a). Pāhoehoe moulds can sometimes be found preserved on the top surface of these beds. Upon inspection of hand samples, horizontal to low angle lamination can often be observed (Fig. 3b). Lamination is marked by granulometric variations (Fig. 3c) and sometimes by heavy minerals enriched lamina. In one sample rounded mud intraclasts and irregular mud-silt lamina were observed. Petrographically each bed has a distinct textural and granulometric characteristic, ranging between massive, poorly sorted coarse sandstones to horizontally laminated well sorted sandstones with normal graded laminae.

Interpretation

The massive sedimentary structure indicates upper flow regime and sediment hyper-concentration while their tabular geometry indicates unconfined sheet-like flows over low relief palaeotopography. (Tunbrige 1981; Stear 1985; Martin and Turner 1998; North and Davidson 2012). The horizontal lamination is also indicative of upper flow regime but likely under lower sediment concentration. Thus, the massive to horizontally laminated sandstones found near Santa Cruz do Sul are interpreted as deposits of unconfined ephemeral streams/flows. The location of these massive sandstones near the edge of the Paraná Basin close to a basement high (Sul Rio Grandense Shield) and the apparent distinct textural and granulometric characteristic of each bed also corroborates with this interpretation.

Low-angle crossbedded sandstones

Description

A single sandstone bed with well-developed low-angle planar crossbedding was described near the city of Gramado Xavier underlying obsidian silicic flows of the Palmas Fm. The sandstone bed is ~ 2 m thick and its lateral extent could not be

assured due to poor outcropping conditions (Fig. 3d). Although the crossbedding is the most pervasive feature of this sandstone, thin (< 2cm) solitary ripple lamina can also be seen between the planar bedding planes. These ripple laminae are characterized by long wavelengths and small amplitude (i.e., high ripple index). Thin section analyses shows the lamination is marked by granulometric variations. Individual lamina are well sorted and the granulometric variation between laminae covers the range from very fine to coarse sand.

Interpretation

The low-angle crossbedded structure of this lithofacies is interpreted to be of aeolian origin, formed by the low angle climbing and migration of wind ripples (Hunter 1977; Kocurek and Dott 1981). According to Kocurek (1986) aeolian beds composed of low-angle crossbedding may represent sand sheet, interdune or dune plinth deposits. Low-angle crossbedding is a common lithofacies in the Botucatu Fm. aeolian sandstones, where they have been interpreted as dune plinth deposits (Scherer, 2000). The land bareness caused by the frequent contemporaneous volcanic activity likely prevented the formation of extensive dune field and therefore we favor an interpretation as aeolian sand sheets for these deposits. According to Kocurek and Nielson (1986) aeolian deposition as sand sheets rather than sand dunes, is favored by more humid conditions (i.e., high water table, periodic flooding and vegetation) or by a dominance of coarse-grained sediment. Other crossbedded sandstones, interpreted as aeolian in origin, were described interbedded with silicic flows a few kilometers north (Polo and Janasi 2014) indicating that aeolian deposition persisted until the later stages of volcanism in the Santa Cruz do Sul region.

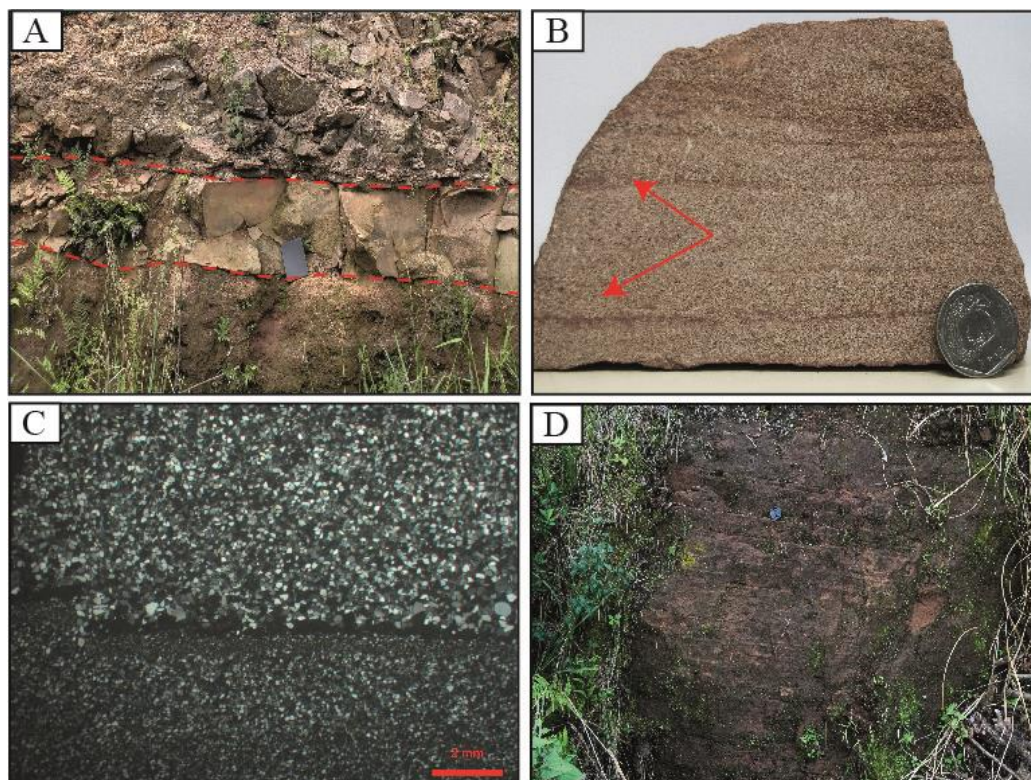


Figure 3 - (a) Massive tabular sandstones conformably overlaying pāhoehoe of the Torres Fm. (b) Poorly sorted intraclastic coarse sandstones with horizontal to low angle lamination marked by irregular silt-mud lamina (red arrow). (c) Well sorted sandstones with horizontal lamination defined by millimetric normal graded laminae; perpendicular nichols (d) Sandstones with well-developed low-angle crossbedding underlying obsidian flows of the Palmas Fm. (not show). Lens cap for scale has 5,2cm of diameter.

Heterolithic sandstones

Description

Heterolithic sandstones occur associated with volcanoclastic breccias where they form either the non-volcanic matrix of those breccias or occur as irregular bodies that gradually transition into these breccias. Throughout our study we did not find a bed of heterolithic sandstone that has not been disturbed by subsequent lava flows, so we focus on describing portions where the original sedimentary lamination is best preserved. The main characteristic of the heterolithic sandstones is the sedimentary lamination defined by the alternation between millimeter-thick sand and silt-mud laminae (i.e., flaser bedding; Fig 4a, 4b). When preserved, the lamination is mostly planar, but it can also be weakly undulating. Commonly, the lamination is disrupted and teared apart with millimetric sand dykes cutting through the silt-mud lamina.

Interpretation

The alternation between sand and fines laminae is a classic indicator of fluctuating energy conditions. For example, overbank-interdune deposits or ephemeral flow deposits in fluvio-aeolian settings sometimes display a similar lamination which is

interpreted as due to the periodically flooding of these regions (Tunbridge 1981, Steer 1985, Langford 1989, Langford and Chan 1989). We interpret this heterolithic lithofacies as deposits of shallow lakes/ponds formed in places where ephemeral flows converged to local topographic depressions forming small ponds/lakes (e.g., Bhattacharya 1997, Martin 2000). In this case the lamination is a result of sand lamina being deposited when ephemeral streams were actively feeding those water body while the silt-mud lamina was deposited by suspension during quiet periods. The lack of thick heterolithic deposits may be because such ponds or lakes were likely a site of hydromagmatic activity during subsequent eruption. Evidence of fluidization also indicates that a significant volume of these deposits was fluidized and injected in nearby flows during interaction with the subsequent lava flows (see next lithofacies).

Thin massive fine sandstones lenses/sheets

Description

This lithofacies occur as thin (< 30 cm) massive fine sandstones interbedded with flows of the Torres Fm. either as laterally limited (< 1 m) lenses confined to small depressions of the underlying palaeotopography (Fig. 4c, 4d) or as very thin sheets mantling the palaeotopography. Rarely low angle cross lamination can also be observed. This type of sandstones occurs scattered throughout all the study area and due to their small size, they are easily overlooked. They are always found on top of the upper vesicular or oxidized crust of pāhoehoe lavas and overlain by the base of the subsequent flow indicating a depositional origin. Zeolite veins and other localized volcanic breccias cemented by zeolites are common in the contact between the overlying lava flows and these sandstones (Fig. 4c). Sand dykes (< 50 cm width; sometimes arranged in complex network of dykes) are frequently found cutting the overlying lava flows but are mostly absent in the underlying flows (Fig. 4d).

Interpretation

The depositional environment for the thin massive fine sandstones lenses is elusive due to their small size and the lack of sedimentary structures. The confined nature of those deposits indicates subaqueous deposits considering that wind-blow sand is likely to form more extensive deposits. The sandstones dykes observed cutting through lava flows near sandstone beds are interpreted as the result of post-depositional fluidization and injection of these interbedded sandstones. In a scenario such as the one studied post-depositional fluidization can be triggered by rapid loading

of the sandstones, rapid heating of pore-water or due to pressure relief during the opening of cooling fractures in the lava (Kokelaar, 1982). In any case fluidization requires the presence of pore-water and thus is indicative that these sediments were still unconsolidated and wet. It is worth to note that in some outcrops, complex sandstone dykes networks cannot be directly associated with a nearby non-volcanic bed, possible indicating that fluidized sand can be sourced from far away. Our interpretation for these sandstone dykes differs from the model envisaged by Hartmann et al. (2012, 2013) in that the source of fluidized sediment was not the aeolian sands from the Botucatu Fm., but rather deposited by sedimentary systems contemporaneous to volcanism. Evidence of contemporaneous hydromagmatic rocks formed by the interaction between magma and unconsolidated sediment further supports the interpretation that fluidization of sediments took place mainly during interactions between lava flows and wet sediments in the surface. Sand-filled fractures in lava flows are also a common feature and they can be distinguished from true sand dykes based on field relations (i.e., sand filled fractures are confined to the upper parts of the flows, show a sedimentary lamination perpendicular to the fracture margins etc., e.g., Polo & Janasi, 2014).

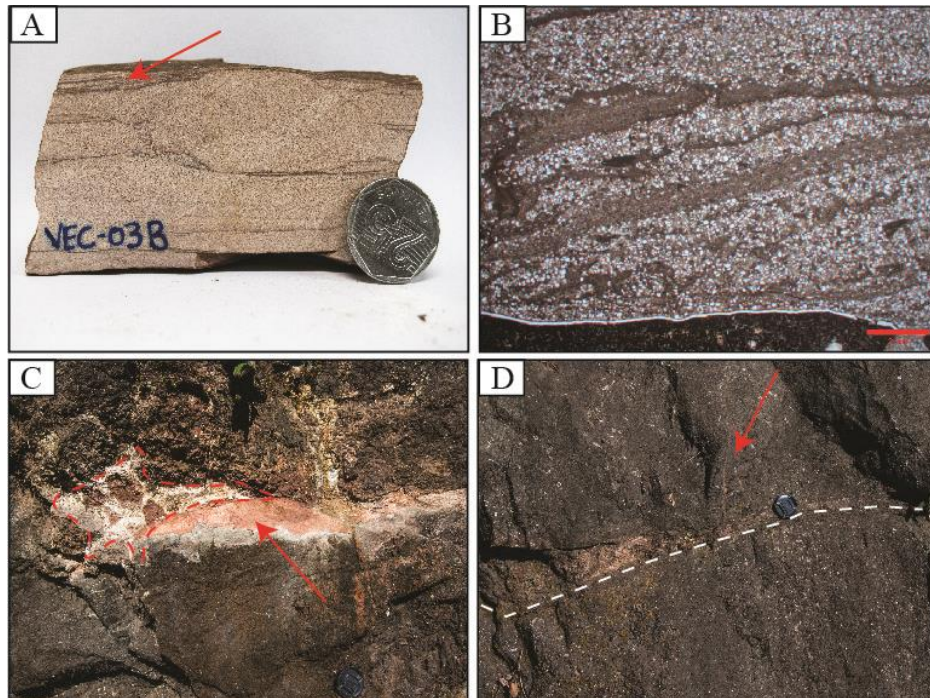


Figure 4 - (a) Heterolithic sandstones with disrupted and torn apart lamination. Red arrow points to a tiny sand dyke disrupting the lamination. (b) Heterolithic sandstones with the typical irregular lamination defined by the alternation between silt-mud and sand lamina. Notice the contact with a basaltic fragment in the lower portion; parallel nichols. (c) Massive fine sandstones lens (red arrow) associated with a volcaniclastic breccia composed of altered angular basaltic fragments set in a zeolitic matrix (red dashed contour). Lens cap for scale at the lower right portion of the photograph. (d) Thin sandstone lens (red arrow) conformably overlaying the vesiculated upper crust of a pāhoehoe flow (upper surface of the flow dashed white). Note also the very thin sand dyke (red arrow) injecting in the upper flow.

8.5.3 Primary volcanoclastic lithofacies

Basaltic breccia set in a mixed non-volcanic/volcanoclastic matrix

Description

Basaltic breccias set in a mixed non-volcanic/volcanoclastic matrix are a common lithofacies in the Veranópolis region, specially near the Rio das Antas valley where they occur associated with Torres Fm. flows. We describe here a specific outcrop that work as a type section for other mixed basaltic/non-volcanic breccias in the region. The outcrop can be accessed via a dirt road near the bridge that crosses the Rio das Antas riverbed along the BR-471 federal highway. The basaltic breccia is ~ 2 m thick, can be traced laterally for > 300 m, and is sharply overlain by a thick (> 5 m) massive core of a ponded pāhoehoe flow (Fig. 5a). The breccia is composed of blocky, non-amygdaloidal to amygdaloidal basaltic blocks set in a non-volcanic matrix mixed with minor basaltic ash and lapilli (Fig. 5b, 5d). Heterolithic lamination is often preserved in the matrix (see item 4.1) and frequently folded or deformed (Fig. 5c). Sometimes, pāhoehoe molds are preserved in the breccia non-volcanic matrix. Thin section reveals that lapilli-sized basaltic fragments ranges in texture from glassy and non-amygdaloidal to amygdaloidal and microlite-rich whereas basaltic ash is dominated by angular non-amygdaloidal glassy particles (Fig. 5d). In-situ fragmentation texture (i.e., jigsaw fit texture) is locally preserved in the glassy ash component.

Interpretation

Basaltic breccias set in a non-volcanic matrix are a common lithofacies in the PEIP province. They have been interpreted either as “dry peperites” (Jerram and Stollhofen 2002; Petry et al. 2007), “wet peperites” (Waichel et al. 2006) or as the result of non-volcanic material infilling a flow-top breccia (most frequently in the Vale do Sol Fm.; Rossetti et al. 2018a). For our case, the lack of sorting of the volcanoclastic deposits, the presence of in-situ fragmented particles, and the preservation of the delicate glassy fragments, indicates those volcanoclastic breccias are primary volcanoclastic deposits. The heterolithic lamination of the non-volcanic matrix is distinct from the matrix of the “dry” peperites, which only have sand sized grains (see supplementary data for a comparison with the peperites of the Torres locality). The localized nature of those basaltic breccias, the presence of non-amygdaloidal and amygdaloidal fragments, the occurrence of in-situ quench fragmented particles and the

evidence of mixing with wet unconsolidated sediments suggests fragmentation driven by magma-sediment-water interaction (i.e., peperites; Kokelaar 1982; White et al. 2000; Skilling et al. 2002). Thus, these deposits are interpreted as “wet” peperites formed by basaltic lava flowing over ponds/lakes similar to other “wet” peperites described in northern parts of PEIP province in Brazil (Waichel et al. 2006).

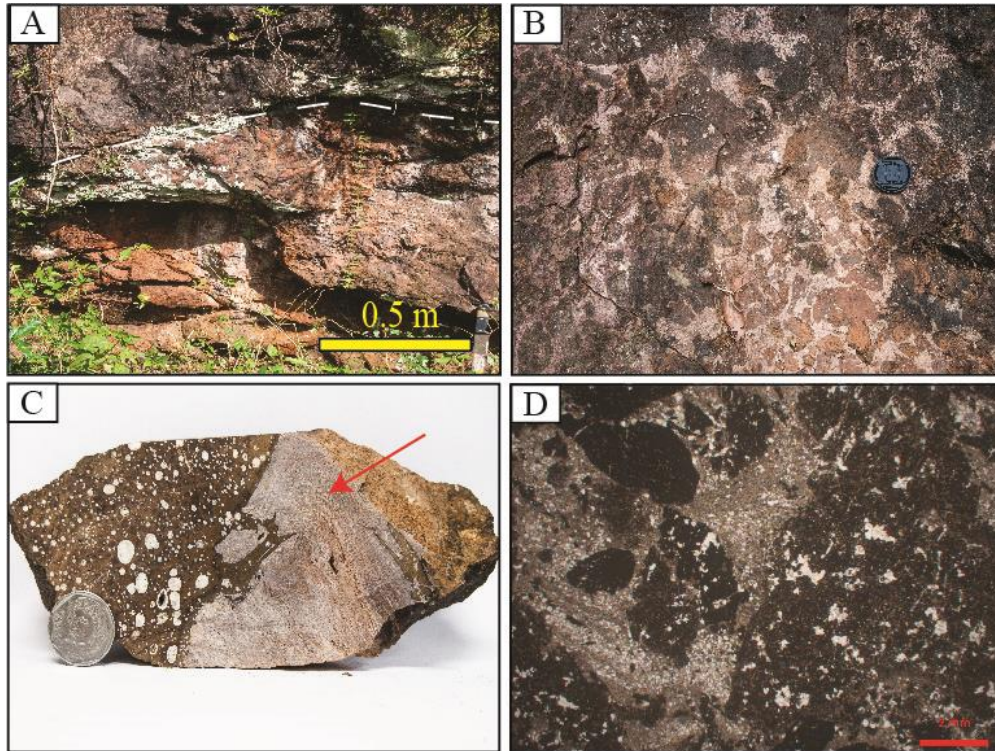


Figure 5 - (a) Contact between the basaltic breccia set in a non-volcanic matrix and the massive base of a pounded pāhoehoe flow (contact dashed white). (b) Detail of the basaltic breccia set in a non-volcanic matrix. Note massive to amygdaloidal blocky basaltic fragments. (c) Deformed heterolithic lamination (red arrow) near the contact with amygdaloidal basaltic fragment. (d) Thin section showing glassy to microlite rich, non-amygdaloidal to amygdaloidal basaltic lapilli set in a heterolithic non-volcanic matrix, parallel polarizers.

Usina Velha lithofacies

Volcaniclastic rocks crops out near the town of Veranópolis at the Usina Velha location (an old, abandoned, hydroelectric dam; Fig. 2b, 2d). The outcrop is located at the downstream right-hand bank of the creek, just below a waterfall. We subdivided the outcrop into four lithofacies: coherent dacite, in-situ fragmented dacite, chaotic massive volcaniclastic breccia and crudely bedded monomitic dacitic breccia (Fig .6). These lithofacies are overlaid by a massive aphyric flow that was not considered for in this work.

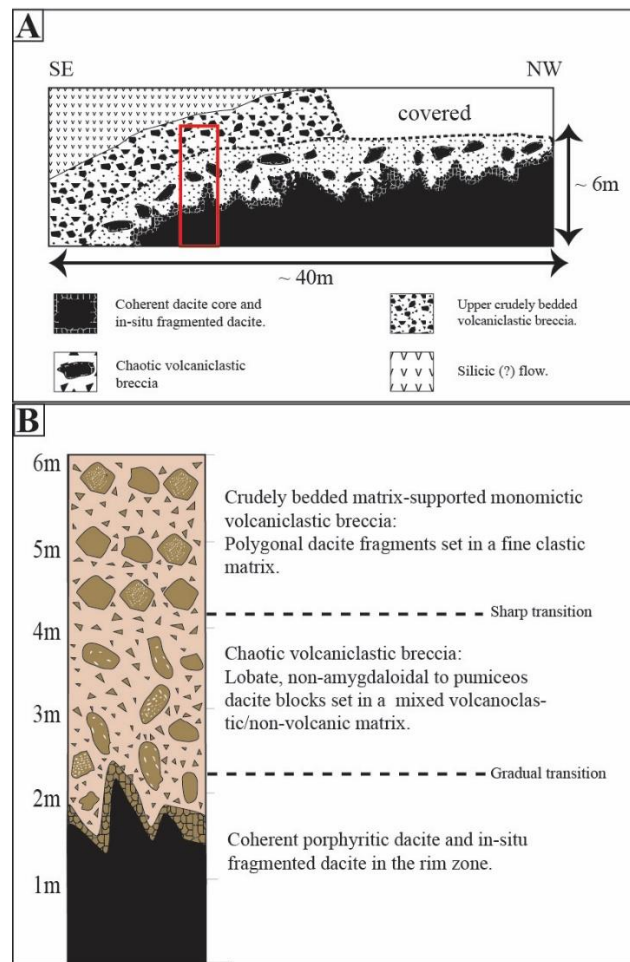


Figure 6 - (a) Sketch of the Usina Velha outcrop showing the distribution of the coherent dacite, chaotic volcaniclastic and the upper crudely bedded volcaniclastic breccia lithofacies. Red rectangle is the logged section in (b); (b) Logged section through the Usina Velha volcaniclastic deposits highlighting the main features of each lithofacie.

Coherent dacite and in-situ fragmented dacite lithofacies

Description

A coherent magmatic lithofacies is exposed in the lower portion of the outcrop. It is ~ 6 m thick in the NW termination of the outcrop and ~ 2 m in its SE termination. The NW termination exposes an inner part of the coherent body while the SE end exposes its rim zone and the transition into the host volcaniclastic rocks. This coherent body is a massive, non-fractured, magmatic rock composed of millimeter sized (1 – 5 mm) well formed microphenocryst of plagioclase, pyroxene, and Ti-magnetite, often in glomeroporphyritic aggregates, set in a glassy groundmass with abundant sub-millimetric plagioclase and pyroxene. (Fig. 7a). Although we lack chemical analyses, we note the petrographic similarity between this rock and other dacites from the Palmas Fm. (Polo and Janasi 2014; Polo et al. 2018; Simões et al. 2019). Henceforth, this lithofacies will be referred to as coherent dacites. The inner, non-fractured core, of

this dacite body grades upwards into a rim zone, where it is cut by several sinuous, sub-vertical fractures, suggesting vertical sense of motion (Fig. 7b). The transition from this rim zone to the host volcanoclastic rock is characterized by several dyke-like protrusions of dacite into the volcanoclastic breccia. These protrusions have a variable width (0.5 – 2 m) and, sometimes, show crudely developed jointing perpendicular to their margin (Fig. 7c). Near-vertical grooves and ridges commonly found in these dyke-like protrusions margins reinforce a vertical sense of motion. Unlike the non-fracture dacite of the inner portions, dacite in the dyke-like protrusions is cut by an intersecting network of millimetric cooling joints, which define several polygonal domains of dacite, given rise to an in-situ fragmentation texture with a closed framework (i.e., fragments defined by these joints are still attached to each other;) These cooling joints are marked by oxidation of volcanic glass and, sometimes, filled by non-volcanic grains and/or zeolites. The jointing is more frequent near the margin of each dyke-like protrusion, extending from the rim into the core. Fresh black volcanic glass of the coherent dacite transitions to altered pale-brown glass in the jointed protrusions, possibly due to hydrothermal alteration. Near the margin of these dyke-like protrusions the polygonal dacite fragments detach from each other (i.e., open framework) and start to rotate and disperse into the chaotic volcanoclastic breccia. One hand sample clearly shows this, with fluidized non-volcanic grains aiding in the process of tearing apart and mixing the newly formed glassy fragments with the host volcanoclastic (Fig.7d).

Interpretation

The lower coherent dacite and its rim zone of in-situ fragmented dacite are interpreted as a magma body that interacted with external water in a little to non-explosive manner (e.g., Hans 1965; Yamagishi and Dimroth 1985; Yamagishi 1991; McPhie et al. 1993). The presence of external water is indicated by the frequent occurrence of fine glassy fragments with in-situ fragmented texture, and the evidence of mixing between primary volcanoclastic particles and water-laden (heterolithic) sediments. The coherent dacite represents the inner portion of this magma body, which cooled without suffering hydromagmatic fragmentation, while the in-situ fragmented dacite represents the rim zone of this body, in which external water played a more prominent role through quench fragmentation. The dyke-like bodies of in-situ fragmented dacite found hosted in the the chaotic volcanoclastic lithofacies are

interpreted as the result of quench fragmentation of magma injected into wet and unconsolidated sediments (see next).

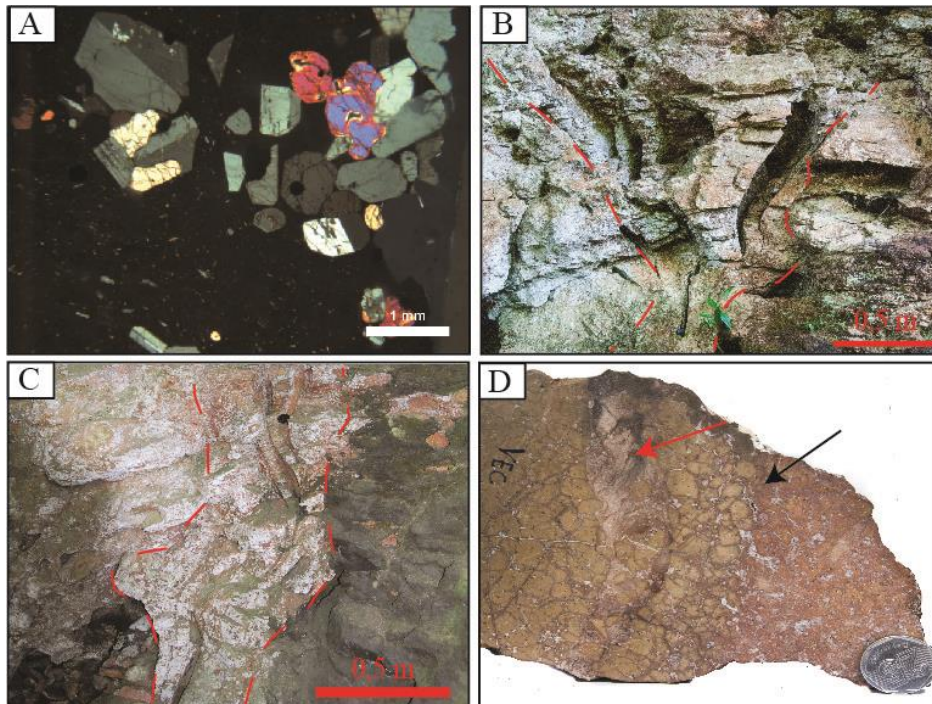


Figure 7 - (a) Lower coherent dacite photomicrograph showing microphenocrysts (1 – 5 mm) of plagioclase, clinopyroxene and Ti-magnetite in glomeroporphyritic aggregates set in a glassy groundmass with sparse plagioclase and pyroxene microlites; perpendicular nichols (b) Sub-vertical sinuous fractures in the lower coherent dacite rim zone, near the transition to the chaotic volcaniclastic breccia (fractured zone outline dashed red). Fractures seem to be opening upward giving a vertical sense of motion. Lens cap for scale near middle bottom of the photograph. (c) Sinuous near-vertical dyke-like protrusion (margins dashed red) hosted in a volcaniclastic breccia. Note the crudely developed jointing perpendicular to the protrusion margin. (d) Hand sample showing fluidized non-volcanic material (red arrow) tearing apart altered glassy fragments along the cooling joints. Notice how the yellow palagonite-like fragments progressively turn red further away from the coherent portion, likely due to hydrothermal alterations (black arrow).

Chaotic massive volcaniclastic breccia

Description

Overlaying the coherent and in-situ fragmented dacite is a ~ 2m thick chaotic massive volcaniclastic breccia composed of non-vesiculated to vesiculated pale-brown dacite blocks set in poorly-sorted matrix of mixed volcaniclastics/non-volcanic particles (Fig.8a, 8b). The dacite blocks have irregular lobate shapes and are dominantly vesiculated. They are petrographically similar to the altered quench fragmented lower dacite, with same phenocryst assemblage and similar glassy groundmass, but with much higher vesicle content. The matrix of this chaotic volcaniclastic breccia is composed of lapilli-sized massive to vesiculated dacite fragments and ash-sized

blocky glassy particles mixed with non-volcanic grains (Fig.8b). The degree of mixing between volcanoclastic and non-volcanic particles in the matrix ranges from almost none, when sedimentary structures are preserved, to almost full homogenization in which volcanoclastic and non-volcanic fragments are finely mixed. Where sedimentary structures are still preserved, heterolithic lamination can be observed. The ash-sized component is dominated by blocky yellow glassy particles, with well-developed perlitic fractures and straight to concave margins (Fig. 8c). Similar yellow glassy particles with fluidal shapes were also described in thin sections from this lithofacies (Fig. 8d). This yellow glass is distinct from the dense red glass of the lower dacite, but similar phenocrysts assemblage occurs enclosed within perlitic fragments. Hydrothermal alteration and replacement of volcanic glass to zeolite and chalcedony is prominent in this lithofacies, but the degree to which it affected individual particles varies. Perlitic glass is especially prone to alteration and in some cases, zeolites have completely replaced the fragments along perlitic fractures.

Interpretation

The gradual transition between the coherent dacite lithofacies to the chaotic volcanoclastic breccia lithofacies through zones of in-situ quench fragmentation suggests that the chaotic volcanoclastic breccias lithofacies are primary volcanoclastic rocks derived from fragmentation of the coherent dacite lithofacies (i.e., they are cogenetic). This is reinforced by thin section analyses showing the similarity between dacite fragments in the chaotic volcanoclastic breccia lithofacies and the coherent dacite lithofacies. The primary volcanoclastic nature of the chaotic volcanoclastic breccia is also indicated by the preservation of in-situ fragmentation texture and delicate glassy shards. Primary volcanoclastic deposits composed of a mixture between quench fragmented glass, non-vesicular to vesicular fragments and non-volcanic grains points to a hydromagmatic origin for these deposits (Hans 1965; Kokelaar 1982; Yamagishi and Dimroth 1985; Yamagishi 1991; McPhie et al. 1993; Németh et al. 2008; White et al. 2015;). Therefore, we interpret the chaotic volcanoclastic breccia lithofacies as the result of hydromagmatic fragmentation and mixing between non-volcanic and volcanoclastic grains. The preservation of heterolithic lamination indicates a subaqueous setting for deposition of the non-volcanic grains prior to the interaction with the magma body. The occurrence of blocky quench fragmented particles together with vesiculated particles indicates a shallow water setting so as not suppress vesiculation due to hydrostatic pressure. The restricted occurrence of these

volcaniclastic deposits and the common preservation of in-situ fragmented particles indicates a non to low-explosivity interaction with low dispersal of volcaniclastic material.

Crudely bedded monomictic dacitic breccia

Description

The chaotic volcaniclastic breccia is overlain by a ~ 2m thick crudely bedded matrix-supported monomictic volcaniclastic breccia lithofacies. This crudely bedded volcaniclastic breccia is characterized by polygonal, non-vesicular to vesicular dacite blocks with dimensions generally > 10 cm set in a red, fine grained, clastic matrix (Fig. 8d). We did not sample this lithofacies for thin section analyses therefore we are uncertain whether the matrix is composed solely of volcanic grains or if it includes a mixture of non-volcanic and volcanic particles. This breccia has a sharp contact with the chaotic volcaniclastic breccia lithofacies and it differs from it as it is crudely bedded, matrix-supported, and lacks lobate/irregular dacite blocks, in-situ fragmentation textures or the dyke-like protrusions.

Interpretation

The massive, crudely bedded structure suggests deposition by mass flow process (Cas & Wright, 1987). The monomictic characteristic and the similarity between the dacite blocks with the blocks from the chaotic volcaniclastic breccia lithofacies suggest that this lithofacies was formed by reworking of particles from the chaotic volcaniclastic lithofacies. Therefore, we interpret this lithofacies as the reworking of the underlying chaotic volcaniclastic lithofacies by mass flow process.

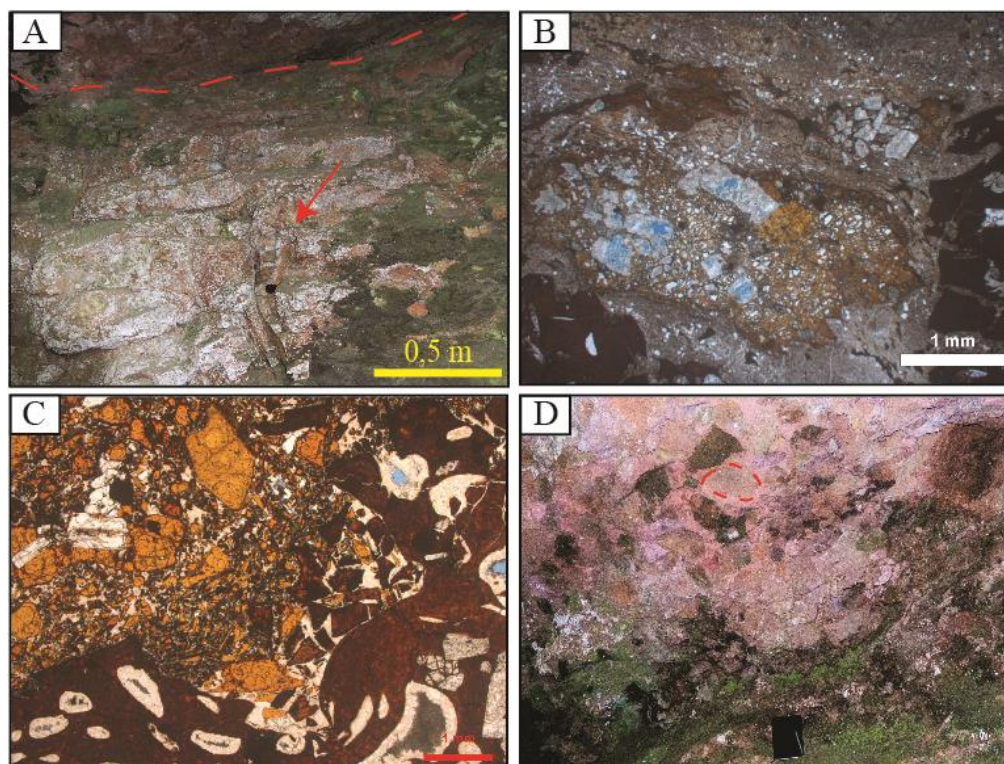


Figure 8 - (a) General aspect of the chaotic volcaniclastic breccia. Dashed red line indicates contact with the upper bedded volcaniclastic. Note the upper termination of a dyke-like intrusion near the lens cap (red arrow). (b) Thin section showing a fluidal shaped altered glassy particle set in a mixed non-volcanic and volcaniclastic matrix. Note the completely dissolved and partially replaced plagioclase phenocrysts enclosed within the glassy fragment and the alteration of glass to zeolites along the perlitic fractures; parallel nichols (c) Thin section from the chaotic volcaniclastic lithofacies showing a porphyritic, vesicular dacite block (lower portion, not fully show) set in a poorly-sorted matrix of yellow glassy lapilli and ash with straight to concave margins and well developed perlitic fractures. Note the glass colour difference between the vesicular dacite block and the perlitic glass and the altered plagioclase and fresh Ti-magnetite phenocrysts enclosed in the perlitic glass in the upper right; parallel nichols (d) Crudely bedded, massive upper volcaniclastic breccia composed of angular blocks of dacite (dashed red) floating in a fine clastic matrix. Notebook for scale at the lower center of the picture.

Interpretation of the Usina Velha volcanic sequence

An envisaged emplacement model for the Usina Velha sequence involves the intrusion of dacite into shallow lacustrine sediments leading to non-explosive hydromagmatic fragmentation (Fig. 9). The intrusion would then continue to grow endogenously into its own debris, supplying new volcaniclastic particles and mixing them with previously formed volcaniclastic fragments and non-volcanic grains in a 'mixing zone' represented by the chaotic volcaniclastic breccia lithofacies. Instabilities in this growing volcanic landform led to mass-flow reworking of these 'mixing zone' deposits and the formation of the crudely bedded volcaniclastic breccia lithofacies. This emplacement model is akin to that described for others silicic shallow-water sub-volcanic intrusions (i.e., hyaloclastite feeder dykes, subaqueous cryptodomes etc.; Hans 1965; Yamagishi 1991; McPhie et al. 1993; Németh et al. 2008). It worth noting that silicic lava domes have been previously described in the Palmas Fm. near our study area (Polo et al. 2018; Simões et al. 2019), and lithofacies similarity between the

Usina Velha outcrop with silicic domes elsewhere (e.g., Szepesi et al. 2019) indicates that the Usina Velha outcrop possible represents a silicic lava dome emplaced in a subaqueous setting. Although a hydromagmatic origin is certain, further mapping work is needed to elaborate on the extent of this deposits, its geometry and detailed emplacement process.

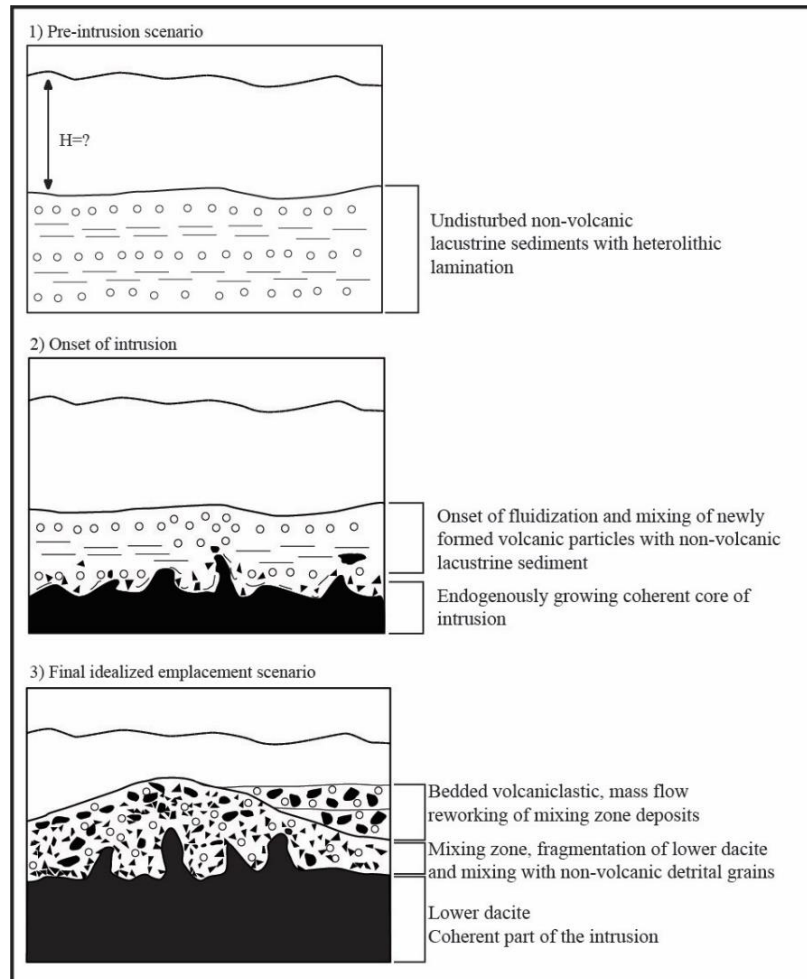


Figure 9 - Schematic drawing of the envisaged emplacement model for the Usina Velha volcanoclastic sequence. 1) Pre-eruptive scenario consisting of a lacustrine setting with an unknown, but likely shallow, water-depth. 2) Onset of the intrusion of dacites into the lacustrine sediments leading to endogenous growth of a volcanic landform through hydromagmatic fragmentation and mixing of newly formed volcanoclastic fragments with detrital grains. 3) Final idealized scenario. Instabilities in the volcanic landform leads to mass-flow reworking of the mixing zone deposits and the formation of the bedded volcanoclastic deposits. Notice that, based on field observations, the intrusion is drawn as an almost horizontal sheet with the dyke-like protrusions emanating from the upper surface but in reality, further mapping work is needed to get a sense of the geometry of the intrusion. (Drawing based on models of Hans 1965; Yamagishi 1991 and McPhie et al. 1993)

8.6 Discussion

8.6.1 Fast changes in local precipitation during the initial stages of PEIP volcanism

Prior to PEIP volcanism, the Early Cretaceous paleoclimate in the Paraná/Huab basin is marked by hot and dry conditions as indicated by the whole-basin occurrence of aeolian deposits (Jerram et al. 2000; Scherer 2000). In the Paraná basin the aeolian deposits are composed of stacked aeolian sand dunes lacking interdune deposits, suggesting an exceptionally low water table when the palaeoerg was active (Scherer 2000). The well documented occurrence of aeolian sandstones interbedded with the first basaltic flows shows that aeolian deposition persisted at least through the very beginning of volcanism (Scherer 2002; Jerram and Stollhofen 2002; Petry et al. 2007; Waichel et al. 2008). The deposits described here indicates a much more humid scenario during PEIP volcanism in the Torres Trough. This increase in humidity has been observed elsewhere in the Brazilian side of the PEIP (e.g., Waichel et al. 2007; De Moraes and Seer 2017) but remains to be seen in the Namibian side of the province, where the published literature deals with sedimentary interbeds located in the lower portion of the volcanic stratigraphy and interpreted as aeolian sand dune deposits (Jerram et al. 2000; Jerram & Stollhofen 2002; Grove et al. 2017). The PEIP rocks cropping out in the Torres Trough represent the oldest unit in the regional chemical stratigraphy for the Brazilian portion of the PEIP (The Low-TiO₂ Gramado magma-type; Peate et al. 1992; Rossetti et al. 2018a). Furthermore, most of the sedimentary rocks reported in this work are interbedded with the oldest local lithostratigraphic formation of the PEIP in the Torres Trough (Torres Fm.; Fig.1b). Based on paleomagnetic and geochronology constrains this lithostratigraphic formation is interpreted to have been emplaced in < 1 Myr, possibly in a few hundred thousand years (Rossetti et al. 2018), thus indicating that changes from arid to more humid conditions took place at the onset of volcanism and were very quick for geological standards.

Our study area is located at the southern margin of the Botucatu palaeoerg, (Scherer 2000; Bertolini et al. 2020) and such setting is a commonplace of fluvio-aeolian interactions (Langford and Chan 1989; Svendsen et al. 2003). Thus, it could be argued that no change in the precipitation regime took place during PEIP volcanism and that the humid conditions recorded in the sedimentary rocks are the result of other factors operating during volcanism, like bedrock properties and modes of preservation. For example, fresh volcanic bedrock is likely to be less porous than loose aeolian sand,

decreasing rain infiltration and favoring superficial runoff in the form of ephemeral flows. Ephemeral flows deposits are also more likely to be preserved in a scenario of frequent eruptions, where subsequent lava flows would effectively “fossilize” these deposits and preserve them from reworking. Nevertheless, we suggest that while these and other factors influence the sedimentary record, the observed changes are mainly due to an increase in local precipitation. This is based on the following line of evidence:

- Precipitation must have been high enough during volcanism to support the ponds/lakes that were the site of hydromagmatic interactions, despite the likely hot climate and high evaporations rates.
- Provenance studies for the Botucatu Fm. and sedimentary rocks interbedded with PEIP basic lava flows in our study area (Bertolini et al. 2020), indicates that these interbedded sedimentary units (“intratrap” in the authors terminology) contain a significant smaller amount of recycled material in comparison with Botucatu Fm. sandstones. It is also worth noting that while most of the Botucatu Fm. sandstones studied by these authors are crossbedded several of their interbedded sandstones are massive, which agrees well with our finding of massive sandstones interbedded with Torres Fm. flows. Although this change in sediment source cannot be directly attributed to an increase in local humidity it is an indicator of environmental changes taking place during volcanism.
- Later stages of volcanism seem to have been even more humid, as suggested by evidence near our work area (Luchetti et al. 2014) and in several other parts of the Paraná basin (Fig. 1; Mano 1987; Waichel et al. 2007; Machado et al. 2015; De Moraes and Seer 2017). This indicates a basin-wide change in the sedimentary systems and therefore it is unlikely that the erg-margin setting of our study area was the dominant factor. Furthermore, this suggests that changes to more humid conditions were a continuous process of regional character contemporaneous to the emplacement of the PEIP.

8.6.2 Can gas emissions from Continental Flood basalts affect the local/global precipitation regime?

A relevant question is whether CFB volcanism can affect the local/global precipitation regime. To address this question, we look at how gas release from volcanism can potentially affect precipitation and what is the precipitation response for historic eruptions. We then see if the same mechanism could apply to flood basalt

eruptions and CFB provinces emplacement. Our focus is on volcanic gas emissions although other mechanisms related to CFB emplacement and feedback effects (e.g., CO₂ drawdown due to basalt weathering) should also be considered when evaluating the full environmental impact of CFB provinces (cf. Ernst and Youbi 2017). Precipitation is also dependent on several other tectonics, geographic and topographic factors which were being modified at the same time as PEIP volcanism. On a global scale, numerical modelling has indicated that continental break up causes a progressive cooling and humidification of landmasses, and this effect has been noticeably observed throughout the Mesozoic (Donnadieu et al. 2006; Chaboureaux et al. 2017; Tabor et al. 2019). This humidification of landmasses can be partially attributed to continental break up producing smaller landmasses which have multiple moisture sources as opposed to a large landmass with dry interiors (Hay, 1996; Chaboureaux et al. 2014). Changes in continental configuration may also shift landmasses to more equatorial/polar positions or into/out of arid latitude belts. The progressive opening of the South Atlantic, which may have preceded PEIP volcanism in southernmost latitudes (e.g., Pérez-Díaz and Eagles, 2014), must have had major effects on ocean circulation and climate. Furthermore, crustal extension related to the rifting process can create a central rift valley flanked by uplifted margins, significantly altering the regional precipitation dynamics (e.g., Hay, 1996). Constructional topography produced by several eruptions could also have produced a topographic barrier, forcing precipitation on its windward side, and creating arid conditions on its leeward side (Hay, 1996). Although these factors were operating during PEIP volcanism, and thus contributing to altering precipitation, the change observed in this work likely happened in < 1 Myr, which may be too fast for tectonic/rifting process to have played a decisive role. Constructional topography, on the other hand, may have been generated at the same time scale as volcanism and thus potentially played a more determining role in shaping local precipitation.

One of the major ways in which volcanism can potentially affect the precipitation regime is by inducing climatic changes due to volcanic gas emission. The main gases released during volcanism are H₂O, SO₂ and CO₂, with minor quantities of halogens halides, like HF and HCL, also being released (Self et al, 2014). The two major climatic relevant gases released during volcanic eruptions, CO₂ and SO₂, have distinct residence times and affect the climate in broadly opposite ways (Wignall 2001). CO₂ is a greenhouse gas with a residence time in the in the atmosphere of 10 – 105 years

and several authors have suggested a link between CO₂ emissions from CFB provinces and episodes of global warming (Bond and Wignall 2014; Ernst and Youbi 2017). Despite this the input of CO₂ from historic eruptions is small in comparison with present atmospheric values and considered to have an insignificant impact on the climate (Robock 2000). Even for the much bigger flood basalt eruptions and CFB provinces the potential of CO₂ released solely from eruption promoting global warming has been questioned (Self et al. 2006, 2014). On the other hand, SO₂ released from eruptions reacts with water to form sulphate aerosols, which, due to its negative radiative forcing effect, can promote surface cooling and stratospheric warming (Robock 2000). These climatic responses to volcanic SO₂ emissions are well documented in historic eruption. It is commonly assumed that to have a significant hemispheric/global impact on climate sulphate aerosols need to be lofted to the stratosphere where they have a residence time of 1 – 10s of years and the potential to spread out (Robock 2000; Wignall 2001). Eruption latitude is a major controlling on the distribution and magnitude of aerosols impact since it influences the dispersal pattern and the altitude of the troposphere – stratosphere boundary. In general, high-latitude eruptions have their aerosols confined to the eruption hemisphere while tropical/equatorial eruptions aerosols tend spread out across both hemispheres.

Historic large-scale explosive eruptions (e.g., 1991 Pinatubo), or periods of frequent such eruptions, have been linked to short-term (1 – 3 years) reduction in the mean global precipitation (McCormick et al. 1995; Robock 2000; Iles et al. 2013; Iles and Hegerl 2014, 2015). This response is mainly due to surface cooling caused by sulphate aerosols promoting reduced evaporation and moisture-holding capability of the atmosphere (Robock 2000; Isle and Hegerl 2015). Oppositely, if volcanism promoted global warming due to CO₂ release, an increase in temperature and in the mean global precipitation is predicted (Ernst and Youbi, 2017). Precipitation has been noted to be more sensitive to volcanogenic sulfate aerosols than to greenhouse gases (Isle et al. 2013). Albeit volcanic aerosols have a net diminishing effect on the global precipitation, the local/regional precipitation response is governed by changes in atmospheric circulations and thus varied. For example, monsoon regions experience drying following tropical volcanic eruptions but enhanced monsoons rainfall and precipitation in one hemisphere has been documented following high-latitude eruptions in the opposite hemisphere (i.e., northern hemisphere monsoons are enhanced by southern hemisphere eruptions and vice-versa; Liu et al. 2016; Zuo et al. 2019a).

Several authors have noted wet regions getting drier and arid regions getting wetter in the years following historic eruptions (Iles et al. 2013; Iles and Hegerl, 2014, 2015; Zuo et al. 2019b). This 'wet get drier and dry gets wet' response is also opposite to the response predicted for global warming conditions, in which wet regions get wetter and dry region drier (Iles et al. 2013).

The studies mentioned above dealt mainly with the effect of isolated large-scale explosive eruption or the cumulative effect of historic eruptions both of which represent a very distinct scenario from the emplacement of CFB provinces. Studies on historic large basalt eruptions (e.g., 1783 Laki eruption) and other CFB provinces (e.g., Columbia River Basalt Group, Deccan) have demonstrated that flood basalt eruptions can release comparable or even higher amounts of sulphate aerosols (Thordarson and Self 1996, 2003). Flood basalt eruptions can also maintain relatively high (13 - 17 km) eruption plumes at their vents during explosive phases and are thus potentially capable of lofting aerosols to the lower stratosphere (Glaze et al. 2017). Stratospheric aerosols loading of flood basalts eruptions occur at vent, but local environmental perturbations are enhanced due to degassing of lava flows and during eruption pauses to the troposphere. Commonly regarded as one of the closest modern-day analogues to flood basalt eruptions the 1783 Laki eruption in Iceland, injected about 25 - 30 Tg (teragrams) of SO₂ in the stratosphere promoting ~ 1.5 °C of annual mean temperature drop on Europe and North America in the 2 - 3 years following the eruption (Thordarson and Self 2003). For comparison, this amount is close to the estimated amount of SO₂ released from the 1991 Mt. Pinatubo (~ 20 Tg) eruption which resulted in average global cooling of approximately 0.5 C ° in the year following the eruption (McCormick et al. 1995). For the Roza lavas of the Columbia River Basalt Group > 12 400 Tg of SO₂ have been estimated to have been release with > 9000 Tg being released during explosive phases at the vent (Thordarson and Self 1996). For the emplacement of the whole Deccan Traps, 6,5 x 10⁶ Tg of SO₂ were estimated to have been released, with a single eruption episode releasing ~ 1 000 – 10 000 Tg of SO₂ (Self et al. 2006).

Using volumes estimate for the Torres Fm. and Vale do Sol Fm. (Rossetti et al. 2018b) together with published data on degassed sulfur based in melt inclusions from Etendeka picrites (Marks et al. 2014) we estimate total SO₂ emission from these formation (Table.1; see supplementary data for calculation details). We assume that 75% of the total gas mass is released during explosive events at the vent (Self et al. 2006), while the remaining mass is released by lava flow degassing. With these

assumptions, Torres Fm. released a total minimum of ~ 17 647 Tg of SO₂ while Vale do Sol Fm. released ~ 66 117 Tg of SO₂. These values are underestimated since we adopted low volume estimates based only in the surface area and average thickness and it does not consider the extension of these formation further north and northwest where they are covered by High-TiO₂ lavas. Despite this our estimates fall in the same order of magnitude of estimates from other CFB sub-units or eruptions (Self et al. 2006) and when compared to estimate of SO₂ release from historic eruptions that had a significant impact on climate they highlight the potential climatic effect of these two formations. The estimated value for each formation tells us about the overall mass of SO₂ released, while a more important parameter would be the mass released by individual eruption or the mass flux. Flow fields from the Torres Fm. are dominated by compound pāhoehoe morphologies in contrast to Vale do Sol Fm. which is dominated by extensive rubbly pāhoehoe sheets. It is plausible to assume that the eruption volume and rate of these formations differed by orders of magnitudes and these factors should be considered when addressing their environmental impact (Duraishwami et al. 2008; Óskarsson and Riishuus 2013, 2014).

*Table 1 Estimates of volume and SO₂ released by Torres Fm. and Vale do Sol Fm. Estimates for the whole Paraná-Etendeka province (Marks et al, 2014) and other CFB and flood basalt eruptions are shown for comparison. SO₂(t)= Total mass released; SO₂(v)= Mass released at the vents (75%); SO₂(l)= Mass degassed by lava flows (25%). * Volume estimates used in calculations by Marks et al, 2014. ** Calculated using the value of 6.5 Tg/km³ and a volume of 1 million km³ reported in Self et al. (2006). The similar total SO₂ values for the Deccan and Paraná-Etendeka, despite the discrepancy in volumes used for calculations, likely arises from the lower degassed sulfur values used by Marks et al. (2014) as well as small differences in other parameters (lava density, mass fraction of phenocryst and degassing efficiency; see supplementary data for detail).*

	Torres Fm.	Vale do Sol Fm.	Paraná-Etendeka (Marks et al., 2014)	Deccan Province – total (Self et al., 2006)	Roza lava (Thordarson & Self, 1996)	1783 Laki eruption (Thordarson et al., 1996)
SO ₂ (total)	17 647	99 177	6.6 x 10 ⁶	6 x 10 ⁶	12 420	122
SO ₂ (vent) (Tg)	13 235	49 632	-	-	9620	98
SO ₂ (lava degassing) (Tg)	4412	16 544	-	-	2810	24
Volume (km ³)	4000	15 000	2.18 x 10 ^{6*}	1 x 10 ⁶	1300	15

In summary, gas release from flood-basalt eruptions and CFB provinces emplacement are potentially capable of having profound environmental impact and consequently impacting the precipitation regime. Compared to historic eruptions that had a significant impact on precipitation the amount of SO₂ released from flood-basalt eruptions is more than enough to induce net global surface cooling and decreased precipitation. CO₂ release solely from flood basalt eruptions is small in comparison to present atmospheric values and their effects is diminished when considering past geological times with even higher atmospheric CO₂ concentrations. For the Paraná-Etendeka province, we suggest that formation of sulphate aerosols from volcanic gas emissions caused surface cooling, and this was the main driving force behind the observed changes in the sedimentary record and the deduced changes in precipitation (Fig. 10). Although surface cooling leads to a net reduction in global precipitation it is possible that precipitation redistribution, like that observed for historic eruptions, caused dry regions like the Paraná Basin to become wetter and significantly affected monsoon regions. This hypothesis fits well with the cooling (Erba et al. 2004; Gröcke et al. 2005; Bodin et al. 2015; Price et al. 2018) and increased humidity observed during the closely related Weissert event (Duchamp-Alphonse et al. 2011; Kujau et al. 2013; Charbonnier et al. 2020).

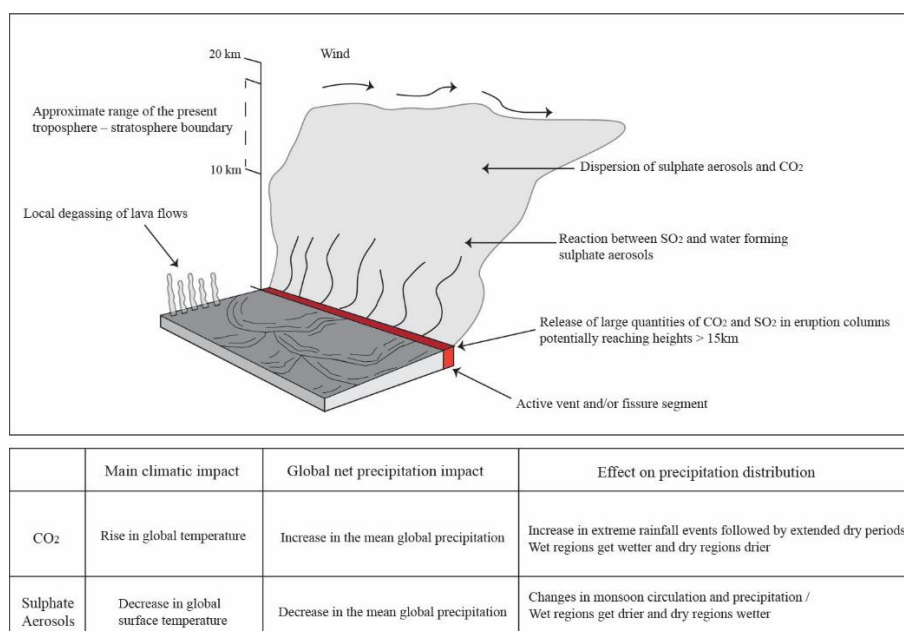


Figure 10 - Upper: Schematic drawing illustrating the main degassing process in a flood basalt eruption. Notice the eruption column potentially reaching troposphere – stratosphere boundary heights. Lower: Simplified potential consequences on the climate and precipitation of the major gases released during flood basalt eruptions. CO₂ acts as a greenhouse gas, promoting global warming, a net increase in global precipitation and causing dry areas to become drier and wet areas wetter. SO₂ reacts with water forming sulphate aerosols which promote surface cooling, a net decrease in global precipitation and causes atmospheric circulation changes that can prompt dry areas to become wetter and wetter areas drier. In our hypothesis the observed local increased in humidity at the onset of PEIP is related to the climatic consequences of volcanogenic sulphate aerosols formation.

8.7 Concluding remarks

Our description of sedimentary and volcanoclastic rocks interbedded with PEIP lavas in southernmost Brazil shows that changes from dry to humid conditions took place during the onset of volcanism and agrees well with evidence of humid conditions elsewhere in the PEIP. Stratigraphic constraints indicate this change in precipitation took place in less than 1 Myr, possible in a few hundred thousand years. Given the correlation between the onset of volcanism and the observed increased humidity we suggest that SO₂ degassing from volcanism caused climate cooling and promoted significant precipitation redistribution resulting in wetter conditions for the Paraná basin during the volcanic episode. Future work exploring other local/regional environmental changes in the PEIP and other CFB provinces, like changes in biota, should aid in understanding the particularities of each province and the link between their emplacement and past environmental crisis. For the PEIP specifically, future work exploring the link with the Weissert event is required to arrive in a robust interpretation of cause and effect.

Acknowledgements

Juliano Kühle is thanked for an early review of sedimentological aspects of this manuscript. Luis Fernando De Ros is thanked for assistance with thin sections description. Marcos M.M. Rossetti is thanked for assistance in one of our field work campaigns. We are grateful for the constructive and thorough reviews and suggestions of S. Self, S. Planke and A. Di Capua which significantly improved this manuscript.

Author contribution

VGPC: Conceptualization (lead), Investigation (lead), Visualization (lead), Methodology (lead), Writing – Original draft (lead), Writing – Review & Editing (equal); EFL: Conceptualization (supporting), Supervision (lead), Funding acquisition (lead), Resources (lead), Investigation (supporting) Visualization (supporting), Writing – Review & Editing (Equal); LMMR: Conceptualization (supporting), Supervision (supporting), Investigation (supporting), Visualization (supporting), Writing – Review & Editing (equal); NGP: Conceptualization (supporting) Supervision (supporting), Investigation (supporting), Visualization (supporting), Writing – Review & Editing (equal).

Funding

The authors acknowledge financial support of the *Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico* (Project CNPq - 302125/2016-7 and CNPq - 402400/2016-0), *Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado do Rio Grande do Sul* (FAPERGS-PQG05/2019 – 0001755-3). During part of the time this work was carried, VGPC received founding from a scholarship sponsored by *Agência Nacional do Petróleo* (ANP – Programas de Recursos Humanos, PRH-ANP nº 14).

Conflict of interest

The authors declare no know conflict of interest associated with this research.

8.8 References

Barreto, C.J.S., de Lima, E.F., Scherer, C.M. and 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. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 285, 81–99, <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.08.008>.

Bellieni, G., Comín, P., Marques, L., Melfi, a, Piccirillo, E., Nardy, A. and Rosemberg, A. 1984. High- and low-TiO₂ flood basalts from the Paraná plateau (Brasil): Petrology and geochemical aspects bearing on thier mantle origin. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen*, 150, 273–306.

Bertolini, G., Marques, J., Hartley, A.J., DaRosa, A.A.S., S.Scherer, C.M., Basei, M.A.S. and Frantz, J.C. 2020. Controls on Early Cretaceous desert sediment provenance in south-west Gondwana, Botucatu Formation (Brazil and Uruguay). *Sedimentology*, sed.12715, <https://doi.org/10.1111/sed.12715>.

Bhattacharya, A. 1997. On the origin of non-tidal flaser bedding in point bar deposits of the river Ajay, Bihar and West Bengal, NE India. *Sedimentology*, 44, 973–975, <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1997.tb02172.x>.

Bodin, S., Meissner, P., Janssen, N.M.M., Steuber, T. and Mutterlose, J. 2015. Large igneous provinces and organic carbon burial: Controls on global temperature and continental weathering during the Early Cretaceous. *Global and Planetary Change*, 133, 238–253, <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.09.001>.

Bond, D.P.G. and Wignall, P.B. 2014. Large igneous provinces and mass extinctions: An update. *The Geological Society of America*, 2505, 29–55, [https://doi.org/10.1130/2014.2505\(02\)](https://doi.org/10.1130/2014.2505(02)).

Braz Machado, F., Rocha-Júnior, E.R.V., Marques, L.S. and Nardy, A.J.R. 2015. Volcanological aspects of the northwest region of Paraná continental flood basalts (Brazil). *Solid Earth*, 6, 227–241, <https://doi.org/10.5194/se-6-227-2015>.

Bryan, S.E. and Ernst, R.E. 2008. Revised definition of Large Igneous Provinces (GPIs). *Earth-Science Reviews*, 86, 175–202, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2007.08.008>.

Bryan, S.E., Peate, I.U., et al. 2010. The largest volcanic eruptions on Earth. *Earth-Science Reviews*, 102, 207–229, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.07.001>.

Busby-Spera, C.J. and White, J.D.L. 1987. Variation in peperite textures associated with differing host-sediment properties. *Bulletin of Volcanology*, 49, 765–776, <https://doi.org/10.1007/BF01079827>.

Cas, R. A. F., Wright, J. V. 1987. *Volcanic Successions Modern and Ancient: a geological approach to processes, products and successions*. In *Volcanic Successions Modern and Ancient: a geological approach to processes, products and successions*. Allen & Unwin.

Chaboureau, A.C., Sepulchre, P., Donnadiou, Y. and Franc, A. 2014. Tectonic-driven climate change and the diversification of angiosperms. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 111, 14066–14070, <https://doi.org/10.1073/pnas.1324002111>

Charbonnier, G., Morales, C., Duchamp-Alphonse, S., Westermann, S., Adatte, T. and Föllmi, K.B. 2017. Mercury enrichment indicates volcanic triggering of Valanginian environmental change. *Scientific Reports*, 7, 1–6, <https://doi.org/10.1038/srep40808>.

Dalrymple, R.W. 2010a. Interpreting sedimentary successions: facies, facies analysis and facies models. In: James, N.P., Dalrymple R.W. (eds) *Facies Model 4*. Geological Association of Canada, 3-18

Dalrymple, R.W. 2010b. Tidal depositional systems. In: James, N.P., Dalrymple R.W. (eds) *Facies Model 4*. Geological Association of Canada, 3-18

De Moraes, L.C., Seer, H.J. and Marques, L.S. 2018. Geology, geochemistry and petrology of basalts from Paraná Continental Magmatic Province in the Araguari, Uberlândia, Uberaba and Sacramento regions, Minas Gerais state, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 48, 221–241, <https://doi.org/10.1590/2317-4889201820170091>.

Donnadieu, Y., Godd ris, Y., Pierrehumbert, R., Dromart, G., Jacob, R. and Fluteau, F. 2006. A GEOCLIM simulation of climatic and biogeochemical consequences of Pangea breakup. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7, <https://doi.org/10.1029/2006GC001278>.

Duchamp-Alphonse, S., Fiet, N., Adatte, T. and Pagel, M. 2011. Climate and sea-level variations along the northwestern Tethyan margin during the Valanginian C-isotope excursion: Mineralogical evidence from the Vocontian Basin (SE France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 302, 243–254, <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2011.01.015>.

Ebinghaus, A., Hartley, A.J., Jolley, D.W., Hole, M. and 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. *Journal of Sedimentary Research*, 84, 1041–1063, <https://doi.org/10.2110/jsr.2014.85>.

Erba, E., Bartolini, A. and Larson, R.L. 2004. Valanginian Weissert oceanic anoxic event. *Geology*, 32, 149–152, <https://doi.org/10.1130/G20008.1>.

Ernst, R.E. and Youbi, N. 2017. How Large Igneous Provinces affect global climate, sometimes cause mass extinctions, and represent natural markers in the geological record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 478, 30–52, <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2017.03.014>.

Fantasia, A., Adatte, T., Spangenberg, J.E. and Font, E. 2016. Palaeoenvironmental changes associated with Deccan volcanism, examples from terrestrial deposits from Central India. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 441, 165–180, <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.06.032>.

Folk, R.L. 1974. *Petrology of the Sedimentary Rocks*.

Frank, H.T., Gomes, M.E.B. and Formoso, M.L.L. 2009. Review of the areal extent and the volume of the Serra Geral Formation, paraná Basin, South America. *Pesquisas em Geociências*, 36, 49–57.

Glaze, L.S., Baloga, S.M. and Wilson, L. 1997. Transport of atmospheric water vapor by volcanic eruption columns. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 102, 6099–6108, <https://doi.org/10.1029/96JD03125>.

Glaze, L.S., Self, S., Schmidt, A. and Hunter, S.J. 2017. Assessing eruption column height in ancient flood basalt eruptions. *Earth and Planetary Science Letters*, 457, 263–270, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.07.043>.

Gröcke, D.R., Price, G.D., Robinson, S.A., Baraboshkin, E.Y., Mutterlose, J. and Ruffell, A.H. 2005. The Upper Valanginian (Early Cretaceous) positive carbon-isotope event recorded in terrestrial plants. *Earth and Planetary Science Letters*, 240, 495–509, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.09.001>.

Grove, C., Jerram, D.A., Gluyas, J.G. and Brown, R.J. 2017. Sandstone Diagenesis in Sediment–lava Sequences: Exceptional Examples of Volcanically Driven Diagenetic Compartmentalization in Dune Valley, Huab Outliers, Nw Namibia. *Journal of Sedimentary Research*, 87, 1314–1335, <https://doi.org/10.2110/jsr.2017.75>.

Harris, J. and Van Couvering, J. 1995. Mock aridity and the paleoecology of volcanically influenced ecosystems. *Geology*, 23, 593–596, [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1995\)023<0593:MAATPO>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0593:MAATPO>2.3.CO;2).

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

Hartmann, L.A., Baggio, S.B. and 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. *International Geology Review*, 55, 510–524, <https://doi.org/10.1080/00206814.2012.746804>.

Hay, W.W. 1996. Tectonics and climate. *Geologische Rundschau*, 85, 409–437, <https://doi.org/10.1007/BF02369000>.

Hunter, R.E. 1977. Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology*, 24, 361–387, <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1977.tb00128.x>.

Iles, C.E. and Hegerl, G.C. 2014. The global precipitation response to volcanic eruptions in the CMIP5 models. *Environmental Research Letters*, 9, <https://doi.org/10.1088/1748-9326/9/10/104012>.

Iles, C.E. and Hegerl, G.C. 2015. Systematic change in global patterns of streamflow following volcanic eruptions. *Nature Geoscience*, 8, 838–842, <https://doi.org/10.1038/ngeo2545>.

Iles, C.E., Hegerl, G.C., Schurer, A.P. and Zhang, X. 2013. The effect of volcanic eruptions on global precipitation. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 118, 8770–8786, <https://doi.org/10.1002/jgrd.50678>.

Janasi, V. de A., de Freitas, V.A. and Heaman, L.H. 2011. The onset of flood basalt volcanism, Northern Paraná Basin, Brazil: A precise U-Pb baddeleyite/zircon age for a Chapecó-type dacite. *Earth and Planetary Science Letters*, 302, 147–153, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.12.005>.

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

Jerram, D.A., Mounney, N.P., Howell, J.A., Long, D. and Stollhofen, H. 2000. Death of a sand sea: An active aeolian erg systematically buried by the Etendeka flood basalts of NW Namibia. *Journal of the Geological Society*, 157, 513–516, <https://doi.org/10.1144/jgs.157.3.513>.

Jerram, D.A., Svensen, H.H., Planke, S., Polozov, A.G. and Torsvik, T.H. 2016. The onset of flood volcanism in the north-western part of the Siberian Traps: Explosive volcanism versus effusive lava flows. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 441, 38–50, <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.04.022>.

Kocurek, G. and Dott, R.H. 1981. Distinctions and uses of stratification types in the interpretation of eolian sand. *Journal of Sedimentary Petrology*, 51, 579–596, <https://doi.org/10.1306/212F7CE3-2B24-11D7-8648000102C1865D>.

Kocurek, G., 1986. Origins of low-angle stratification in aeolian deposits. In: Nickling, W.G. (Ed.). *Aeolian Geomorphology, Proceedings of the 11th Annual Binghamton Geomorphology Symposium* Allen & Unwin, Boston, MA, pp. 177-193.

- Kocurek, G. and 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. *Journal of the Geological Society*, 139, 21–33, <https://doi.org/10.1144/gsjgs.139.1.0021>.
- Langford, R.P. and Chan, M.A. 1989. Fluvial-aeolian interactions: Part II, ancient systems. *Sedimentology*, 36, 1037–1051, <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1989.tb01541.x>.
- Leinz, V. 1949. Contribuição à Geologia dos Derrames Basálticos do Sul do Brasil. *Boletim da Faculdade de Filosofia Ciências e Letras, Universidade de São Paulo. Geologia*, 1, <https://doi.org/10.11606/issn.2526-3862.bffcluspgeologia.1949.121703>.
- Liu, F., Chai, J., Wang, B., Liu, J., Zhang, X. and Wang, Z. 2016. Global monsoon precipitation responses to large volcanic eruptions. *Scientific Reports*, 6, 1–11, <https://doi.org/10.1038/srep24331>.
- Luchetti, A.C.F., Nardy, A.J.R., Madeira, J.E.O., Arnosio, J.M. and 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 Descontinuidades Rochosas, 'Pillow Lavas' e Paleocanal Nos Basaltos de Fundação Da Barragem de Nova Avanhandava, Rio Tietê (SP). Universidade de São Paulo., <https://doi.org/10.11606/D.44.1988.tde-15092015-150736>.
- Marks, L., Keiding, J., Wenzel, T., Trumbull, R.B., Veksler, I., Wiedenbeck, M. and Markl, G. 2014. F, Cl, and S concentrations in olivine-hosted melt inclusions from mafic dikes in NW Namibia and implications for the environmental impact of the Paraná-Etendeka Large Igneous Province. *Earth and Planetary Science Letters*, 392, 39–49, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.01.057>.
- Martin, A.J. 2000. Flaser and wavy bedding in ephemeral streams: A modern and an ancient example. *Sedimentary Geology*, 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. and Turner, B.R. 1999. Origins of Massive-Type Sandstones in Braided River Systems. *AAPG Bulletin*, 83 (1999), <https://doi.org/10.1306/c9ebc135-1735-11d7-8645000102c1865d>.
- Martinez, M., Deconinck, J.F., Pellenard, P., Riquier, L., Company, M., Reboulet, S. and Moiroud, M. 2015. Astrochronology of the Valanginian-Hauterivian stages (Early Cretaceous): Chronological relationships between the Paraná-Etendeka large igneous province and the Weissert and the Faraoni events. *Global and Planetary Change*, 131, 158–173, <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.06.001>.
- McClintock, M., White, J.D.L., Houghton, B.F. and Skilling, I.P. 2008. Physical volcanology of a large crater-complex formed during the initial stages of Karoo flood basalt volcanism, Sterkspruit, Eastern Cape, South Africa. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 172, 93–111, <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.11.012>.
- McCormick, M.P., Thomason, L.W. and Trepte, C.R. 1995. Atmospheric effects of the Mt Pinatubo eruption. *Nature*, 373, 399–404, <https://doi.org/10.1038/373399a0>.
- McPhie, J., Doyle, M. and Allen, R. 1993. *Volcanic Textures: A Guide to the Interpretation of Textures in Volcanic Rocks*. Hobart, T. : (ed.).
- Milani, E.J., Melo, J.H.G., Souza, P.A. De, Fernandes, L.A. and França, A.B. 2007. Bacia do Paraná. *Boletim de geociências da Petrobrás*, 15, 265–287.
- Milner, S.C., Duncan, A.R. and Ewart, A. 1992. Quartz latite rheognimbrite flows of the Etendeka Formation, north-western Namibia. *Bulletin of Volcanology*, 54, 200–219, <https://doi.org/10.1007/BF00278389>.
- Németh, K., Pécskay, Z., Martin, U., Gméling, K., Molnár, F. and Cronin, S.J. 2008. Hyaloclastites, peperites and soft-sediment deformation textures of a shallow subaqueous Miocene rhyolitic dome-cryptodome complex, Pálháza, Hungary. *Geological Society, London, Special Publications*, 302, 63–86, <https://doi.org/10.1144/SP302.5>.
- North, C.P. and Davidson, S.K. 2012. Unconfined alluvial flow processes: Recognition and interpretation of their deposits, and the significance for palaeogeographic reconstruction. *Earth-Science Reviews*, 111, 199–223, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2011.11.008>.

- Peate, D.W., Hawkesworth, C.J. and Mantovani, M.S.M. 1992. Chemical stratigraphy of the Parana lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution. *Bulletin of Volcanology*, 55, 119–139, <https://doi.org/10.1007/BF00301125>.
- Peate, I.U. and Bryan, S.E. 2008. Re-evaluating plume-induced uplift in the Emeishan large igneous province. 625–629, <https://doi.org/10.1038/ngeo281>.
- Pedro Victor, Z., S., W., et al. 1990. The Paraná Basin. *AAPG Special Volumes*, 51, 681–708.
- Pérez-Díaz, L. and Eagles, G. 2014. Constraining South Atlantic growth with seafloor spreading data. *Tectonics*, 33, 1848–1873, <https://doi.org/10.1002/2014TC003644>.
- Petry, K., Jerram, D.A., de Almeida, D. del P.M. and Zerfass, H. 2007. Volcanic-sedimentary features in the Serra Geral Fm., Paraná Basin, southern Brazil: Examples of dynamic lava-sediment interactions in an arid setting. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 159, 313–325, <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.06.017>.
- Pichler, H. 1965. Acid hyaloclastites. *Bulletin Volcanologique*, 28, 293–310, <https://doi.org/10.1007/BF02596934>.
- Polo, L.A. and Janasi, V. de A. 2014. Volcanic stratigraphy of intermediate to acidic rocks in southern Paraná Magmatic Province, Brazil. *Geologia USP. Série Científica*, 14, 83–100, <https://doi.org/10.5327/z1519-874x201400020005>.
- Polo, L.A., Janasi, V.A., Giordano, D., Lima, E.F., Cañon-Tapia, E. and Roverato, M. 2018. Effusive silicic volcanism in the Paraná Magmatic Province, South Brazil: Evidence for locally-fed lava flows and domes from detailed field work. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 355, 204–218, <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.08.007>.
- Price, G.D., Janssen, N.M.M., Martinez, M., Company, M., Vandeveld, J.H. and Grimes, S.T. 2018. A High-Resolution Belemnite Geochemical Analysis of Early Cretaceous (Valanginian-Hauterivian) Environmental and Climatic Perturbations. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 19, 3832–3843, <https://doi.org/10.1029/2018GC007676>.

Renne, P.R., Glen, J.M., Milner, S.C. and Duncan, A.R. 1996a. Age of Etendeka flood volcanism and associated intrusions in southwestern Africa. *Geology*, 24, 659–662, [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)024<0659:AOEFVA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<0659:AOEFVA>2.3.CO;2).

Renne, P.R., Deckart, K., Ernesto, M., Féraud, G. and Piccirillo, E.M. 1996b. Age of the Ponta Grossa dike swarm (Brazil), and implications to Paraná flood volcanism. *Earth and Planetary Science Letters*, 144, 199–211, [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(96\)00155-0](https://doi.org/10.1016/0012-821x(96)00155-0).

Robock, A. 2000. Volcanic eruptions and climate. *Reviews of Geophysics*, 38, 191–219, <https://doi.org/10.1029/1998RG000054>.

Rocha, B.C., Davies, J.H.F.L., et al. 2020. Rapid eruption of silicic magmas from the Paraná magmatic province (Brazil) did not trigger the Valanginian event. *Geology*, <https://doi.org/10.1130/g47766.1>.

Rossetti, L.M., Waichel, B.L., Hole, M.J., Simões, M.S., Lima, E.F. and Scherer, C.M.S. 2018. Lithostratigraphy and volcanology of the Serra Geral Group, Paraná-Etendeka Igneous Province in Southern Brazil: Towards a formal stratigraphical framework. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 355, 98–114, <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.05.008>.

Rossetti, L.M.M, 2018b Lithostratigraphy and Geochemistry of the Paraná-Etendeka Large Igneous Province and Constraints on the Petrophysical Properties of Volcano-Sedimentary Sequences. PhD Thesis, University of Aberdeen, p. 292.

Scherer, C.M.S. 2000. Eolian dunes of the Botucatu Formation (Cretaceous) in southernmost Brazil: Morphology and origin. *Sedimentary Geology*, 137, 63–84, [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(00\)00135-4](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(00)00135-4).

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>.

Self, S., Widdowson, M., Thordarson, T. and Jay, A.E. 2006. Volatile fluxes during flood basalt eruptions and potential effects on the global environment: A Deccan perspective. *Earth and Planetary Science Letters*, 248, 518–532, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.05.041>.

- Self, S., Schmidt, A. and Mather, T.A. 2014. Emplacement characteristics, time scales, and volcanic gas release rates of continental flood basalt eruptions on Earth. *The Geological Society of America*, 2505, 319–337, [https://doi.org/10.1130/2014.2505\(16\)](https://doi.org/10.1130/2014.2505(16)).
- Simões, M.S., Lima, E.F., Rossetti, L.M.M. and Sommer, C.A. 2019. The low-Ti high-temperature dacitic volcanism of the southern Paraná-Etendeka GPI: Geochemistry, implications for trans-Atlantic correlations and comparison with other Phanerozoic GPIs. *Lithos*, 342–343, 187–205, <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.05.030>.
- Skilling, I.P., White, J.D.L. and McPhie, J. 2002. Peperite: A review of magma-sediment mingling. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 114, 1–17, [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(01\)00278-5](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(01)00278-5).
- Stear, W.M. 1985. Comparison of the bedform distribution and dynamics of modern and ancient sandy ephemeral flood deposits in the southwestern Karoo region, South Africa. *Sedimentary Geology*, 45, 209–230, [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(85\)90003-X](https://doi.org/10.1016/0037-0738(85)90003-X).
- Svendsen, J., Stollhofen, H., Krapf, C.B.E. and Stanistreet, I.G. 2003. Mass and hyperconcentrated flow deposits record dune damming and catastrophic breakthrough of ephemeral rivers, Skeleton Coast Erg, Namibia. *Sedimentary Geology*, 160, 7–31, [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(02\)00334-2](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(02)00334-2).
- Svensen, H., Planke, S., Chevallier, L., Malthe-Sørensen, A., Corfu, F. and Jamtveit, B. 2007. Hydrothermal venting of greenhouse gases triggering Early Jurassic global warming. *Earth and Planetary Science Letters*, 256, 554–566, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.02.013>.
- Szepesi, J., Lukács, R., et al. 2019. Telkibánya lava domes: Lithofacies architecture of a Miocene rhyolite field (Tokaj Mountains, Carpathian-Pannonian region, Hungary). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 385, 179–197, <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.07.002>.
- Tabor, C.R., Feng, R. and Otto-Bliesner, B.L. 2019. Climate Responses to the Splitting of a Supercontinent: Implications for the Breakup of Pangea. *Geophysical Research Letters*, 46, 6059–6068, <https://doi.org/10.1029/2018GL081510>.
- Tandon, S.K. 2002. Records of the influence of Deccan volcanism on contemporary sedimentary environments in Central India. *Sedimentary Geology*, 147, 177–192, [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(01\)00196-8](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(01)00196-8).

Thiede, D.S. and 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>.

Thordarson, T. and Self, S. 1996. Sulfur, chlorine and fluorine degassing and atmospheric loading by the Roza eruption, Columbia River Basalt Group, Washington, USA. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 74, 49–73, [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(96\)00054-6](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(96)00054-6).

Thordarson, T. and Self, S. 2003. Atmospheric and environmental effects of the 1783-1784 Laki eruption: A review and reassessment. *Journal of Geophysical Research D: Atmospheres*, 108, <https://doi.org/10.1029/2001jd002042>.

Thordarson, T., Self, S., Óskarsson, N. and Hulsebosch, T. 1996. Sulfur, chlorine, and fluorine degassing and atmospheric loading by the 1783-1784 AD Laki (Skaftár Fires) eruption in Iceland. *Bulletin of Volcanology*, 58, 205–225, <https://doi.org/10.1007/s004450050136>.

Tunbridge, I.P. 1981. Sandy high-energy flood sedimentation - Some criteria for recognition, with an example from the devonian of S.W. England. *Sedimentary Geology*, 28, 79–95, [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(81\)90058-0](https://doi.org/10.1016/0037-0738(81)90058-0).

Waichel, B.L., de Lima, E.F., Sommer, C.A. and Lubachesky, R. 2007. Peperite formed by lava flows over sediments: An example from the central Paraná Continental Flood Basalts, Brazil. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 159, 343–354, <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.07.009>.

Waichel, B.L., Scherer, C.M.S. and Frank, H.T. 2008. Basaltic lava flows covering active aeolian dunes in the Paraná Basin in southern Brazil: Features and emplacement aspects. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 171, 59–72, <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.11.004>.

Weissert, H., Lini, A., Föllmi, K.B. and Kuhn, O. 1998. Correlation of Early Cretaceous carbon isotope stratigraphy and platform drowning events: A possible link? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 137, 189–203, [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(97\)00109-0](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(97)00109-0).

Westerman, D., Rocchi, S., Breikreuz, C., Stevenson, C. and Wilson, P. 2017. Structures Related to the Emplacement of Shallow-Level Intrusions. In: *Advances in Volcanology*. 83–118., https://doi.org/10.1007/11157_2017_31.

- White, J.D.L. and Houghton, B.F. 2006. Primary volcanoclastic rocks. *Geology*, 34, 677–680, <https://doi.org/10.1130/G22346.1>.
- White, J.D.L., McPhie, J. and Skilling, I. 2000. Peperite: A useful genetic term. *Bulletin of Volcanology*, 62, 65–66, <https://doi.org/10.1007/s004450050293>.
- White, J.D.L., McPhie, J. and Soule, S.A. 2015. Submarine Lavas and Hyaloclastite. In: *The Encyclopedia of Volcanoes*. 363–375., <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00019-5>.
- Wignall, P.B. 2001. Large igneous provinces and mass extinctions. *Earth Science Reviews*, 53, 1–33, [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(00\)00037-4](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(00)00037-4).
- Yamagishi, H. 1991. Morphological and sedimentological characteristics of the Neogene submarine coherent lavas and hyaloclastites in Southwest Hokkaido, Japan. *Sedimentary Geology*, 74, 5–23, [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(91\)90032-9](https://doi.org/10.1016/0037-0738(91)90032-9).
- Yamagishi, H. and Dimroth, E. 1985. A comparison of Miocene and Archean rhyolite hyaloclastites: Evidence for a hot and fluid rhyolite lava. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 23, 337–355, [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(85\)90040-X](https://doi.org/10.1016/0377-0273(85)90040-X).
- Zimanowski, B., Büttner, R., Dellino, P., White, J.D.L. and Wohletz, K.H. 2015. Magma–Water Interaction and Phreatomagmatic Fragmentation. In: *The Encyclopedia of Volcanoes*. 473–484., <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00026-2>.
- Zuo, M., Zhou, T. and Man, W. 2019a. Hydroclimate responses over global monsoon regions following volcanic eruptions at different latitudes. *Journal of Climate*, 32, 4367–4385, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0707.1>.
- Zuo, M., Zhou, T. and Man, W. 2019b. Wetter Global Arid Regions Driven by Volcanic Eruptions. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 124, 13648–13662, <https://doi.org/10.1029/2019JD031171>.

9 – Anexos

Localização dos afloramentos, explicações sobre os cálculos realizados e fotos e figuras adicionais dos afloramentos podem ser encontradas no repositório digital no seguinte link:

https://geolsoc.figshare.com/collections/Rapid_changes_from_arid_to_humid_conditions_during_the_onset_of_the_Paran_Etendeka_Igneous_Provinces_can_volcanic_gas_emissions_from_Continental_Flood_Basalts_affect_the_precipitation_regime_/5505710

ANEXO I
Título da Dissertação/Tese:
“Análise faciológica das rochas sedimentares e vulcanoclásticas do Grupo Serra Geral no Rio Grande do Sul: Implicações para o paleoambiente vulcânico”
Área de Concentração: Estratigrafia
Autor: Vinícius Godoi Pereira da Cruz
Orientador: Prof. Dr. Evandro Fernandes de Lima
Examinadora: Profa. Dra. Karin Goldberg
Data: 11/7/2022
Conceito: A
PARECER:
<p>O trabalho descreve e interpreta as fácies das rochas sedimentares e mistas sedimentares-vulcanoclásticas que ocorrem intercaladas com a porção sul do Grupo Serra Geral. A premissa e abordagem de trabalho são excelentes e o trabalho é bem escrito, apesar de alguns erros de digitação e formatação, e erros de inglês no artigo (que devem ter sido corrigidos na versão publicada) que em nada impactam a compreensão dele. A descrição e interpretação de facies estão ótimas, os diagramas com a interpretação dos processos são informativos e bem ilustrados (e.g. fig. 9 do artigo) e o cálculo do volume de SO₂ liberado nas Fms. Torres e Vale do Sol (Tabela 1 do artigo), excelente!</p> <p>O aluno demonstrou bem que os depósitos estudados possuem evidências de serem aquosos e assim sugerem a presença de mais umidade no sistema do que no início do vulcanismo. Esta mudança climática para mais úmido (ocorrida em menos de 1 milhão de anos) estaria relacionada com escape de SO₂ e geração de aerossóis de sulfato que causariam resfriamento e promoveriam uma redistribuição da precipitação, resultando em condições mais úmidas na Bacia do Paraná.</p> <p>Entretanto, a discussão e a interpretação sobre o papel do vulcanismo (em particular exalação de SO₂) no clima tem alguns problemas, listados abaixo:</p> <ol style="list-style-type: none"> 1) Na p. 17 alguns argumentos fundamentais para as interpretações são apresentados mas falta incluir referências para suportar algumas afirmações; por exemplo: “SO₂ é o principal agente causador de mudanças climáticas e ambientais observadas em erupções históricas” REFS?? “Para que o SO₂ liberado por erupções vulcânicas tenha um efeito climático global é necessário que este seja injetado por plumas eruptivas até a estratosfera uma vez que o tempo de residência do SO₂ na troposfera é muito curto (dias a semanas)” REFS?? 2) Menciona diferença no tempo de residência de CO₂ (10-10⁵ anos) vs SO₂ (1-10's anos) mas o processo aventado para a mudança climática (efeito do SO₂) não é compatível com a escala de tempo do vulcanismo na área de estudo (dezenas-centenas de milhares de anos). 3) Além do mais, dados históricos e da literatura mostram que aerossóis de sulfato causam resfriamento e maior aridez (não aumento de umidade). O aluno argumenta que os aerossóis causam mudanças na circulação atmosférica que levam umidade a áreas áridas e maior aridez em áreas úmidas, mas não explica

como/porque e nem cita referências que suportem essa afirmação

- 4) Inclusive me parece que houve a citação equivocada das conclusões de alguns trabalhos; por exemplo: “Apesar do principal efeito climático do SO₂ ser de uma redução na temperatura média da superfície terrestre, e conseqüentemente uma redução na precipitação média global, diversos estudos indicam que algumas áreas passam a receber mais chuva após grandes erupções vulcânicas, em especial áreas desérticas (Iles et al., 2013; Iles & Hegerl, 2015; Zuo et al., 2019a, 2019b).” Esses dois trabalhos (Iles et al. 2013 e Iles & Hegerl 2015) argumentam que grandes erupções vulcânicas causam decréscimo da precipitação global, particularmente em regiões úmidas, invalidando o argumento usado pra Bacia do Paraná.
- 5) O aluno também menciona que CO₂ (como gás estufa) promove aquecimento e aumento da precipitação, acentuando a aridez em áreas áridas e umidade em áreas úmidas, o que é (supostamente) o efeito oposto do SO₂. Mas no vulcanismo Serra Geral provavelmente ocorreu a exalação de ambos CO₂ e SO₂. Mesmo assim, os efeitos do CO₂ (aquecimento global e aumento da precipitação) na escala de tempo em questão (< 1 milhão de anos) não foram discutidos.
- 6) Finalmente, supondo que tenha ocorrido uma redistribuição da precipitação (mais umidade em algumas regiões e mais aridez em outras), teria que haver menção de alguma evidência de que ficou mais árido em outras regiões durante mesmo período, o que não é apresentado.
- 7) Assim, acredito que a abertura do Oceano Atlântico seja uma causa mais plausível do aumento da umidade detectado na área estudada do que o papel do SO₂.

Apesar de achar que a discussão ficou um pouco deficiente, o trabalho apresentado é de ótima qualidade. Parabéns ao aluno e seu orientador.

Assinatura: 

Data: 11/07/22

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno: 

ANEXO I	
Título da Dissertação/Tese:	
“Análise faciológica das rochas sedimentares e vulcanoclásticas do Grupo Serra Geral no Rio Grande do Sul: Implicações para o paleoambiente vulcânico”	
Área de Concentração: Estratigrafia	
Autor: Vinícius Godoi Pereira da Cruz	
Orientador: Prof. Dr. Evandro Fernandes de Lima	
Examinadora: Profa. Dra. Adriana Alves	
Data: 22 de julho de 2022	
Conceito: A	
PARECER:	
<p>A dissertação apresentada trata de tema relevante para o avanço do conhecimento científico. O estudo, desenvolvido em rochas sedimentares e vulcanoclásticas da Província Paraná, traz uma abordagem elegante e simples para um problema bastante complexo e ainda pouco explorado: os marcadores das modificações impressas pelo vulcanismo cretáceo sobre os regimes deposicionais contemporâneos à colocação de grandes províncias ígneas.</p> <p>O trabalho mostra claramente a transição de um regime desértico de sedimentação, para regimes mais úmidos e estipula que a mudança se deu em concomitância ao início da extrusão dos magmas da província Paraná. Especula-se, a meu ver corretamente, que a referida mudança tenha ocorrido por influência das emissões de S magmático, interpretação que coaduna com o que vem sendo demonstrado em trabalhos dedicados ao estabelecimento das emissões voláteis do magmatismo basáltico.</p> <p>O manuscrito apresentado trata ainda a importância de configurar a primeira publicação de autoria nacional acerca das influências ambientais da colocação Província Paraná. Ainda que em escala local,</p> <p>O trabalho executado está bastante acima da média do que tenho visto em dissertações de mestrado e configura um importante exemplo da utilização de geologia básica para resolução de sistemas complexos.</p> <p>Ressalta-se, ainda, que a publicação da dissertação na forma de artigo internacional confirma a pertinência do tema para a comunidade científica internacional e demonstra que o trabalho passa pelo crivo não apenas da que vos escreve, como também de revisores especialistas na temática.</p>	
Assinatura:	Data: 22/07/22

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno: *Vinicius S. P. Cruz*

ANEXO I	
Título da Dissertação/Tese:	
“Análise faciológica das rochas sedimentares e vulcanoclásticas do Grupo Serra Geral no Rio Grande do Sul: Implicações para o paleoambiente vulcânico”	
Área de Concentração: Estratigrafia	
Autor: Vinícius Godoi Pereira da Cruz	
Orientador: Prof. Dr. Evandro Fernandes de Lima	
Examinadora: Prof. Dr. Breno Leitão Waichel	
Data: 11/06/2022	
Conceito: A	
PARECER:	
<p>A dissertação do Vinícius Godoi Pereira da Cruz está bem organizada e redigida. A parte introdutória está adequada ao tema abordado, possui os pontos relevantes e as figuras são suficientes.</p> <p>Em relação ao artigo, este foi publicado no volume especial “Volcanic Processes in the Sedimentary Record: When Volcanoes Meet the Environment”, da Geological Society of London, Special Publications, 520, editado por Di Capua, A., De Rosa, R., Kereszturi, G., Le Pera, E., Rosi, M. and Watt, S. F. L. Revista QUALIS A2</p>	
Assinatura:	Data: 11/06/2022
 <p>Documento assinado digitalmente Breno Leitao Waichel Data: 13/06/2022 16:38:20-0300 CPF: 675.202.350-68 Verifique as assinaturas em https://v.ufsc.br</p>	
Ciente do Orientador:	
	
Ciente do Aluno:	