



UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM DINÂMICA DOS OCEANOS E DA TERRA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

SOFIA ALVES FORNERO

**CARACTERIZAÇÃO FACIOLÓGICA DE ROCHAS VULCÂNICAS E
VULCANOCLÁSTICAS POR MEIO DE PERFIS DE IMAGEM MICRORESISTIVA E
ACÚSTICA: ESTUDO DE CASO NO PRÉ-SAL, BACIA DE SANTOS**

Niterói

2018



UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM DINÂMICA DOS OCEANOS E DA TERRA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

SOFIA ALVES FORNERO

**CARACTERIZAÇÃO FACIOLÓGICA DE ROCHAS VULCÂNICAS E
VULCANOCLÁSTICAS POR MEIO DE PERFIS DE IMAGEM MICRORESISTIVA E
ACÚSTICA: ESTUDO DE CASO NO PRÉ-SAL, BACIA DE SANTOS**

Dissertação de Mestrado apresentado à Banca Examinadora da Universidade Federal Fluminense para obtenção do título de Mestre sob a orientação do Prof. Dr. Antônio Fernando Menezes Freire e coorientação da Dra. Janaina Lobo.

Niterói

2018

SOFIA ALVES FORNERO

CARACTERIZAÇÃO FACIOLÓGICA DE ROCHAS VULCÂNICAS E VULCANOCLÁSTICAS POR MEIO DE PERFIS DE IMAGEM MICRORESISTIVA E ACÚSTICA: ESTUDO DE CASO NO PRÉ-SAL, BACIA DE SANTOS

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra, da Universidade Federal Fluminense, como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre.

Área de Concentração: Estratigrafia e gênese de depósitos vulcânicos e vulcanoclásticos.

Aprovada em 16 de janeiro de 2018

BANCA EXAMINADORA

Prof. Antônio Fernando Menezes Freire, Dr. (Orientador)
Deptº de Geologia e Geofísica/DOT/UFF

Consultora Janaina Teixeira Lobo, Dra. (Coorientadora)
Associação Brasileira de Geólogos de Petróleo-ABGP

Prof. Wagner Moreira Lupinacci, Dr.
Deptº de Geologia e Geofísica/DOT/UFF

Prof. Evandro Fernandes de Lima, Dr.
Deptº de Mineralogia e Petrologia/UFRGS



UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE
Instituto de Geociências
Departamento de Geologia e Geofísica/LAGEMAR
Programa de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra

Ata de Defesa Dissertação de Mestrado

Ao(s) 16 dia (s) do mês de Janeiro de 2018, às 10:00 horas, no Departamento de Geologia e Geofísica/LAGEMAR, da Universidade Federal Fluminense, reuniu-se a Banca Examinadora designada para argüir a Defesa da Dissertação de Mestrado do (a) aluno (a) **SOFIA ALVES FORNERO** sob o título:

"Caracterização Faciológica de Rochas Vulcânicas e Vulcanoclásticas por Meio de Perfis de Imagem Microresistiva e Acústica: Estudo de Caso no Pré-Sal, Bacia de Santos."

A banca constituída pelos professores:
Antonio Fernando Menezes Freire, Dr(a) (Orientador - UFF)
Janaina Lobo - IBP, Dr(a) (Coorientador)
Wagner Moreira Lupinacci, Dr. (DOT/UFF)
Evandro Fernandes de Lima, Dr. (UFRGS)

deliberou pela APROVAÇÃO do(a) candidato(a) de acordo com o seguinte parecer:
A CANDIDATA ATENDEU PLENAMENTE OS REQUISITOS PARA A OBTENÇÃO DO TÍTULO DE MESTRE, DESTACANDO-SE A SUA CAPACIDADE INICIADA AO USO DOS MÉTODOS E AO INVESTIMENTO DO TEMPO, O QUE QUALIFICA ESTA DIFERENÇA COMO IMPORTANTE PARA A ACADEMIA E PARA A INDÚSTRIA.

16 de Janeiro de 2018

Orientador Antonio Fernando Menezes Freire
Coorientador Janaina Lobo
Argüidor Wagner Moreira Lupinacci
Argüidor Evandro Fernandes de Lima
Candidato Sofia Alves Fornero

Ficha catalográfica automática - SDC/BIG

F727c Fornero, Sofia Alves
CARACTERIZAÇÃO FACIOLÓGICA DE ROCHAS VULCÂNICAS E
VULCANOCLÁSTICAS POR MEIO DE PERFIS DE IMAGEM MICRORESISTIVA E
ACÚSTICA: ESTUDO DE CASO NO PRÉ-SAL, BACIA DE SANTOS / Sofia
Alves Fornero; Antônio Fernando Menezes Freire, orientador;
Janaina Teixeira Lobo, coorientador. Niterói, 2018.
107 f.

Dissertação (Mestrado)-Universidade Federal Fluminense,
Niterói, 2018.

1. Perfis de Imagem. 2. Pahoehoe. 3. Bacia de Santos. 4.
Vulcanismo subaéreo. 5. Produção intelectual. I. Título
II. Freire, Antônio Fernando Menezes, orientador. III. Lobo,
Janaina Teixeira, coorientador. IV. Universidade Federal
Fluminense. Instituto de Geociências.

CDD -

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente Deus por ter me guiado e me inspirado para a realização deste trabalho.

À estimada coorientadora, **Dra. Janaina Lobo**, por ter sido essencial na organização e elaboração da dissertação e ao principal colaborador do empilhamento estratigráfico e descrições petrográficas das amostras laterais, o geólogo **Gabriel Marins**, do setor de Geologia Estrutural e Geotectônica do CENPES.

Ao meu orientador **Prof. Dr. Antônio Fernando Menezes Freire**, pela disposição de orientar um trabalho já em andamento e por suas dicas e preocupações sempre relevantes para a conclusão da dissertação.

Ao meu esposo, **Dr. Gilson da Silva**, pelo seu constante incentivo, revisões e elucidações acadêmicas significativas.

Aos geólogos **Paulo Sérgio Denicol e Ana Patrícia Laier**, por terem sido os primeiros a me encorajarem a esta empreitada.

Em especial ao geólogo **João de Deus Nascimento** por ter agregado, principalmente, qualidade técnica à dissertação, como um dos revisores do trabalho.

Ao meu chefe imediato, **Lindemberg Pinheiro Borges** e à **toda equipe de Petrofísica e Perfis de Imagem da Petrobrás** pela paciência quanto às demandas de trabalho constante e incentivo à realização do mestrado.

À minha **família**, em especial aos meus pais, por compartilharem a alegria de mais esta vitória acadêmica em minha vida. À amiga **Magna de Paula** pelo incentivo e amizade que, apesar da distância, se mantém em contato, na troca constante de experiências.

Ao Prof. **Dr. Luiz Antônio Pierantoni Gamboa**, primeiro orientador que, apesar dos problemas de saúde, me recebeu de braços abertos no Programa de Pós-Graduação em Geologia da UFF.

À **Petrobrás** e à **ANP** por terem disponibilizado os dados e à primeira por ter patrocinado este estudo junto à UFF.

E a tantos outros que, às vezes, mesmo sem se darem conta, colaboraram para estes resultados:

- **Candida Menezes de Jesus (Petrobrás)**
- **Isabela de Oliveira Carmo (Petrobrás)**
- **Juliana Costa (Petrobrás)**
- **Leandro Arrais Bevilaqua (Petrobrás)**
- **Lenita Fioriti (Petrobrás)**
- **Lucas de Magalhaes May Rossetti (Petrobrás)**
- **Maria Cristina de Vito Nunes (Petrobrás)**
- **Marilia Rodrigues de Castro (Petrobrás)**
- **Prof. Breno Waichel (UFSC)**
- **Prof. Evandro Lima (UFRGS)**
- **Professores da pós-graduação em Geologia da UFF**



“Temos, desse modo, os continentes do mundo como ligeira película, com a propriedade de flutuar, à maneira de barcaças imensas, sobre o maciço basáltico...”

(Espírito André Luiz)

Psicografado por Chico Xavier em 1958. Cap. XIII da obra “Evolução em Dois Mundos”.

RESUMO

O poço 1-BRSA-1050-SPS está localizado na porção sudeste (SE) mais distal da Bacia de Santos, onde se estima um empilhamento vulcânico subaéreo de centenas de metros abaixo da camada de sal (seção Pré-sal), correspondente à fase pós-rifte da quebra do Supercontinente Gondwana, durante o Cretáceo inferior.

Com o propósito de se realizar uma modelagem geológica fidedigna, a partir dos dados geofísicos e geológicos adquiridos neste poço, foi interpretada uma seção com quase 400 metros de perfis de imagem microresistiva e acústica. Além da análise petrográfica das amostras laterais coletadas no poço, também foram feitas comparações com derrames análogos, como os afloramentos basálticos da Formação Serra Geral (Bacia do Paraná) e outras *Large Igneous Provinces* (LIPs).

Como resultado, a partir do reconhecimento de estruturas características de derrame efusivo e associação de fácies, apresenta-se a estratigrafia deste empilhamento basáltico subaéreo. Pela primeira vez, em águas profundas da bacia de Santos, até onde se sabe, são identificadas, em perfis de imagem, diversas unidades de derrames do tipo *pahoehoe* compostas, *pahoehoe* simples e *rubbly*. Estruturas de topo e base vesiculados, cilindros de vesículas, autobrechas e entablamento são algumas das estruturas vulcânicas que compõem os dados apresentados, bem como suas correlações petrográficas, típicas das fácies identificadas.

Por último, o objetivo principal deste trabalho é mostrar que, com o suporte dos registros de imagens acústicas e microresistivas, é possível o aprofundamento do estudo dos depósitos vulcânicos e vulcanoclásticos que, conseqüentemente, ajudará a identificar, em estudos futuros, o papel representado por estas rochas no sistema petrolífero.

Palavras-chave: *pahoehoe*, *rubbly*, imagem acústica e microresistiva, Bacia de Santos, vulcanismo subaéreo, Pré-sal.

ABSTRACT

The well 1-BRSA-1050-SPS is located in the SE distal portion in Santos Basin. It presents a basaltic subaerial piled up flows beneath the salt layer (Pre-salt) which corresponds to the post-rifte phase of the Gondwana Supercontinent break up, in early cretaceous.

To achieve a better geologic model to this area using geological and geophysical rock data, it was interpreted almost 400 meters of image logs, acoustic and microresistive. This interpretation is supported by SWC (Side Wall Cores) petrography and comparison with Serra Geral Formation analogs and other Large Igneous Provinces (LIPs).

As a result, it was produced the stratigraphy of these basaltic subaerial flows that was performed by the recognition of volcanic structures to characterize facies and associate them. For the first time, in deep sea Santos Basin, until it is known, it was identified, on resistive and acoustic image logs, several kinds of lava flow units, such as compound pahoehoe, sheet pahoehoe and rubbly lava flows. Structures were described, such as vesicles, amygdales, vesicle cylinders, sub horizontal vesicle sheets, autobreccias, among others.

In this way, the motivation to this work is to show that, making use of a good quality image logs and rock correlation, it is possible to getting deeper into the study of volcanic and volcanoclastic deposits. Consequently, it is possible to evaluate the role of these rocks in the oil field, including the main potential reservoir zones at this kind of deposition. In other words, a great support for geological modeling.

Key words: compound *pahoehoe*, sheet *pahoehoe*, rubbly, image log, Santos Basin, subaerial volcanism, Pre-salt.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 – Sequência metodológica.	18
Figura 2 – Mapa de localização do poço 1-BRSA-1050-SPS.	20
Figura 11 – Classificação modal QAPF e química para rochas vulcânicas. ...	25
Figura 12 – Diagrama de classificação das rochas piroclásticas.	26
Figura 13 – Classificação genética dos depósitos vulcânicos.	27
Figura 14 – Diferentes geometrias de derrames formados com a variação da taxa de efusão do magma.	28
Figura 15 – Tipos de lobos pahoehoe composta.	30
Figura 16 – Seção vertical de pahoehoe inflada.	31
Figura 17 – Topo de lava <i>pahoehoe</i> simples.	31
Figura 18 – Derrame tipo ‘a’a’	33
Figura 19 – Modelo evolutivo de <i>pahoehoe</i> para <i>rubbly</i>	33
Figura 20 – Brecha autoclástica do tipo quebra-cabeça em São Marcos (RS).	34
Figura 21 – Formas gráficas de representar tipos de derrames.	35
Figura 3 – Exemplo de ferramenta e perfil de imagem microresistiva.	38
Figura 4 – Ferramentas e perfis de imagem acústica.	39
Figura 5 – Princípio de medição das ferramentas acústicas (Hayman et al., 1994).	40
Figura 6 – Workflow do controle de qualidade e processamento dos dados de imagem.	41
Figura 7 – Imagem estática X imagem dinâmica.	42
Figura 8 – Compreendendo a geometria das estruturas planares no perfil de imagem.	43
Figura 9 – Reconhecendo estruturas sedimentares nos perfis de imagem. ...	44
Figura 10 – <i>Breakouts</i>	47
Figura 22 – Seção sísmica SW-NE.	51
Figura 23 – Dados geofísicos adquiridos na seção vulcânica do poço 1-BRSA-1050-SPS.	52
Figura 24 – Curvas de profundidade, litologia interpretada, GR Espectral e zoneamento das principais tendências do GR.	54
Figura 25 – Gráfico Profundidade versus GR-K.	55
Figura 26 – Perfil de resistividade.	56
Figura 27 – Curvas de porosidade.	58
Figura 28 – Petrografia de amostras laterais com alterações e preenchimentos de vesículas	59

Figura 29 – Controle de qualidade da navegação das ferramentas de imagem.	61
Figura 30 – Artefatos encontrados no perfil de imagem.	62
Figura 31 – Preenchimento de Fraturas.	63
Figura 32 – Densidade de fraturas.	63
Figura 33 – Acamamentos.....	64
Figura 34 – Diagrama TAS – Le Maitre, 2002.	66
Figura 35 – Diagrama Nb/Y x Zr/TiO ₂	67
Figura 36 – Mosaico das lâminas petrográficas separadas por zona.	71
Figura 37 – Zonas vesiculares/amigdaloides.....	74
Figura 38 – Vulcanoclásticas distinguidas com perfis de imagem.	76
Figura 39 – Possíveis disjunções tabulares associadas a lençóis vesiculares de segregação magmática.	78
Figura 40 –Região de entablamento.....	78
Figura 41 – Fácies de <i>pahoehoe</i> composta reconhecida nos perfis de imagem.....	80
Figura 42 – <i>Pahoehoe</i> simples e modelo de Self et al. (1998).	81
Figura 43 – Associação de fácies <i>pahoehoe</i>	82
Figura 44 – <i>Slabby pahoehoe</i> interpretada nos perfis de imagem.....	83
Figura 45 – Identificando fácies <i>rubbly pahoehoe</i> com perfis de imagem e rocha.	84
Figura 46 – Gráfico da sequência deposicional – zonas 1 a 5.....	89
Figura 47 – Topos vesiculados na zona 3.	90
Figura 48 – Estrutura sedimentar entre unidades <i>pahoehoe</i> simples.....	91
Figura 49 – Disposição das unidades <i>pahoehoe</i> simples na sequência estratigráfica da zona 3 e 4.	93
Figura 50 - Disposição das unidades <i>rubbly pahoehoe</i> na sequência estratigráfica da zona 4.	94
Figura 51 – Estratigrafia do empilhamento vulcânico e vulcanoclástico para as zonas 3 e 4.....	95
Figura 52 – Estimativa de tempo de deposição dos derrames de <i>pahoehoe</i> simples da zona 3.	96

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Sumário da introdução.....	22
Tabela 4 – Classificação de depósitos autoclásticos (McPhie, 1993).....	26
Tabela 5 – Morfologia de alguns tipos de derrames identificadas em CFBs. .	29
Tabela 2 - Principais utilizações dos perfis de imagem.	37
Tabela 3 – Alguns exemplos de Artefatos.	46
Tabela 6 – Índice de Hidrogênio e densidade em argilominerais.	60
Tabela 7 – Resultados analíticos de litogeoquímica.	66
Tabela 8 – Estruturas subaéreas identificáveis na petrografia e nos perfis de imagem.....	68
Tabela 9 – Descrição Petrográfica das amostras laterais.....	69
Tabela 10 – Identificação de amígdalas e vesículas nos perfis de imagem....	73
Tabela 11 - Identificação de brechas nos perfis de imagem.....	75
Tabela 12 – Identificação da vulcânica maciça nos perfis de imagem.	79
Tabela 13 – Estruturas vulcânicas reconhecidas nos perfis de imagem.	85
Tabela 14 – <i>Image Facies</i>	88

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	16
1.1	HISTÓRICO	16
1.2	OBJETIVOS DA PESQUISA	17
1.3	MÉTODOS DE TRABALHO	18
1.3.1	Perfis de imagem	19
1.4	LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	20
1.5	SUMÁRIO DO CAPÍTULO INTRODUTÓRIO	22
2	CLASSIFICAÇÃO E NOMENCLATURA DAS ROCHAS VULCÂNICAS	23
2.1	TEXTURAS E ESTRUTURAS DE FLUXO DE LAVAS / SISTEMA EFUSIVO	28
2.1.1	Pahoehoe composta	30
2.1.2	Pahoehoe simples	30
2.1.3	'A'a	33
2.1.4	Morfologia de fluxo de lavas transicionais entre <i>pahoehoe</i> e <i>'a'a</i>	33
2.1.4.1	Slabby pahoehoe:	33
2.1.4.2	Rubbly pahoehoe:	34
3	FERRAMENTA DE IMAGEM ACÚSTICA E MICRORESISTIVA À CABO	36
3.1	AQUISIÇÃO DOS DADOS DE PERFIS DE IMAGEM	36
3.2	CONTROLE DE QUALIDADE E PROCESSAMENTO	41
3.3	INTERPRETAÇÃO	43
3.4	ARTEFATOS	45
3.5	UTILIZAÇÃO DE PERFIS DE IMAGEM NA CARACTERIZAÇÃO DAS ROCHAS ÍGNEAS	47
4	ESTUDO DE CASO NA BACIA DE SANTOS	49
4.1	CONTEXTO GEOLÓGICO DO POÇO	49
5	METODOLOGIA	52
6	RESULTADOS	54
6.1	AVALIAÇÃO PETROFÍSICA	54
6.1.1	Gama Ray (GR)	54
6.1.2	Resistividade	56
6.1.3	Perfis de porosidade	57
6.1.4	Avaliação dos perfis de Imagem	61
6.1.4.1	Controle de qualidade dos dados	61
6.1.4.2	Artefatos	61
6.1.4.3	Interpretação Estrutural	62
6.2	CARACTERIZAÇÃO DAS ESTRUTURAS E FÁCIES ATRAVÉS DOS PERFIS DE IMAGEM	65
6.2.1	Litogeoquímica	66
6.2.2	Petrografia x Perfis de Imagem	68
6.2.2.1	Vesículas/amígdalas	72
6.2.2.2	Brechas vulcânicas	74
6.2.2.3	Fraturas de resfriamento magmático	77
6.2.2.4	Maciço vulcânico	79
6.2.3	Image fácies	79

6.2.3.1	Fácies pahoehoe, simples e composta	80
6.2.3.2	Fácies Slabby pahoehoe	82
6.2.3.3	Fácies rubbly pahoehoe	83
6.2.4	Catálogo de estruturas e fácies de rochas vulcânicas e autoclásticas de ambiente subaéreo: perfis de imagem.....	85
6.3	MODELO ESTRATIGRÁFICO PROPOSTO PARA A SEQUÊNCIA DE DERRAMES	89
6.4	CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	97
7	CONCLUSÕES	100
8	BIBLIOGRAFIA.....	102
9	ANEXO	107

1 INTRODUÇÃO

1.1 HISTÓRICO

As rochas ígneas representam o tipo litológico de ocorrência mais abundante na superfície da Terra e o basalto é o tipo mais comum (e.g. Self et al., 1998). Estas rochas têm sido bastante estudadas na área da geociência, não só por sua beleza e dinamicidade de deposição, mas também, atualmente, pelos diversos papéis que podem vir a representar no contexto da exploração petrolífera, em diferentes partes no mundo. Seja como rochas reservatório, selantes, trapas ou no processo de maturação de rochas potencialmente geradoras, conforme é mostrado em alguns trabalhos (e.g. FAROOQUI et al., 2009; CHOWDHURY et al., 2014; UKAI, KATAHIRA, KUME, & YAMAZAKI, 1972), identificar o papel da rocha ígnea é de primordial importância para o sucesso exploratório em bacias onde este tipo de rocha se faz presente (e.g. Lobo, 2007).

Desta forma, as demandas da indústria do petróleo têm papel determinante no desenvolvimento de tecnologias capazes de fornecer respostas confiáveis no que diz respeito à identificação e caracterização das rochas ígneas. Métodos cada vez mais elaborados para se realizar modelagens geológicas, qualificar e quantificar os *plays*¹ são realizados a partir da aquisição de dados geofísicos e geológicos destas rochas. Dentre os dados principais adquiridos é possível citar as malhas sísmicas, os dados geofísicos de poços, testemunhos, amostras laterais da formação², dentre outros.

Dentre estas tecnologias de aquisição de dados geofísicos, destacam-se as de imagem microresistiva e ultrassônica. Devido à grande densidade na amostragem de dados e à orientação espacial por meio de magnetômetros e acelerômetros, estas ferramentas possibilitam um mapeamento de detalhe das formações expostas na parede do poço. Usando estas tecnologias, uma imagem das rochas é formada a partir dos contrastes de resistividade ou da amplitude e do tempo de trânsito da onda ultrassônica, com detalhes em resoluções milimétricas, a depender da tecnologia utilizada (e.g. Lofts et al., 2002).

¹ Conjunto de prospectos com potencial petrolífero

² Conjunto de rochas ou minerais que tem características próprias, em relação à sua composição, idade, origem ou outras propriedades similares.

Os perfis de imagem têm utilização em várias áreas da geologia, por exemplo, geomecânica, petrofísica, sedimentologia e geologia estrutural. A forma mais frequente de utilização tem sido a descrição e a interpretação de estruturas geológicas e não geológicas, tais como o reconhecimento de fácies sedimentares, fraturas, acamamentos, *breakouts*³, entre outros.

Diversos trabalhos têm sido realizados com o intuito de descrever fácies de rochas sedimentares (e.g. Bourke, 1992; Russell et al., 2002; Contreras et al., 2003). Porém, são raros os trabalhos com análise de fácies das rochas ígneas, por meio dos perfis de imagem, principalmente na Bacia de Santos. Tal fato se deve ao baixo interesse relativo a estas rochas como objetivo de prospectos exploratórios e, secundariamente, pela má qualidade dos perfis de imagem, que podem ser afetados por anomalias magnéticas, além de existir uma dificuldade de se reconhecer as estruturas características destas rochas, nestes perfis (e.g. Millett et al., 2015).

Pelas razões expostas, o objetivo deste trabalho é mostrar que, com a aquisição de perfis de imagem de boa qualidade associado ao conhecimento prévio da morfologia dos derrames, é possível o reconhecimento dos depósitos de unidades vulcânicas e vulcanoclásticas com o suporte destes dados.

1.2 OBJETIVOS DA PESQUISA

- É possível identificar estruturas vulcânicas e vulcanoclásticas nos perfis de imagem?
 - É possível separá-las em fácies?
 - Quais os tipos de fácies ígneas são possíveis de se identificar?
 - A associação destas fácies é suficiente para realizar uma modelagem estratigráfica no poço? E regional?
- A imagem é confiável e preditiva para as interpretações de fácies formadas durante o empilhamento de derrames basálticos?

A fim de responder a estas perguntas, esta dissertação tenta caracterizar as fácies de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas com os perfis de imagem em um poço do Pré-sal da Bacia de Santos. Realizada a associação de fácies, o objetivo

³ Fragmentação da parede do poço que ocorre, normalmente, aos pares e a 180° de distância um do outro. É o resultado da ovalização do poço na direção do Stress mínimo (Sh), como consequência de desequilíbrio das tensões atuantes internamente e externamente ao mesmo. (e.g. ZOBACK et al., 1985)

secundário é a elaboração de modelo estratigráfico para sintetizar a evolução dos derrames e, posteriormente, fazer uma analogia com as *Large Igneous Provinces* (LIPs), conhecidas ao redor do mundo, em especial a LIP Paraná-Etendeka com os derrames da Formação Serra Geral.

1.3 MÉTODOS DE TRABALHO

Para alcançar os objetivos assinalados no item anterior foi estruturada a seguinte sequência metodológica (Figura 1):

Figura 1 – Sequência metodológica.



Fonte: Fornero, S.

Foi realizado um levantamento bibliográfico a fim de construir bases sólidas no conhecimento e na compreensão das rochas alvo (classificação, nomenclatura, textura e estruturas) e das ferramentas de imagem.

Depois de estabelecido os critérios para a utilização dos dados, as fácies foram, finalmente, caracterizadas com perfis de imagem (*image fácies*). A associação destas fácies resultou no modelo estratigráfico do empilhamento dos derrames constatados no poço estudado.

Foram utilizadas, além dos dados geofísicos adquiridos no poço, incluindo perfis de imagem ultrassônica e microresistiva, as descrições petrográficas de 37 amostras laterais e análises geoquímicas de 23 delas.

1.3.1 Perfis de imagem

Perfis de imagem são “fotografias” eletrônicas das rochas e fluidos encontrados em poços (Hurley et al., 2004). Elas podem ser obtidas por aparelhos elétricos, acústicos ou mesmo vídeos que são colocados dentro do poço.

As ferramentas de imagem resistiva foram as precursoras da tecnologia de imageamento de poços e começou na década de 50 do século passado com o *Dipmeter* (e.g. Bigelow, 1985; Gilbreath, 1987; Adams et al., 1987 apud Hurley, 2004, p.151). Na época, utilizada em fluido de perfuração à base de água (WBM⁴), operava com baixa densidade de amostragem (3 sensores/botões), sendo capaz de medir, ainda com alguma dificuldade, a direção das estruturas planares geológicas. Atualmente, graças ao aumento da quantidade de braços e sensores (até 192 botões), permite maior recobrimento da parede do poço possibilitando a obtenção de imagens da rocha em escala métrica a centimétrica. Os acelerômetros e magnetômetros, responsáveis pelas medidas de orientação da ferramenta, tornaram-se mais precisos e confiáveis.

Já as ferramentas de imagem acústica, por sua vez, começaram a ser desenvolvidas na década de 60 (Zemanek et al., 1970) na tentativa de se obter “fotografias” da rocha e realizar estudos geológicos dos “afloramentos” de subsuperfície. Apesar de serem muito afetadas pelas condições da parede do poço e pelos sólidos contidos no fluido de perfuração, a amostragem azimutal desta aquisição é capaz de recobrir toda a parede do poço gerando uma imagem com as respostas da amplitude e do tempo de trânsito de ondas acústicas na formação.

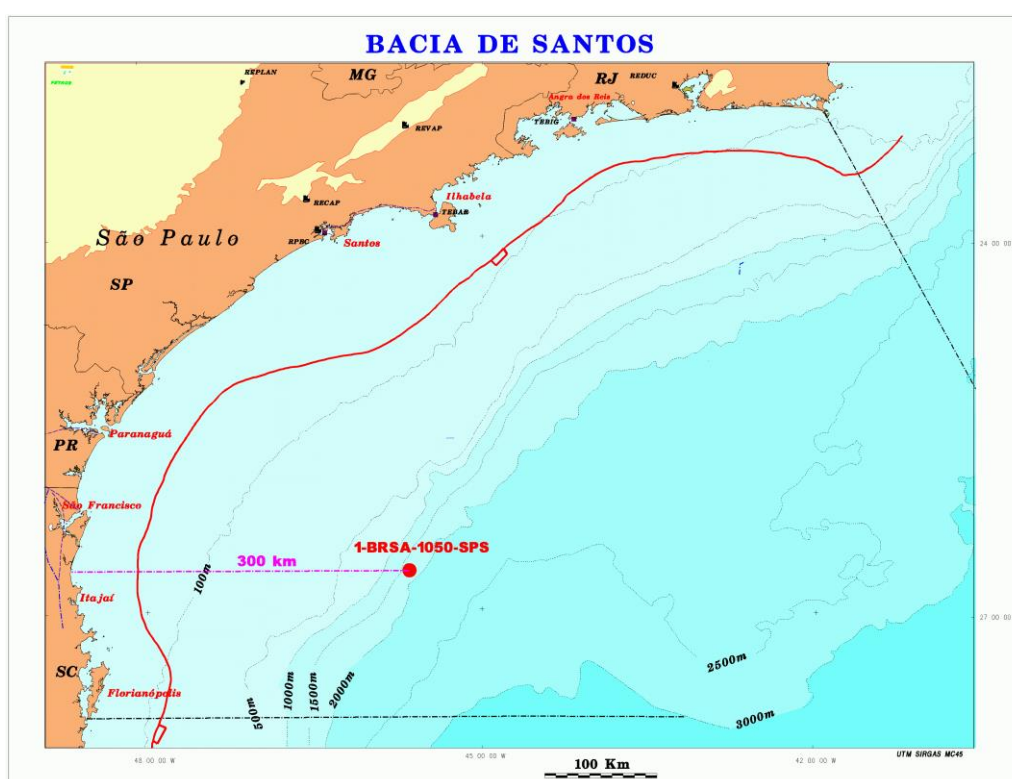
Com o sucesso demonstrado pelos perfis convencionais de imagem a cabo, as companhias de serviço continuam investindo no aperfeiçoamento destas tecnologias. Atualmente já é possível adquirir dados de imagem, não só à cabo, mas também durante a perfuração com o sistema de *Logging While Drilling* (LWD).

⁴ *Water Base Mud.*

1.4 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

O poço 1-BRSA-1050-SPS está localizado na porção SE mais distal da Bacia de Santos (Figura 2). Esta bacia, situada na margem continental leste brasileira, abrange os litorais dos Estados do Rio de Janeiro, São Paulo, Paraná e Santa Catarina, ocupando uma área com cerca de 350.000 Km² (Moreira et al., 2007). Foi perfurado sob a concessão do BM-S-41/ Bloco S-M-1358 e encontra-se a cerca de 300 km distante da costa brasileira.

Figura 2 – Mapa de localização do poço 1-BRSA-1050-SPS.



Fonte: Imagem cedida pela Petrobras S.A. Setor: E&P-EXP/AEXP-M/MS.

A Bacia de Santos começou a se formar com a separação entre a América do Sul e a África devido ao rifteamento do supercontinente Gondwana durante o Cretáceo Inferior (cerca de 140 milhões de anos - Ma). Atualmente, com a ativa formação da cordilheira Mesoatlântica, a bacia está contida no interior da placa Sul-Americana e encontra-se em regime de margem passiva, recebendo sedimentos no fundo marinho. Estes sedimentos variam desde arenitos e coquinas na porção plataformal a sedimentos lamosos, cortados por cânions, na porção do talude (Moreira et al., 2007). Ver carta estratigráfica da bacia no ANEXO A.

Após subsidência flexural ocasionada com o estiramento crustal, o início do rifte é marcado por subsidência mecânica que ativa o sistema distensivo por falhas normais e blocos rotacionados, gerando *Horst* e *Grabens* (Moreira et al, 2007).

Os primeiros depósitos sedimentares foram acumulados nos depocentros da bacia, associados aos derrames basálticos da Formação Camboriú. São compostos por depósitos siliciclásticos grossos, nos sistemas proximais, e mais finos a carbonáticos, depositados em lagos encaixados nos *rift valleys* (Moreira et al., 2007).

A fase pós-rifte, de subsidência térmica mais intensa, é também marcada por alguma atividade tectônica que pode estar associada a alguns derrames basálticos na bacia de idade Aptiana (125 Ma). Os sedimentos são, em sua maior parte, calcários microbiais, estromatólitos, laminitos e folhelhos, que caracterizam um ambiente transicional entre o continental e o marinho raso que foram encobertos por evaporitos (Moreira et al., 2007).

No Albiano (112 Ma), inicia-se a fase drifte com a instalação da crosta oceânica e do regime de margem passiva com a progressiva separação dos continentes. A partir desta fase, o ambiente de plataforma rasa é alimentado por um sistema de leques aluviais e deltaicos com aporte de arenitos e folhelhos. A zona profunda de talude, por sua vez, recebe fluxos gravitacionais densos e sedimentos pelágicos (Moreira et al., 2007).

Desde a instalação da fase drifte até o presente, ocorreram inúmeras variações do nível do mar. Importantes referências destas variações são o afogamento da bacia em padrão retrogradante, com sua representatividade máxima no Turoniano (93 Ma), o padrão regressivo com rebaixamentos do nível do mar e o soerguimento da Serra do Mar e da Mantiqueira, no Eoceno Inferior (~60 Ma). (Moreira et al., 2007)

O soerguimento destas serras, no Santoniano e no Campaniano inferior (85 a 83 Ma), seria o principal responsável para a atividade vulcânica que ocorreu nestas idades. O próximo magmatismo conhecido, depois deste evento, ocorreu no Eoceno Inferior e tem relação com o alto de Cabo Frio (Oreiro, 2006 apud Moreira et al., 2007). Possui composição basáltica alcalina e exhibe a formação de cones vulcânicos e derrames submarinos. Também ocorrem corpos intrusivos, que formaram soleiras de diabásio (Moreira et al., 2007).

Por que foi escolhido este poço?

O poço 1-BRSA-1050-SPS foi escolhido por possuir quantidade e qualidade de dados suficientes para descrever uma sequência de derrames basálticos. Foi levado em consideração o conjunto de estruturas morfológicas, que foram interpretadas com os perfis de imagem, além da sua correlação com dados de petrografia e geoquímica de amostras laterais.

Vale ressaltar que, conforme já mencionado, são raros os poços com dados em quantidade e qualidade suficiente para se realizar uma interpretação estratigráfica em rochas ígneas.

1.5 SUMÁRIO DO CAPÍTULO INTRODUTÓRIO

Tabela 1 – Sumário da introdução.

INTRODUÇÃO	
	<p>Histórico</p> <ul style="list-style-type: none"> • Dificuldade de encontrar perfis de imagem com qualidade em rochas vulcânicas e vulcanoclásticas. • Pouco tem se visto na análise de facies das rochas ígneas utilizando perfis de imagem.
	<p>Objetivos principais</p> <ul style="list-style-type: none"> • Caracterizar as facies de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas com os perfis de imagem em um poço exemplo do pré-sal da Bacia de Santos. • Elaborar modelo estratigráfico para contar a evolução dos derrames.
	<p>Metodologia</p> <ul style="list-style-type: none"> • Levantamento bibliográfico: <ul style="list-style-type: none"> • Perfis de imagem, classificação e nomenclatura das rochas vulcânicas e vulcanoclásticas, suas texturas e estruturas. • Levantamento de dados disponíveis do poço eleito. • Caracterização das fácies vulcânicas e vulcanoclásticas do poço eleito. <ul style="list-style-type: none"> • Produto gerado: Catálogo de <i>Image facies</i> • Modelo estratigráfico do empilhamento dos derrames.
	<p>Localização</p> <ul style="list-style-type: none"> • O poço 1-BRSA-1050-SPS está localizado na porção SE mais distal da Bacia de Santos e foi perfurado sob a concessão do BM-S-41/ Bloco S-M-1358 e encontra-se cerca de 300km distante da costa brasileira.

2 CLASSIFICAÇÃO E NOMENCLATURA DAS ROCHAS VULCÂNICAS

As rochas estudadas nesta dissertação são basaltos derivados de fluxos de lavas de vulcanismo efusivo. Seus depósitos, coerentes e autoclásticos, podem ser correlacionados à província Paraná-Etendeka, apesar de representarem um magmatismo mais tardio, da fase pós rifte.

Esta província, de idade Eocretácea, representa uma das maiores *Large Igneous Provinces* (LIPs) de derrames basálticos da Terra, tendo durado alguns milhões de anos (129-134 e 138-135 Ma) (Peate, 1997). Está intimamente relacionada com a formação dos continentes Sul Americano e Africano (Cordani and Vandomos, 1967 apud Peate, 2013; Piccirillo e Melford, 1988).

Nas últimas décadas, a Província Magmática do Paraná-Etendeka e seus derrames vêm sendo estudados por geocientistas de diversas áreas e, atualmente, estão disponíveis diversos dados e observações geológicas que caracterizam este evento geológico (e.g. Peate, 1997; Lima et al., 2012; Waichel et al., 2006, 2012; Rossetti et al., 2014). Entre outros derrames basálticos continentais (*Continental Flood Basalts* - CFBs) ao redor do planeta, destacam-se, por exemplo, os *Traps* Siberianos no território russo da Sibéria, os *Deccan Traps* na Índia, o *Columbia Rivers* nos Estados Unidos e o *Karoo* na África. Ao compará-los, seja em termos de paleomagnetismo (e.g. Poornachandra et al., 2003), seja em características das estruturas formadas com o empilhamento basáltico (e.g. Self e Thordarson et al., 1996; Self et al., 1998; Lima et al., 2012; VyeBrown, 2013; Waichel et al., 2006, 2012; Rossetti et al., 2014; Duraiswami et al., 2014), dentre outros aspectos, todos eles têm muitas características comuns apesar de suas peculiaridades.

Assim, a classificação e a nomenclatura, utilizada nesta dissertação, foram baseadas em um contexto geológico no qual, grandes volumes de magma basáltico de vulcanismos efusivos se instalaram e formaram pilhas de centenas de metros de fluxos de lava, relacionados ao tectonismo que dividiria, mais tarde, o Gondwana e criaria os continentes Sul Americano e Africano.

Neste tópico é abordada a classificação das rochas ígneas com base em dois aspectos: (1) descritivo, utilizando critérios estabelecidos por Le Maitre (2002), e (2) classificação genética de rochas vulcânicas, relacionando as características da rocha à sua origem eruptiva, segundo metodologia proposta por McPhie (1993).

Alguns conceitos relevantes:

- Rocha intrusiva x rocha extrusiva: a rocha intrusiva é formada na subsuperfície, enquanto que a rocha extrusiva extravasa o magma sobre a superfície.
- Rocha plutônica x rocha vulcânica: rocha plutônica é a rocha ígnea com textura fanerítica em que os cristais, em geral, podem ser distinguidos a olho nu e é muito comum nas rochas intrusivas. Já a rocha vulcânica tem, geralmente, textura afanítica, sendo os cristais muito finos, dificultando a identificação mineral sem a utilização de microscópio petrográfico. Típicos de rochas extrusivas.
- Rocha básica x rocha ácida: classificação baseada no teor de dióxido de silício (SiO_2) em termos percentuais. Abaixo de 52% a rocha é classificada como básica, entre 52 e 66% é intermediária e acima de 66% é ácida, apesar de que, no diagrama TAS (Total álcalis x sílica), a rocha é designada ácida acima de 63%.
- Sedimentos vulcanogênicos: sedimentos originados da degradação de rochas vulcânicas e depositados sob a forma de camadas sedimentares.
- Rochas vulcanoclásticas: termo descritivo que se aplica a depósitos compostos predominantemente por partículas vulcânicas (Fisher, 1961).
- Depósitos piroclásticos: rochas vulcânicas oriundas de erupção explosiva.
- Erupção efusiva x erupção explosiva: na erupção efusiva, a libertação de voláteis ocorre no *emplacement*⁵ e a erupção é calma, com derramamento de lava abundante em altíssima temperatura (mais comum em magmas básicos). Por outro lado, na erupção explosiva, o magma flui com dificuldade e a libertação de gases ocorre continuamente, antes e após a explosão/efusão. Os dois tipos de erupção podem ocorrer em qualquer tipo de magma, a depender da concentração de voláteis no sistema.

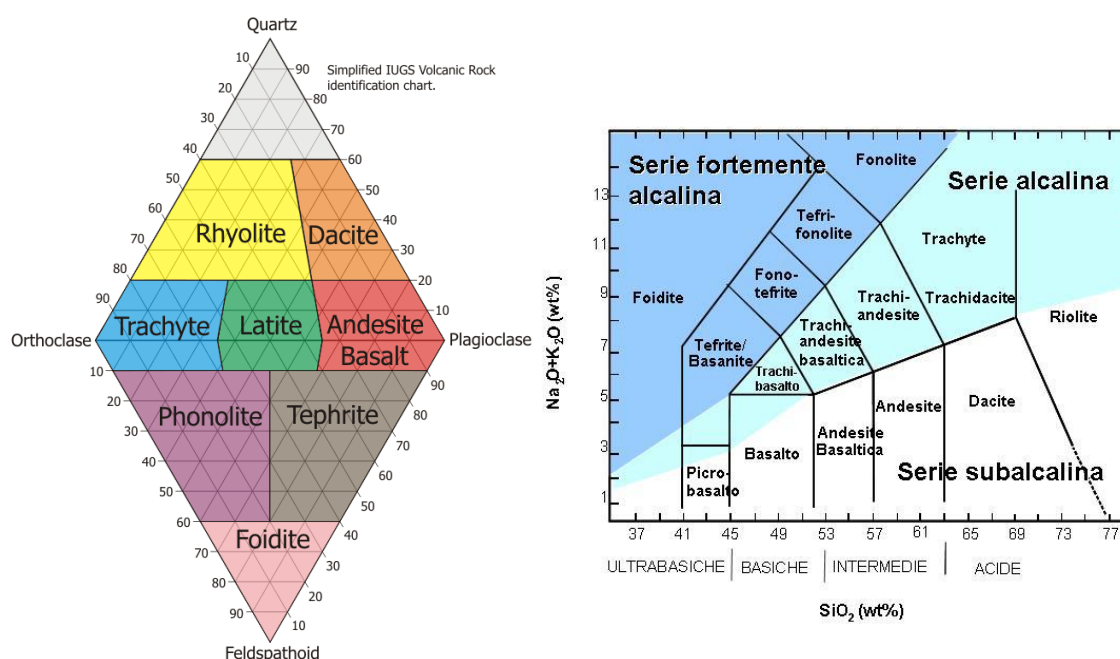
⁵ Colocação do magma no local definitivo de sua deposição.

A classificação de Le Maitre (2002) é recomendada pela subcomissão sistemática das rochas ígneas da *International Union of Geological Sciences* (IUGS), sumarizados no compêndio de Le Maitre (2002). Somente serão abordados os termos relevantes à compreensão da dissertação.

Como anunciado, esta classificação é focada na descrição da rocha levando em consideração, principalmente, a sua composição mineralógica e o tamanho dos grãos.

A classificação primária é baseada no conteúdo mineralógico. Seja nas rochas plutônicas ou vulcânicas, o volume modal de quartzo (Q), álcalis feldspatos (A), plagioclásio (P), feldspatóides (F) e máficos (M) devem ser determinados. Se, devido à presença de vidro ou granulometria muito fina, a mineralogia não puder ser identificada, a classificação Total Álcalis x Sílica (TAS) pode ser utilizada. A Figura 3 apresenta os diagramas de classificação modal QAPF e de classificação química, TAS.

Figura 3 – Classificação modal QAPF e química para rochas vulcânicas.

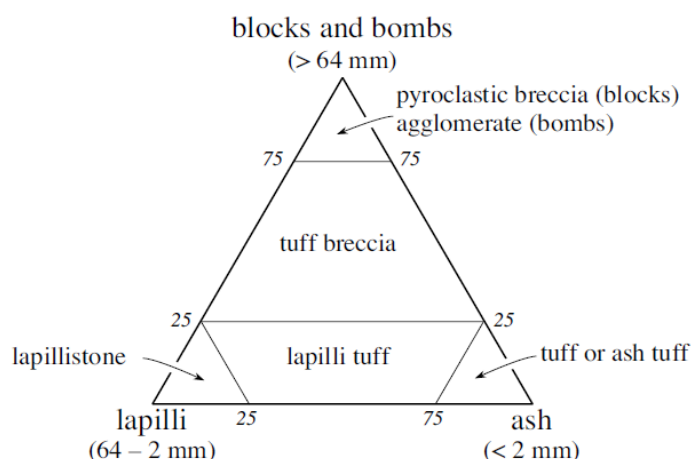


Legenda: À esquerda, classificação modal QAPF para rochas vulcânicas (Streckeisen, 1978, apud, Le Maitre, 2002). Q = Quartzo, A = Feldspato Alcalino, P= Plagioclásio, e F = Feldspatóide. Este diagrama não deve ser usado quando o conteúdo de minerais máficos (olivina e piroxênios) for maior que 90% (Fonte: <https://www.geologyin.com/2015/08/using-qapf-diagram-to-classify-igneous.html>). À direita, classificação química utilizando o diagrama TAS (Fonte: https://es.wikipedia.org/wiki/Clasificación_TAS).

A classificação por tamanho dos clastos engloba as rochas piroclásticas, formadas por fragmentação como resultado explosivo das erupções vulcânicas. Rochas vulcanogênicas também utilizam esta classificação. As autobrechas e hialoclastitos, derivadas de fluxo de lava, são excluídas desta classificação segundo Le Maire (2002), e utilizado outra nomenclatura para classificar os clastos de origem efusiva (Fisher, 1961; Schimid, 1981; McPhie, 1993).

Para rochas piroclásticas, clastos menores que 2 milímetros são chamados de cinzas, entre 2 e 64 mm lapilli e maiores que 64 mm são blocos ou bombas (a depender do seu formato). A nomenclatura das rochas formadas pelas proporções entre estes clastos estão descritas na Figura 4.

Figura 4 – Diagrama de classificação das rochas piroclásticas.



Legenda: Diagrama de classificação das rochas piroclásticas considerando o tamanho dos clastos e as proporções de blocos/bombas, lapilli e cinzas (Le Maire, 2002).

Para clastos de rochas derivadas de depósitos autoclásticos, seja hialoclastito, seja autobrechas, a nomenclatura utilizada também é embasada na granulometria (Tabela 2).

Tabela 2 – Classificação de depósitos autoclásticos (McPhie, 1993)

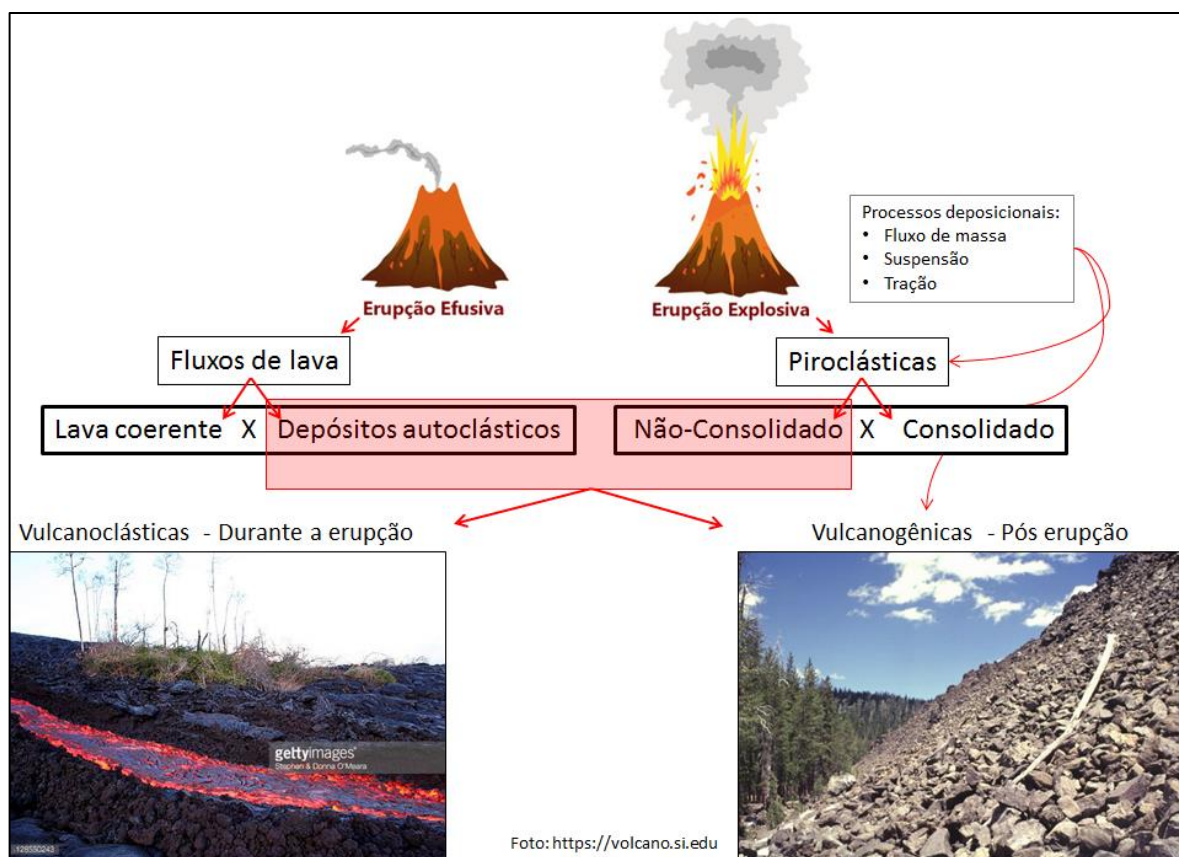
Tamanho de grão	DEPÓSITOS AUTOCLÁSTICOS	
	AUTOBRECHAS	HIALOCLASTITOS
<1/16 mm	?	Hialoclastito fino
1/16 – 2 mm		Arenito hialoclastítico
2 – 4 mm	Autobrecha granular	Hialoclastito granular
4 – 64 mm	Autobrecha	Brecha hialoclastítica
> 64 mm	Autobrecha grossa	Brecha hialoclastítica grossa

Fonte: Modificado de McPhie (1993)

A classificação de McPhie (1993) é uma classificação genética textural para depósitos vulcânicos que considera (1) texturas originais segundo o tipo de erupção e emplacement, (2) modificações na textura original por processos durante o vulcanismo (oxidação, desgaseificação, hidratação, etc.) e (3) modificação textural pós-vulcanismo. O quadro esquemático da Figura 5 representa a classificação do sistema efusivo e explosivo e o tipo de depósitos formados a partir destes mesmos sistemas. O sistema efusivo forma os fluxos de lava e domos de lava que compreendem as fácies coerentes (maciças) e autoclásticas. O sistema explosivo produz uma gama de depósitos piroclásticos, historicamente classificados como “fluxo”, “queda” e “surge”, que se diferem pela forma como são transportados, seja por fluxo de massa, tração ou suspensão.

A ressedimentação das rochas vulcânicas forma depósitos (1) vulcanoclásticos durante a erupção, e (2) depósitos vulcanogênicos após a erupção.

Figura 5 – Classificação genética dos depósitos vulcânicos.



Nota: Figura é baseada na classificação de McPhie (1993). Classifica as rochas com base na gênese da erupção vulcânica. Considera-se o vulcanismo efusivo e explosivo, os processos de transporte envolvidos e os tipos de depósitos formados.

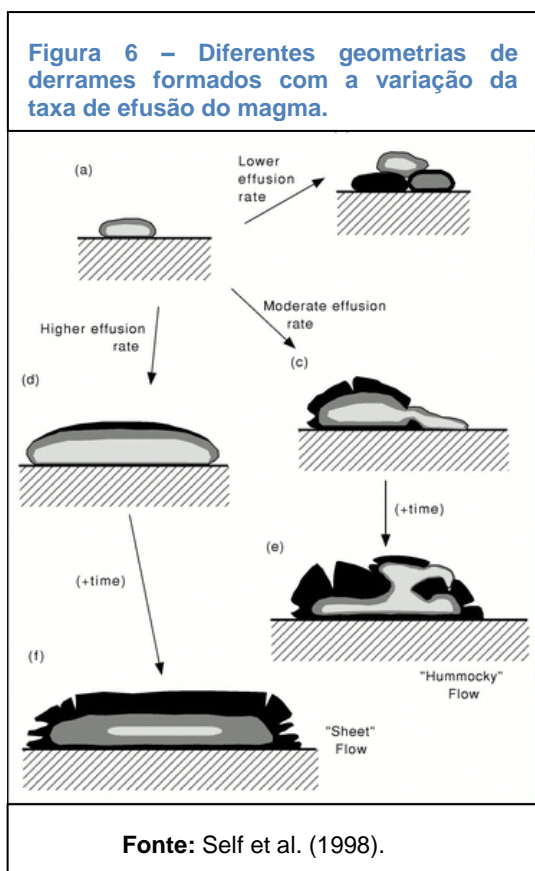
2.1 TEXTURAS E ESTRUTURAS DE FLUXO DE LAVAS / SISTEMA EFUSIVO

O basalto é uma rocha ígnea máfica, eruptiva, de granulação fina, composta essencialmente de augita (um tipo de piroxênio) e plagioclásio cálcico. É depositada em diversos ambientes tectônicos (ex. dorsais meso-oceânicas, arcos de ilhas, grandes províncias ígneas e riftes intracontinentais). Por serem produtos de fusão mantélica, informam muito sobre a mineralogia do manto (Gill, 2014).

Devido à sua fluidez e à baixa viscosidade, ainda durante sua chegada à superfície da terra, este tipo de magma é capaz de percorrer grandes distâncias e, quando canalizado, pode formar grandes espessuras de rocha (e.g. Self et al., 1996; Lima et al., 2012).

A peculiaridade mais marcante deste tipo de magma, típico em vulcanismos efusivos, tanto em ambiente subaéreo quanto subaquoso, é a formação de rochas com estruturas e geometrias diferentes umas das outras (e.g. Gregg, 2017) devido

às variações na taxa de efusão⁶ do magma, viscosidade, topografia e história do resfriamento (Peterson e Tilling, 1980; Rowland e Walker, 1987; Keszthelyi e Denlinger, 1996; Keszthelyi e Self, 1998; Keszthelyi et al., 2004; Cashman et al., 1998; Sheth et al., apud Duraiswami et al., 2014).



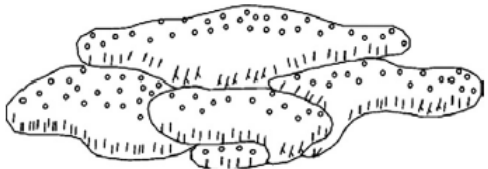
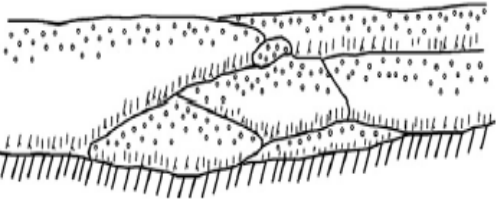
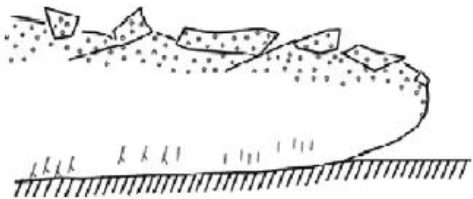
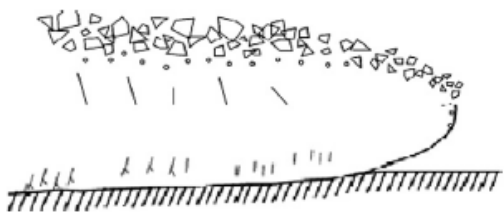
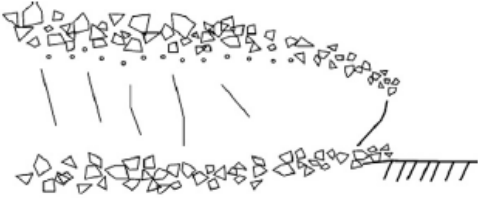
A Figura 6 mostra as diferentes geometrias de derrames pahoehoe formadas com a variação na taxa de efusão em topografia de baixa declividade. Nesta figura nota-se que à baixas taxas de efusão formam-se pequenos lobos amontoados e à taxas maiores os lobos incham até começarem a romper o topo.

Em termos de viscosidade do magma, fluxos de lava menos viscosa tendem a

⁶ Taxa de efusão é a quantidade de magma expelida do dique alimentador por unidade de tempo.

formar *pahoehoe*, nome dado à superfície semelhante a cordas na língua havaiana (Harris et al., 2017), e fluxos de lava mais viscosa tendem a ser mais lentos e a formar derrames tipo 'a'a. Existem tipos de derrames que representam uma transição entre um e outro, como, por exemplo, a *slabby pahoehoe* e a *rubbly pahoehoe* (e.g. Duraiswami et al., 2014). Os itens mostrados na Tabela 3 promovem uma breve descrição destes diferentes tipos de derrames.

Tabela 3 – Morfologia de alguns tipos de derrames identificadas em CFBs.

Tipo de derrame	Definição	Descrição	Esboço gráfico
<i>Pahoehoe</i> composta	Superfícies lisas, onduladas ou em corda. Composta por várias unidades chamadas de lobos.	Formam-se com baixas taxas de efusão do magma em regime intermitente de fluxo.	
<i>Pahoehoe</i> simples/ inflada	Lobos inflados e coalescentes com estruturas semelhantes a <i>pahoehoe</i> composta. O seu empilhamento forma uma geometria tabular.	Formam-se com baixas taxas de efusão do magma. Exibem o empilhamento das 3 estruturas internas típicas de <i>pahoehoe</i> (crosta superior, núcleo denso e crosta inferior).	
<i>Slabby</i> <i>pahoehoe</i>	Placas do topo de <i>pahoehoe</i> quebradas pelo movimento de lava abaixo da crosta superior.	Tipo de derrame transicional entre <i>pahoehoe</i> e 'a'a. Ocorrem com o aumento da taxa de efusão do magma.	
<i>Rubbly</i> <i>pahoehoe</i>	Topos autobrechados como dos derrames tipo 'a'a e base preservada como das demais <i>pahoehoes</i> .	Tipo de derrame transicional entre <i>pahoehoe</i> e 'a'a. A taxa de efusão do magma é maior que das outras <i>pahoehoes</i> .	
'A'a	Possuem topo e base autobrechados, escoriáceos. Vesículas esparsas e estiradas nas reentrâncias das zonas brechadas e núcleo denso.	Formam-se com altas taxas de efusão em lavas mais viscosas que avançam mais lentamente do que os derrames do tipo <i>pahoehoe</i> , considerando a mesma declividade.	

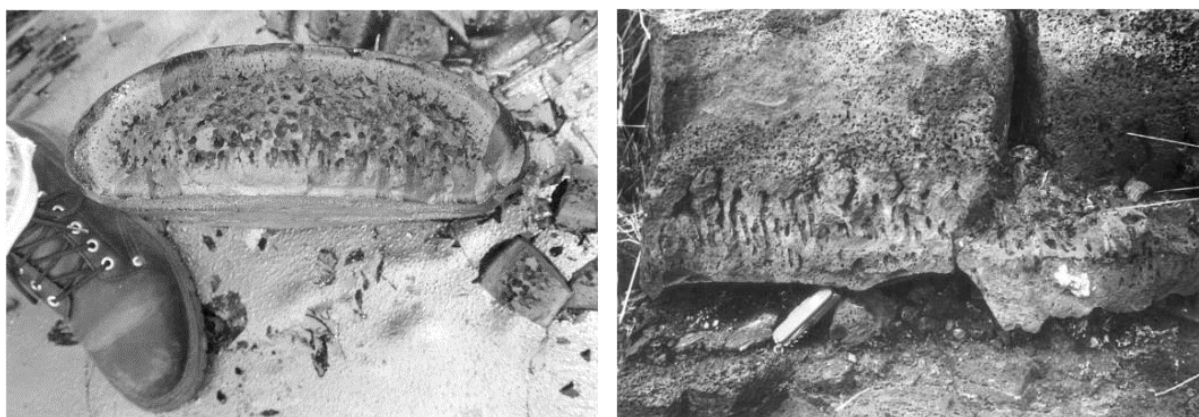
Nota: Classificação dos derrames básicos subaéreos baseados na morfologia da rocha gerada pelo fluxo magmático, modificado de Duraiswami et al., 2013.

Vale ressaltar que estes tipos de derrames constituem a maioria das fácies estudadas nos CFBs mencionados, como, por exemplo, no Columbia Rivers (e.g. Thordarson, 1995; Self, 1996, 1997; Thordarson e Self, 1996) e, particularmente, os estudos feitos nos derrames da Formação Serra Geral da Província do Paraná (e.g. Waichel et al., 2006; Lima et al., 2012; Rosseti et al., 2014; Costa, 2015).

2.1.1 Pahoehoe composta

Quando a taxa de efusão é baixa e intermitente, ou seja, pulsos intermitentes com pouca quantidade de magma. Formam-se pequenas “bolsas”, também chamadas de lobos, que podem variar entre 20-50 cm de espessura, 20-300 cm de largura e 0,5-5m de comprimento (Self et al., 1998). Uma crosta rígida, centimétrica, se forma por congelamento rápido em contato com o ar e internamente a temperatura é relativamente preservada. As estruturas internas destes lobos podem ser divididas em *S-Lobes (Spongy)* ou *P-Lobes (Pipes)* (Walker, 1989 apud Self et al., 1998), como mostra a Figura 7, onde o primeiro lobo é completamente vesiculado e o segundo pode conter cilindros formados pela coalescência de bolhas e segregação magmática em ascensão na sua base. O lobo tipo P é mais característico em lobos inchados (*pahoehoe simples*), onde também se forma um núcleo denso e vesículas na porção mais externa do lobo (Self et al., 1998).

Figura 7 – Tipos de lobos pahoehoe composta.



Legenda: À esquerda, S-lobes (esponja) e à direita, P-lobes (*Pipes*). Fonte: Self et al. (1998).

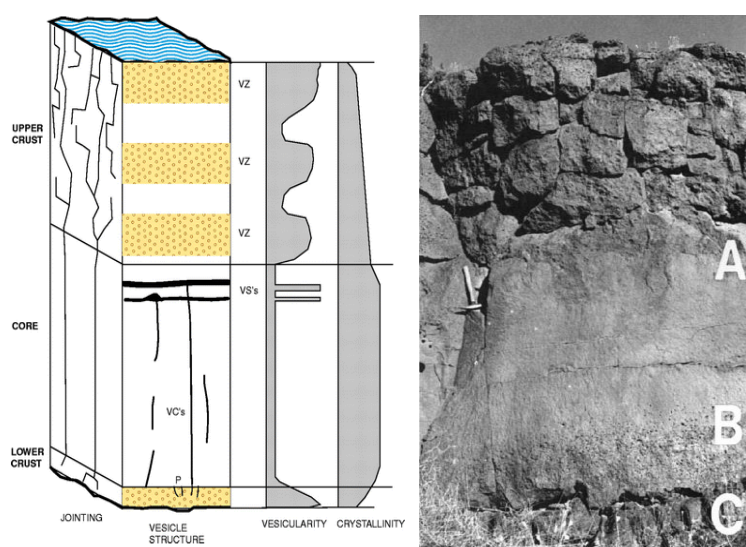
2.1.2 Pahoehoe simples

Formam-se por coalescência dos lobos de *pahoehoe* infladas ou por inchamento de um único lobo. Este tipo de derrame pode produzir dezenas de metros de espessura (e.g. Waichel et al., 2006, 2011; VyeBrown, 2013; Rosseti et

al., 2014) e se estender por centenas de metros a dezenas de quilômetros (Self et al., 1998).

Observadas em seções verticais e estruturada por Aubele et al. (1988), o derrame tipo *pahoehoe* inflada consiste em: (1) zona vesiculada superior, que pode compreender até metade do lobo; (2) zona não vesiculada ou zona central densa; e (3) zona vesiculada inferior, que compreende apenas algumas dezenas de centímetros da base do lobo. Mais tarde, Self (1998) denomina estas zonas de crosta superior, núcleo denso e crosta inferior. O modelo elaborado por ele é mostrado na Figura 8.

Figura 8 – Seção vertical de *pahoehoe* inflada.



Legenda: À esquerda modelo de Self et al. (1998) e à direita foto de *pahoehoe* inflada do trabalho de Aubele (1988) onde A é o início da crosta superior, B é a transição entre a crosta inferior e o núcleo denso e C é o topo de outra unidade inferior.

Figura 9 – Topo de lava *pahoehoe* simples.



Legenda: Crosta vítrea no topo com vesículas sofrendo gradação em quantidade e tamanho (diminuem de tamanho e aumentam a concentração rumo ao topo). Fonte: Foto tirada em trabalho de campo em São Marcos – RS.

As vesículas do topo representam as bolhas de gases exsolvidos pelo magma na tentativa de escape, que foram trapeados pelo congelamento da rocha das bordas para o centro. As bolhas menores e em maior quantidade são as primeiras a serem trapeadas já na porção mais externa do lobo, onde começa o resfriamento e a viscosidade é mais baixa. As bolhas aumentam de tamanho rumo ao núcleo por coalescência das mesmas, que

serão as últimas a serem trapeadas, diminuindo em abundância (Aubele et al., 1988). A Figura 9 mostra uma foto do topo superior de uma *pahoehoe* simples e a gradação das vesículas, conforme elucidado.

Enquanto a *pahoehoe* é continuamente inflada, contínuas despressurizações fazem com que ocorram outros pulsos de vesiculação e as bolhas remanescentes deixam o núcleo denso, dando lugar para a formação lençóis de vesículas sub-horizontais.

Hon et al. (1994) observaram a formação de fluxos de lavas *pahoehoe* infladas na erupção do vulcão Kilauea, no Havaí, e de seu topo vesiculado. Foi observado que existe uma correlação entre a formação de vesículas no topo enquanto há uma alimentação do sistema. Ele conseguiu uma equação empírica (Equação 1) para que se pudesse estimar o tempo de atividade magmática responsável por gerar aquela unidade de derrame *pahoehoe*. Assim, a duração da atividade magmática de inflação da *pahoehoe* pode ser estimada a partir da espessura da crosta superior, ou seja, do topo vesiculado (e.g. Vye-Brown et al., 2013).

Equação 1 – Estimativa de duração da atividade magmática em *pahoehoe* infladas.

$$t = 164.8 C^2 \quad (1)$$

Nota: t é o tempo em horas e C é a espessura da crosta superior em metros (Hon et al, 1994). Dados termais adquiridos durante a acomodação do fluxo de lava do vulcão Kilauea no dia 17 de abril de 1990.

Quando a *pahoehoe* não recebe mais aporte de magma, a estruturação da crosta superior cessa e o núcleo denso começa a se cristalizar. Por segregação magmática, resíduos de elementos incompatíveis e voláteis ascendem formando diápiros (VC's - Figura 8). Quando estes diápiros encontram a base da crosta superior, eles se espalham formando lençóis de vesículas sub-horizontais com 1 a 5 cm de espessura (VS's - Figura 8). Normalmente estão preenchidos pelo resíduo da segregação com alto teor de sílica e cristalinamente mais grosseira do que a lava ao seu redor (também chamada de diferenciação pegmatítica). O trabalho de Hartley e Thordarson (2009) demonstra que a segregação magmática, após a estagnação do magma, forma os lençóis vesiculares, que normalmente ocorrem na porção superior do núcleo denso.

2.1.3 'A'a

São derrames que possuem topo e base autobrechados, sendo os autoclastos formados, altamente vesiculados (Rowland & Walker, 1990 apud Costa, 2015). O núcleo, enquanto fluido, movimentava seus autoclastos no topo que caem na frente do fluxo e acabam por constituir a base brechada do derrame. O *emplacement* destas lavas ocorre, normalmente, em terrenos com alguma declividade, o que facilita a transferência das brechas do topo para a base, como em um mecanismo de esteira. Normalmente o movimento é lento, de poucos metros por hora. A Figura 10 exemplifica o processo de formação deste tipo de lava.

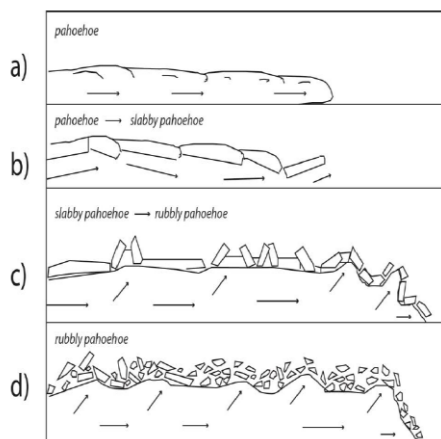
Figura 10 – Derrame tipo 'a'a



Legenda: À esquerda, processo esquemático do avanço do derrame tipo A'a'. (Fonte: Volcano.oregonstate.edu). À direita, foto de derrame tipo 'a'a do vulcão Kilauea, no Havaí (Fonte: www.hilo.hawaii.edu – Foto de Jim Griggs).

2.1.4 Morfologia de fluxo de lavas transicionais entre *pahoehoe* e 'a'a

Figura 11 – Modelo evolutivo de *pahoehoe* para *rubbly*.



Fonte: Rossetti (2015).

2.1.4.1 Slabby pahoehoe:

Pahoehoe em placas, traduzido para o português, são derrames transicionais entre *pahoehoe* e 'a'a em que fragmentos do topo da *pahoehoe* em corda são inclinados, misturados e até englobados pela lava adjacente (Peterson & Tilling, 1980). Sua aspereza, do ponto de vista topográfico, pode parecer similar a fluxos 'a'a.

Contudo, os pedaços individuais (clastos) mostram a superfície lisa da *pahoehoe* (B e C da Figura 11).

2.1.4.2 *Rubbly pahoehoe:*

Fluxo de lava com topo autobrechado como nos derrames tipo ‘a’a e o restante de sua seção vertical é como uma *pahoehoe* inflada (D da Figura 19), ou seja, com crosta superior vesiculada, núcleo denso e crosta vesiculada inferior (Keszthelyi, 2002). O núcleo pode apresentar clastos de brecha refundidos (Costa, 2015) e juntas de resfriamento, como observadas em Deccan Traps (Duraiswami, 2013).

Esta morfologia, de base preservada e topos autobrechados, é gerada em baixos declives. Pode estar relacionada à inflação inicial acompanhado de rápida expulsão de voláteis e aumento na taxa de efusão e/ou viscosidade com o tempo (Duraiswami et al., 2008). Este tipo de derrame foi descrito em várias províncias basálticas, inclusive na Província Paraná (e.g. Waichel et al., 2011; Rossetti et al., 2014; Costa, 2015).

A Figura 12 mostra um exemplo de afloramento com estruturas autobrechadas em dique ácido de vulcanismo efusivo da Formação Serra Geral em São Marcos no Rio Grande do Sul. Percebe-se que os clastos estão levemente rotacionados após fragmentação, formando um padrão mosaico, tipo “quebra-cabeça”, indicando fluxo e movimentação do magma em regime rúptil-dúctil. Este padrão de fragmentação, indicativo de fluxo magmático, será utilizado neste trabalho, por analogia textural, apesar de os sistemas, ácido e básico, serem completamente diferentes.

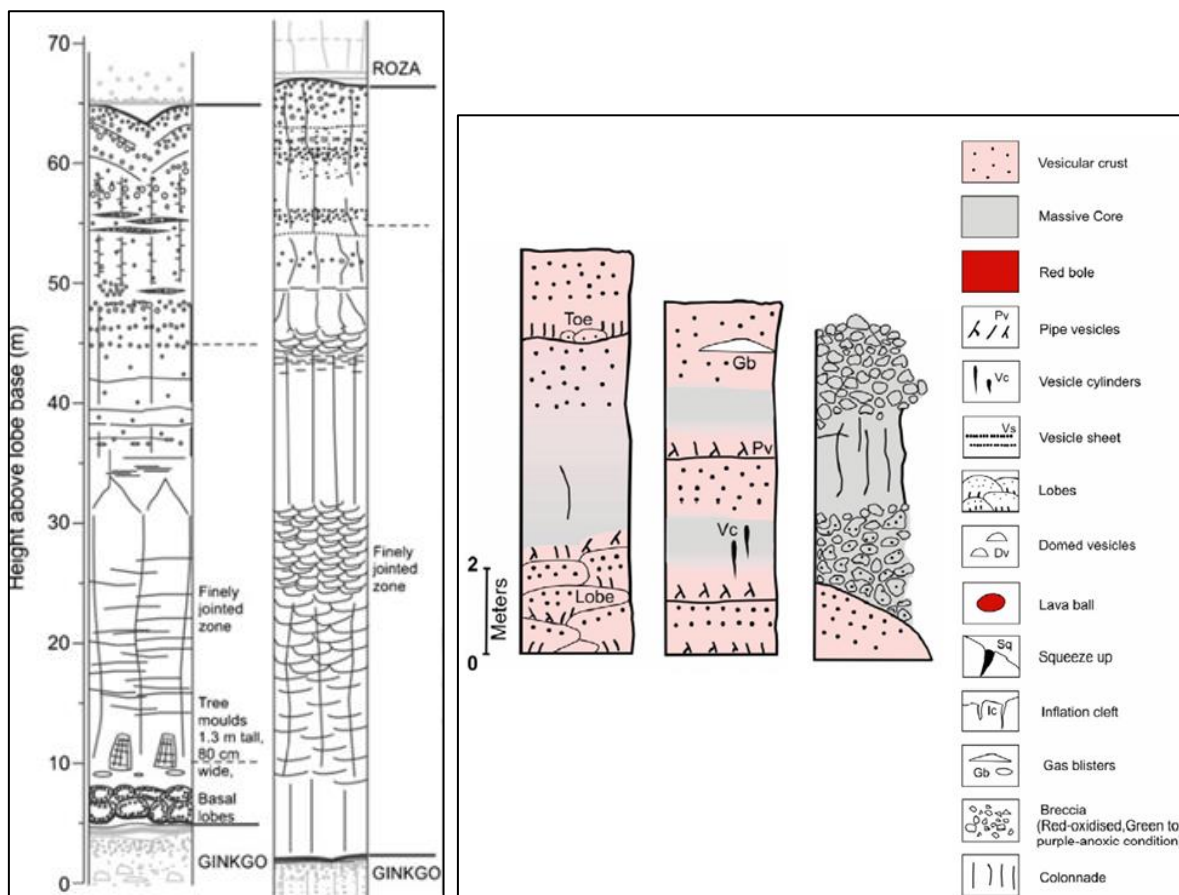
Figura 12 – Brecha autoclástica do tipo quebra-cabeça em São Marcos (RS).



Legenda: Exemplo de movimentação rúptil-dúctil em vulcanismo efusivo ácido do derrame Serra Geral. Blocos rotacionados após fragmentação durante ascensão de novos pulsos de lava. Será usado como um análogo textural para aos derrames do tipo efusivo básico, descritas no trabalho. Foto: Fornero, S.

Por último, a Figura 13 mostra dois exemplos de como sumarizar, graficamente, os tipos de derrames, representando as estruturas vulcânicas e vulcanoclásticas encontradas em afloramentos. Este tipo de gráfico é utilizado na dissertação para representar as unidades de derrames interpretadas com os perfis de imagem.

Figura 13 – Formas gráficas de representar tipos de derrames.



Legenda: Representações gráficas de estruturas vulcânicas empilhadas, desde pahoehoe compostas, infladas à brechas autoclásticas de derrames do tipo 'a'a'. À esquerda, trabalho de Vye-Brown et al. (2013) em afloramentos no *Columbia Rivers Basalts*. À direita, trabalho de Duraiswami et al. (2013) em afloramentos no *Deccan Traps*.

3 FERRAMENTA DE IMAGEM ACÚSTICA E MICRORESISTIVA À CABO

Após o breve histórico sobre a aquisição dos perfis de imagem que consta no item 1.3.1, cabe a este tópico abordar o funcionamento da ferramenta, bem como a compreensão e leitura dos perfis gerados a partir dos dados adquiridos durante a perfilagem do poço.

Como já mencionado, os perfis de imagem são “fotografias” eletrônicas das rochas e fluidos encontrados nas paredes de poços (Hurley et al., 2004). Isto implica na possibilidade de se realizar mapeamento de rochas em subsuperfície, onde diversas estruturas podem ser visualizadas e orientadas (direção e/ou mergulhos), sejam elas de origem geológica ou não (efeito da perfuração). São utilizados para diversas finalidades (Tabela 4).

3.1 AQUISIÇÃO DOS DADOS DE PERFIS DE IMAGEM

Aborda-se, neste tópico, sobre os princípios físicos inerentes à aquisição dos perfis micro resistivos (Figura 14 – A) e os perfis acústicos, também chamados de ultrassônicos (Figura 15 – A).

As ferramentas micro resistivas consistem em arranjos de eletrodos colocados em patins que são pressionados contra a parede do poço, a fim de forçar uma corrente elétrica através da rocha e medindo a sua resistência a esta corrente, através de sensores, minimizando os efeitos do fluido de perfuração e reboco (Hurley et al., 2004). Por fim, sensores dispostos no próprio patim (Figura 14 – C) medem a corrente depois da interação com a formação. A profundidade de investigação é rasa, normalmente menos de 2,5 cm (Williams et al., 1997 apud Hurley et al., 2004), mas varia de acordo com a ferramenta utilizada e o princípio físico para induzir a corrente elétrica na formação.

Existem ferramentas que induzem corrente elétrica diretamente na rocha (a maioria utilizada em ambientes com fluidos de perfuração condutivos, com poucas exceções). Outras, porém, induzem um campo elétrico através de capacitores, princípio bastante utilizado nas tecnologias para fluido de perfuração a base de óleo (normalmente, com menor resolução).

A cobertura azimutal varia entre 40 e 98% da parede do poço, a depender do diâmetro do poço e tecnologia utilizada (e.g. Hurley, 2004; Laronga et al., 2013; Bloemenkamp et al, 2014).

Tabela 4 - Principais utilizações dos perfis de imagem.

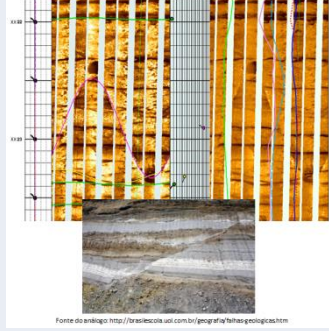
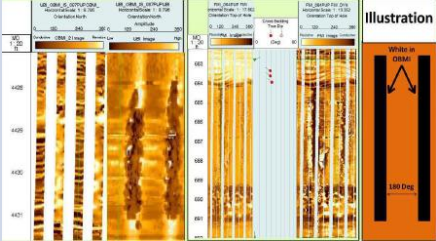
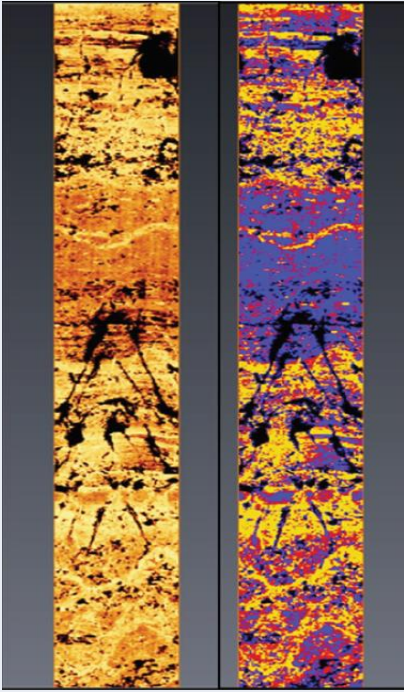
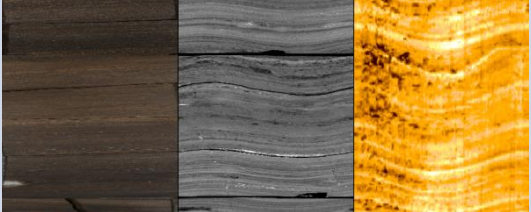
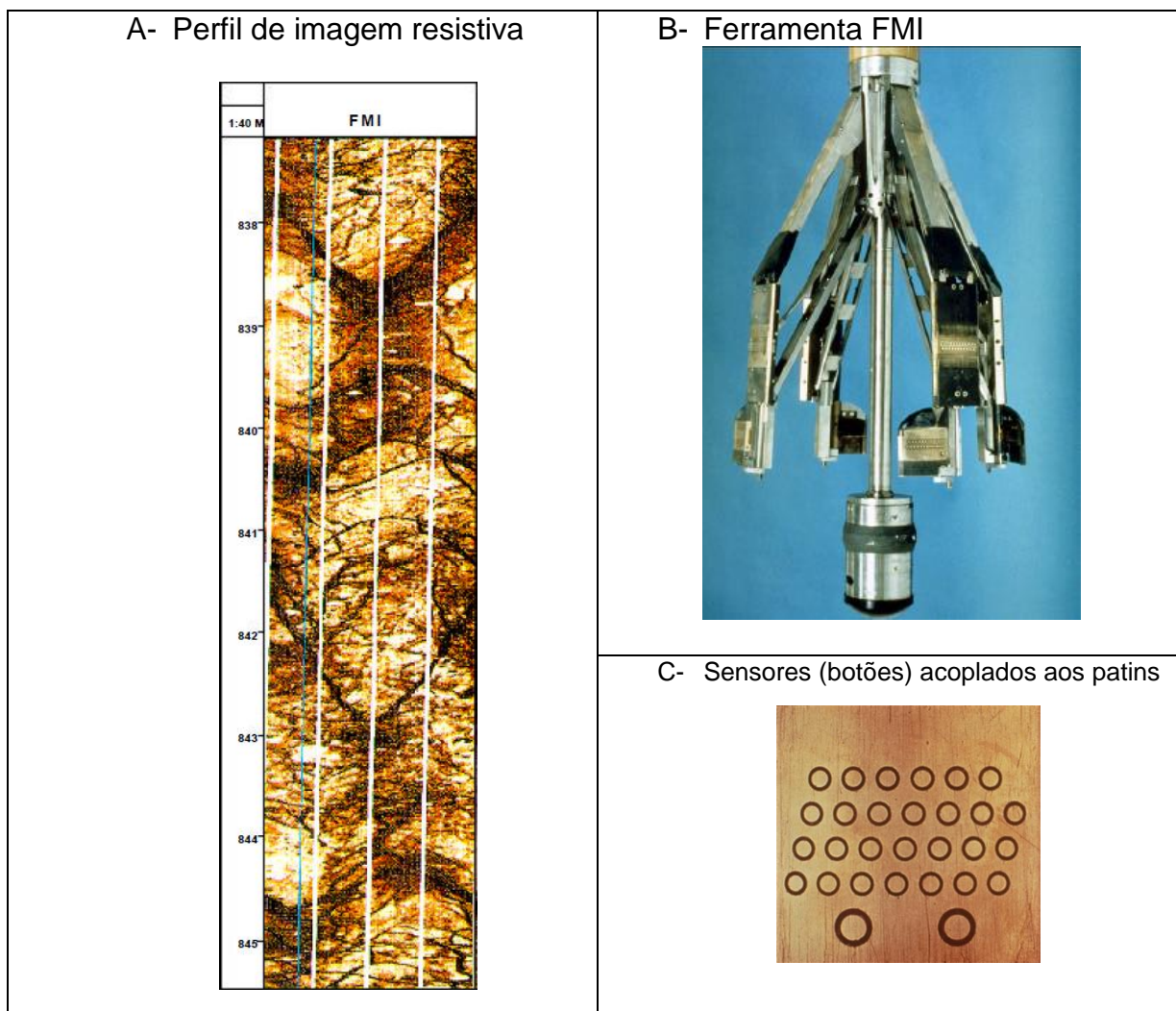
Aplicação dos perfis de imagem		
Área de aplicação	Finalidade	Exemplo
Geologia Estrutural	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Detecção e classificação das estruturas planares, como fraturas e falhas ou indicadores de movimento (<i>tension gashes</i> e outros); ✓ Medição da direção e mergulho destas estruturas; ✓ Análise do estado de fraturas e falhas naturais (abertas ou preenchidas?); ✓ Cálculo de densidade de fraturas; ✓ Cálculo de abertura das fraturas (para lama condutiva); 	<p>Rejeito de falha (Fonte: Material interno Petrobrás)</p>  <p>Fonte do arquivo: http://forastecologia.uol.com.br/geografia/falhas-geologicas.htm</p>
Geomecânica	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Medição da direção e abertura de <i>breakouts</i> e fraturas induzidas (indicadores de tensões in situ). ✓ Profundidade de <i>breakouts</i>; ✓ Classificação e orientação das fraturas naturais (abertas ou preenchidas?); ✓ Identificação da causa de perdas de fluido durante a perfuração do poço. 	<p>Breakouts (Al-Khabbaz et al., 2012)</p> 
Avaliação Petrofísica	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Caracterização de reservatório interlaminado; ✓ Contagem de <i>net pay</i>; ✓ Caracterização de porosidade primária e secundária; ✓ Caracterização de indicador direto de hidrocarboneto (<i>gas smear</i>); ✓ Caracterização de contato óleo/água; ✓ Caracterização de permeabilidade qualitativa (invasão, <i>mud smear</i>, formação de reboco); ✓ Cálculo de porosidade e permeabilidade a partir de imagem acústica (Menezes de Jesus et al., 2016); ✓ Suporte a decisão na escolha de pontos para pré-testes, amostras laterais e amostragem de fluido; ✓ Verificação de representatividade de amostra lateral na escolha de amostras a serem submetidas a ensaios petrofísicos; ✓ Suporte a decisão de posicionamento de teste de formação à cabo; ✓ Suporte ao resultado de TFR. 	<p>Menezes de Jesus et al., 2016.</p> 
Sedimentologia e estratigrafia	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Caracterização de estruturas sedimentares; ✓ Análise textural; ✓ Calibração rocha-perfil; ✓ Posicionamento e orientação de amostras laterais e testemunhos; ✓ Análise Faciológica; ✓ Empilhamento estratigráfico. 	<p>Testemunho x Tomografia x Imagem (Fonte: Petrobrás)</p> 

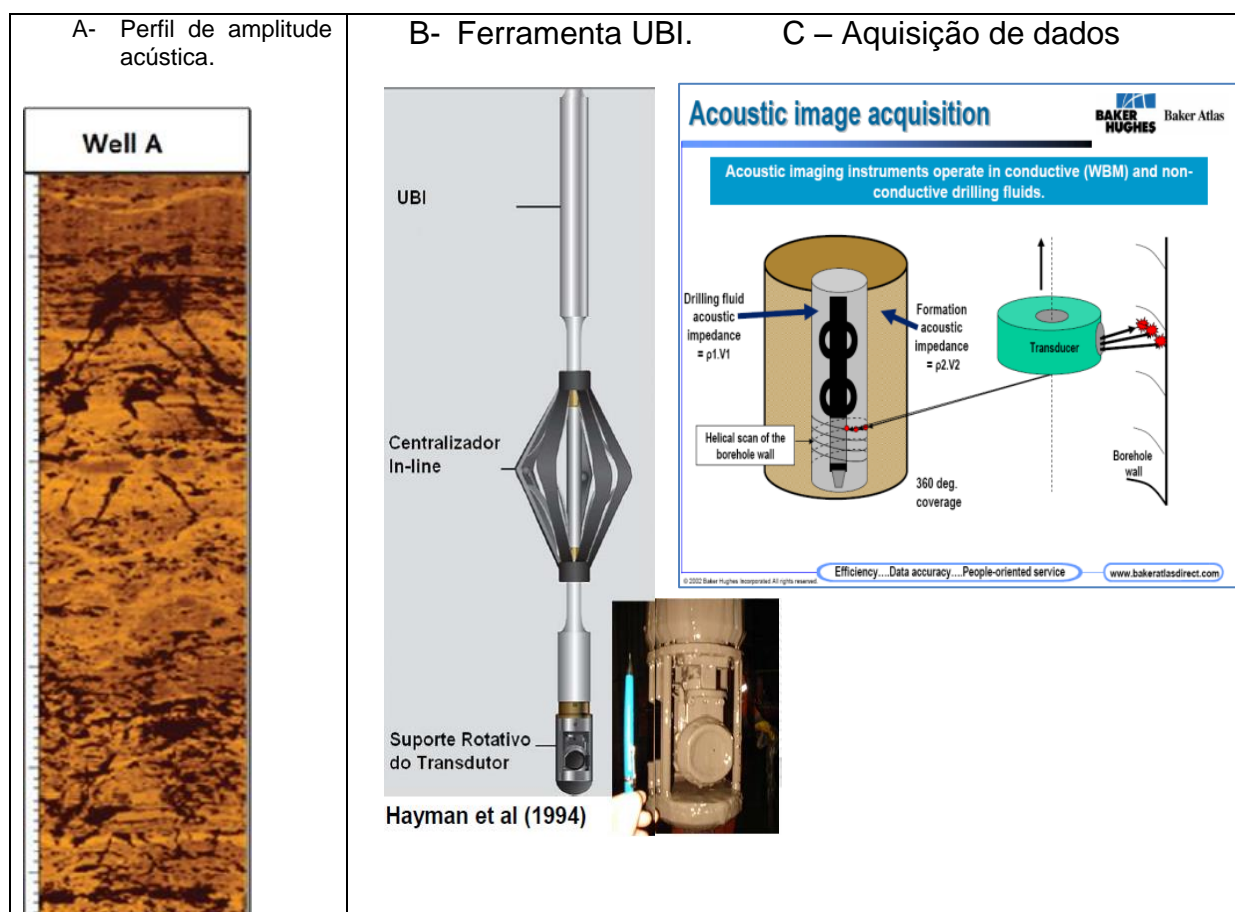
Figura 14 – Exemplo de ferramenta e perfil de imagem microresistiva.



Fonte: Schlumberger (1999).

Os perfis acústicos ou ultrassônicos possuem um transdutor, que gira em torno de seu próprio eixo, emitindo e recebendo pulsos ultrassônicos que viajam no fluido de perfuração e são refletidos pela parede do poço, dissipando a energia. Os dados, adquiridos em espiral, conforme mostra a Figura 15 - C, contêm as informações de amplitude (energia) da onda que retornou e o tempo de trânsito (TT) de ida e retorno, conferindo uma cobertura azimutal de 360 graus (Seiler et al., 1990; Hurley, 2004). O transdutor, em relação ao desenho da ferramenta, está localizado no que se denomina “cabeça rotativa” ou “sub” e necessita estar centralizado, para que as ondas emitidas sofram as mesmas dissipações resultantes do caminho percorrido até a parede do poço. Assim, as variações de amplitude e TT ocorrerão, apenas, com as diferenças de textura da rocha amostrada ou com os efeitos gerados por diferenças geométricas no poço.

Figura 15 – Ferramentas e perfis de imagem acústica.



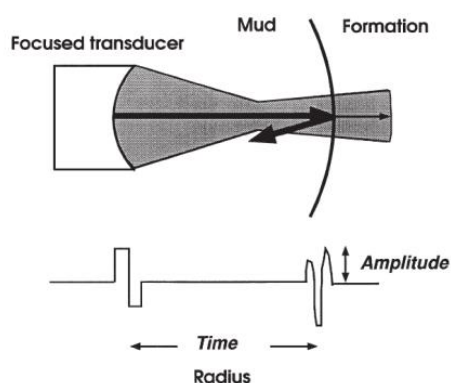
Legenda: Exemplo de algumas ferramentas acústicas mostrando o corpo da ferramenta e detalhe da cabeça rotativa (ou sub) da ferramenta UBI (Ultrasonic Borehole Image) da Schlumberger. Modo de aquisição de dados apresentado pela companhia Baker Hughes, subida em espiral durante a emissão das ondas ultrassônicas. (Fonte: A- Menezes de Jesus et al. (2016); B- Hayman et al. (1994); C- Atlas da Baker Hughes).

As frequências das ondas acústicas emitidas são da ordem de centenas de *quilohertz* e a profundidade de investigação é zero, uma vez que é adquirida somente a onda refletida pela parede do poço. O recobrimento azimutal da parede é de 100% e esta tecnologia é usada em qualquer tipo de fluido de perfuração, pois não depende de condutividade elétrica. Uma das restrições que afetam a eficiência destas ferramentas é a alta densidade associada ao elevado teor de sólidos que podem caracterizar alguns fluidos de perfuração. Neste caso, as ondas acústicas emitidas têm dificuldade de chegar à parede do poço e retornar. Transdutores de menor frequência são utilizados para mitigar o problema.

A resolução das imagens, tanto acústicas quanto micro resistivas à cabo, dependem da área de recobrimento e variam com: (1) a quantidade de dados amostrados (amostragem espacial) e (2), o tamanho da área investigada em cada ponto amostrado (milímetros) (EKSTROM, 1986; BOURKE e PROSSER, 2010). O

primeiro dependerá da quantidade de emissão-recebimento do elemento físico utilizado, que pode variar com a velocidade do cabo ao movimentar a ferramenta e com a própria configuração e arranjo de cada tecnologia, que determinará o recobrimento. Supondo que a aquisição de dados tenha sido realizada na velocidade ideal para se obter a maior quantidade de dados, nas ferramentas elétricas a amostragem espacial é proporcional à quantidade de eletrodos existentes e, nas ferramentas ultrassônicas, à quantidade de emissões de ondas acústicas disparadas por intervalo de tempo.

Figura 16 – Princípio de medição das ferramentas acústicas (Hayman et al., 1994).



Já o segundo, ou seja, o tamanho da área individual amostrada, no perfil micro resistivo, depende do tamanho de cada eletrodo e, no perfil acústico, como mostra a Figura 5, depende da frequência dos pulsos ultrassônicos, que muda a posição da distância focal e, conseqüentemente, a largura do feixe de onda responsável pelo recobrimento de determinada área.

No caso do perfil micro resistivo, por exemplo, a ferramenta *Formation Micro Scanner* (FMS), que possui eletrodos de 5 mm e, por superposição das suas fileiras de eletrodos em cada patim, consegue um espaçamento de 2,5 mm (0,1”) entre os centros dos eletrodos, melhorando ainda mais a resolução espacial (Ekstrom et al., 1986). Porém, percebe-se, neste caso, que o tamanho da área examinada individualmente é a mesma, de 5 mm ou 0,2”. O perfil acústico também pode alcançar uma resolução do ponto de amostragem desta ordem (0,2 polegadas), que é medido pela largura do feixe da onda ultrassônica que reverbera na parede do poço, conforme mostrado na Figura 5. Quando adquirido com transdutor focalizado de até 500 kHz e sobre condições ideais de funcionamento, a largura do feixe consegue ser menor que 0,17 polegadas (Hayman et al., 1994).

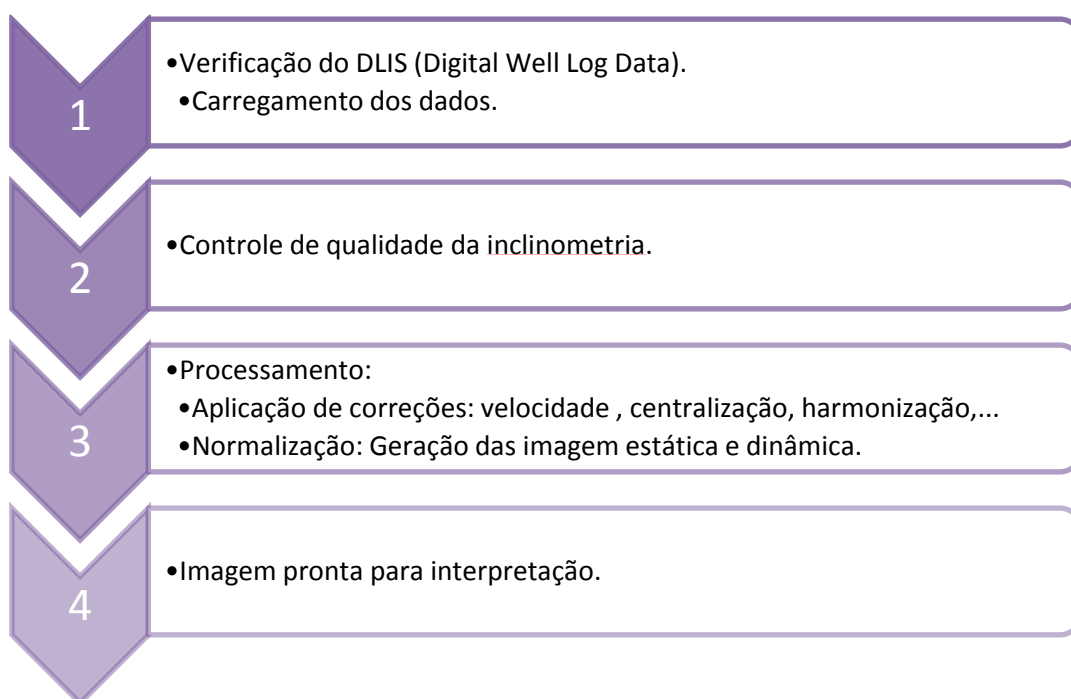
Os dados de orientação, bem como o desvio do poço, são computados por vetores tridimensionais de magnetômetros e acelerômetros que, de acordo com o norte magnético da terra, posicionam os dados amostrados e registram a movimentação da própria ferramenta dentro do poço durante a perfilagem, respectivamente.

3.2 CONTROLE DE QUALIDADE E PROCESSAMENTO

Um controle de qualidade dos perfis de imagem é realizado antes do processamento desses dados. Este controle visa, principalmente, identificar alguma anomalia que possa ter ocorrido durante a aquisição dos dados que comprometa, parcial ou totalmente, a utilização dos perfis. Esta etapa também é chamada de *Navegation Quality Control (Navegation QC)* e apresenta alguns procedimentos recomendados por García-Carballido et al. (2010). As principais curvas avaliadas nesta etapa são aquelas geradas pelos sensores de orientação da ferramenta: os magnetômetros e os acelerômetros.

As etapas demonstradas na Figura 17 devem ser seguidas criteriosamente, a fim de garantir que a imagem esteja pronta e confiável para a utilização, bem como as correlações de profundidades com outros perfis e a inclinometria para análise estrutural, garantindo uma medição confiável das atitudes⁷ das estruturas que serão interpretadas.

Figura 17 – Workflow do controle de qualidade e processamento dos dados de imagem.



Fonte: Fornero, S.

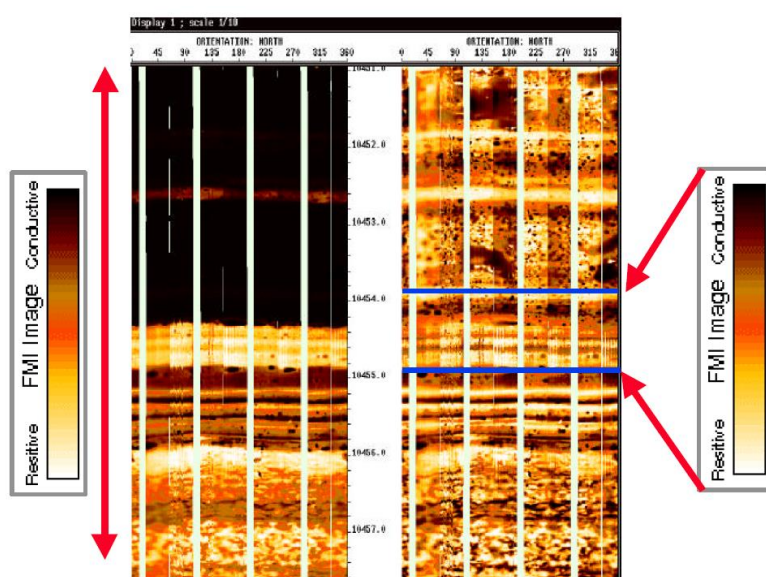
⁷ Azimute e mergulho

Processar a imagem implica em, inicialmente, colocar os dados amostrados em sua correta posição, montando, assim, o verdadeiro escopo da parede do poço. Para isso, os *softwares* utilizados para processamento e visualização destes perfis organizam os dados utilizando as informações de orientação fornecidas pelos magnetômetros e acelerômetros. Correções de velocidade são realizadas utilizando os acelerômetros, que gravam as movimentações irregulares da ferramenta que podem ter ocorrido durante a perfilagem (Bourk et al., 1989). Correções de voltagem, equalização horizontal, ganho, bem como a utilização de filtros podem ser utilizadas para que a imagem final seja a melhor possível.

É atribuída uma escala de cores aos dados para que as imagens se tornem visíveis, sendo capazes de mostrar os contrastes de resistividade, amplitude ou TT, relacionados às diferenças entre os valores medidos. Estas diferenças estão intimamente ligadas às características, composicionais e/ou permoporosas da rocha, no ponto amostrado.

A escala de cores pode ser distribuída entre todos os dados adquiridos, fornecendo um contraste da rocha de todo o intervalo amostrado (imagem estática), ou pode ser distribuída entre um intervalo menor pré-definido (imagem dinâmica). Estes intervalos são, normalmente, de tamanhos centimétricos a métricos, sendo, desta forma, possível visualizar a imagem da rocha em maior detalhe. No exemplo da Figura 18, fica clara a diferença de detalhe visível entre a imagem estática e imagem dinâmica em um conglomerado intercalado por folhelhos.

Figura 18 – Imagem estática X imagem dinâmica.

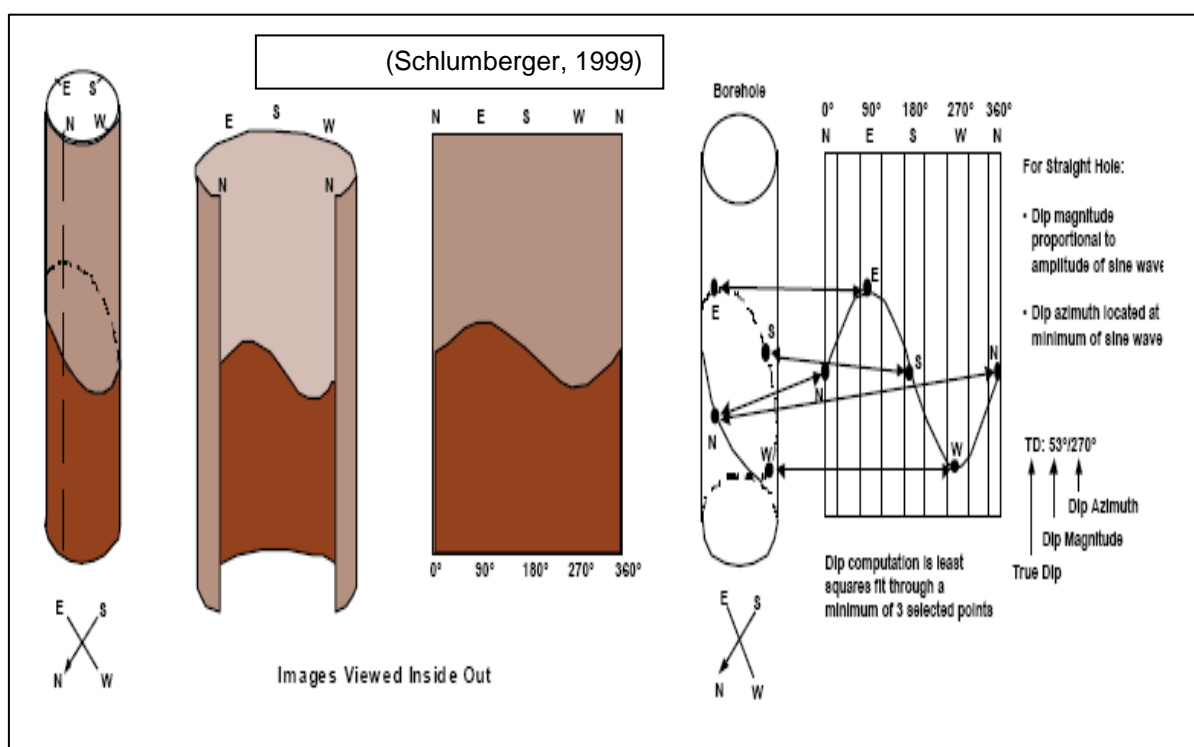


Legenda: Imagem estática à esquerda mostra pacote superior com baixa resistividade, sem nenhum detalhe. Imagem dinâmica à direita (janela de 0,1524cm), onde é possível visualizar mais detalhes da rocha, como estratos de acamamentos e *vugs*. (Fonte: Schlumberger, 1999).

3.3 INTERPRETAÇÃO

É visto, na figura anterior, a imagem da parede do poço registrada com os seus contrastes de resistividade. As listras cinza verticais, dentro das imagens estática e dinâmica, são as áreas por onde os patins não passaram, e, por isso, não mostram dados. A imagem, neste caso, é uma visualização 2D, representada pela abertura de um cilindro (parede do poço), como exemplifica a Figura 19. Esta abertura do cilindro não é aleatória e tem como referência o Norte magnético da terra ou o topo do poço (em caso de poços horizontais). Nesta representação 2D, as estruturas planares, por exemplo, acamamentos, falhas e fraturas, aparecem no perfil como senóides, e dependem da relação angular entre o mergulho da estrutura e a direção do poço. Por exemplo, em um poço vertical, supondo acamamentos horizontalizados e fraturas de alto ângulo, as camadas serão quase uma reta horizontal cruzando o perfil, enquanto que, as fraturas apresentar-se-ão como senóides de grande amplitude. A Figura 19 mostra a ideia da geometria das estruturas planares e sua representação nos perfis de imagem.

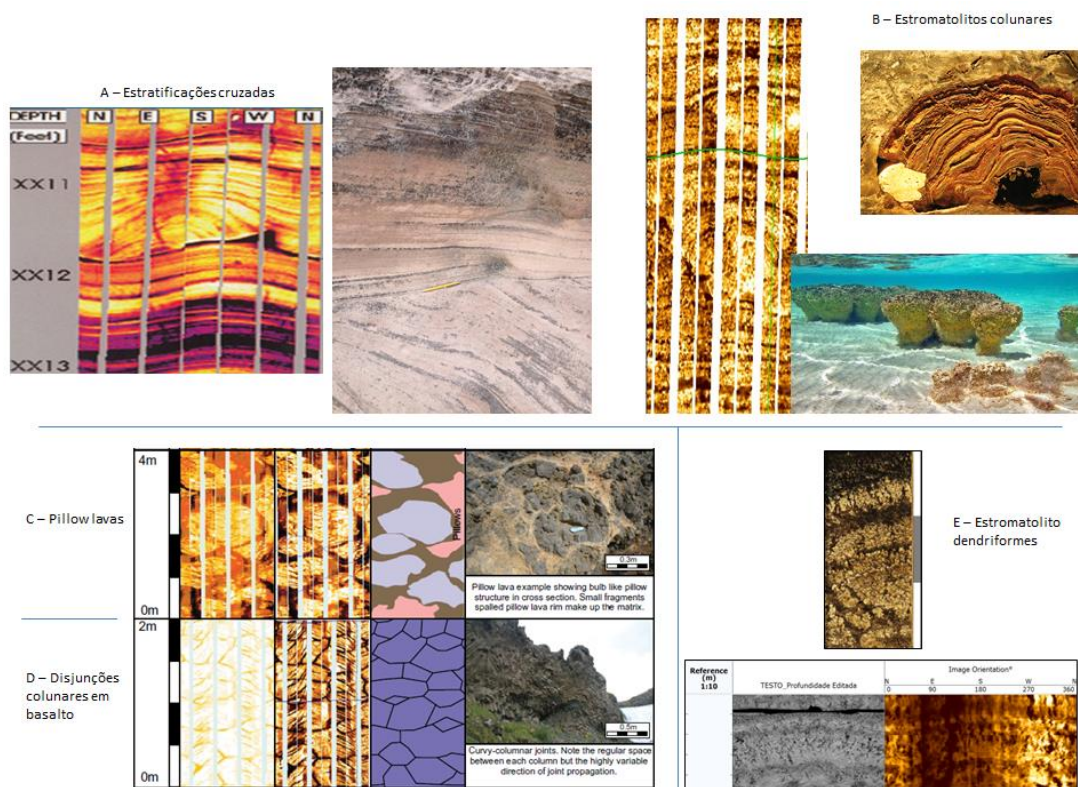
Figura 19 – Compreendendo a geometria das estruturas planares no perfil de imagem.



Legenda: Ilustração da leitura do perfil de imagem e a interpretação de estruturas planares. (Fonte: Schlumberger, 1999).

A interpretação das estruturas sedimentares como, por exemplo, estratificações cruzadas em arenitos e estromatólitos colunares em carbonatos, dependem da qualidade dos perfis de imagem e do conhecimento do interprete, que deverá reconhecer as estruturas quando estas aparecem nos perfis (Figura 20).

Figura 20 – Reconhecendo estruturas sedimentares nos perfis de imagem.



Legenda: A – Estratificações cruzadas; B – Estromatolitos colunares; C – Pillow lavas; D – Disjunções colunares em basalto; E – Estromatolito dendriformes (Fonte de A, B: Imagens cedidas pela Petrobrás; C e D: Watton et al., 2014; E: Menezes de Jesus et al., 2016).

3.4 ARTEFATOS

“To conduct an effective analysis of [...] images, it is essential to be aware of “artifact images” which can be present and could be misinterpreted as Formation or geological features.”

Bourke (1989)

Artefatos é o nome dado a um produto resultante de um trabalho mecânico (Dicionário online). Da mesma forma, esta definição é aplicada às feições que aparecem nos perfis de imagem que não tem origem geológica e podem ser confundidas e erroneamente interpretadas. Os artefatos podem estar relacionados à perfuração, à aquisição ou ao processamento dos dados (Bourke, 1989; Lofts & Bourke, 1999; Al-Khabbaz et al., 2012). Alguns deles podem ser minimizados com o processamento (Cheung, 1999) ou mesmo evitados durante a perfilagem (Cheung et al., 2007), quando o controle de qualidade e corretas intervenções durante a aquisição dos perfis são realizados de forma eficiente (por exemplo, correções de *sticking and pull*⁸ e descentralização).

A Tabela 5 é uma transcrição de alguns artefatos relatados por Al-Khabbaz et al. (2012).

O artefato *breakout* é o que mais afeta os perfis de imagem avaliados nesta dissertação. Eles ocorrem quando as resultantes das tensões in situ, atuantes na parede do poço, não oferece uma sustentação ao mesmo e a parede começa a se colapsar. Para tanto, inicia-se um processo de fraturamento das extremidades da “elipse”, conforme mostra a Figura 21, na direção dos estados mínimos de tensões (Zoback et al., 1985), resultando em ovalização do poço, adquirindo uma forma de elipse ao invés de circular. O resultado, nos perfis de imagem, são duas estruturas verticais, afastadas 180° uma da outra.

Durante a interpretação geológica dos perfis de imagem estes artefatos devem ser identificados e desconsiderados como atributos relacionados à gênese da formação.

⁸ Imagem fica esticada e comprimida devido à eventuais ocorrências de prisões momentâneas da ferramenta de imagem, seguida da liberação muito rápida da mesma.

Tabela 5 – Alguns exemplos de Artefatos.

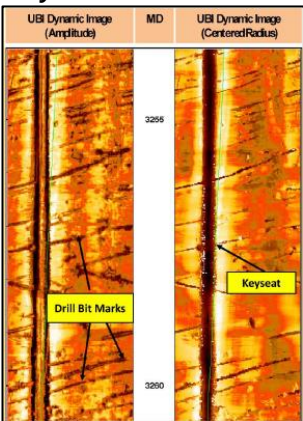
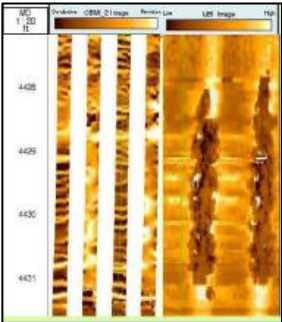
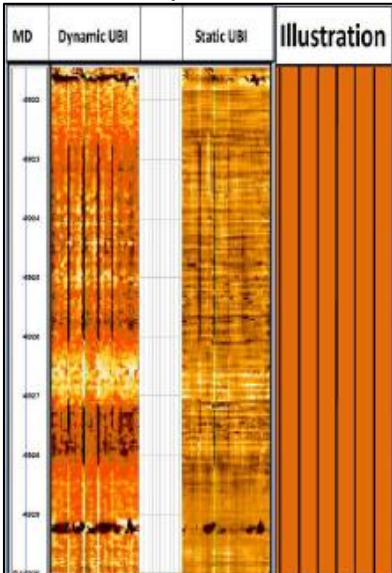
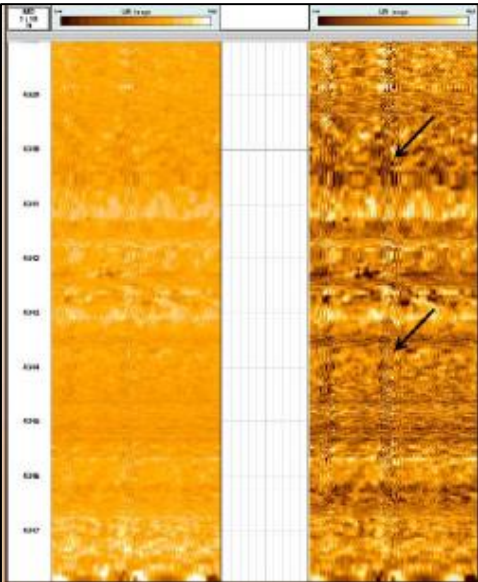
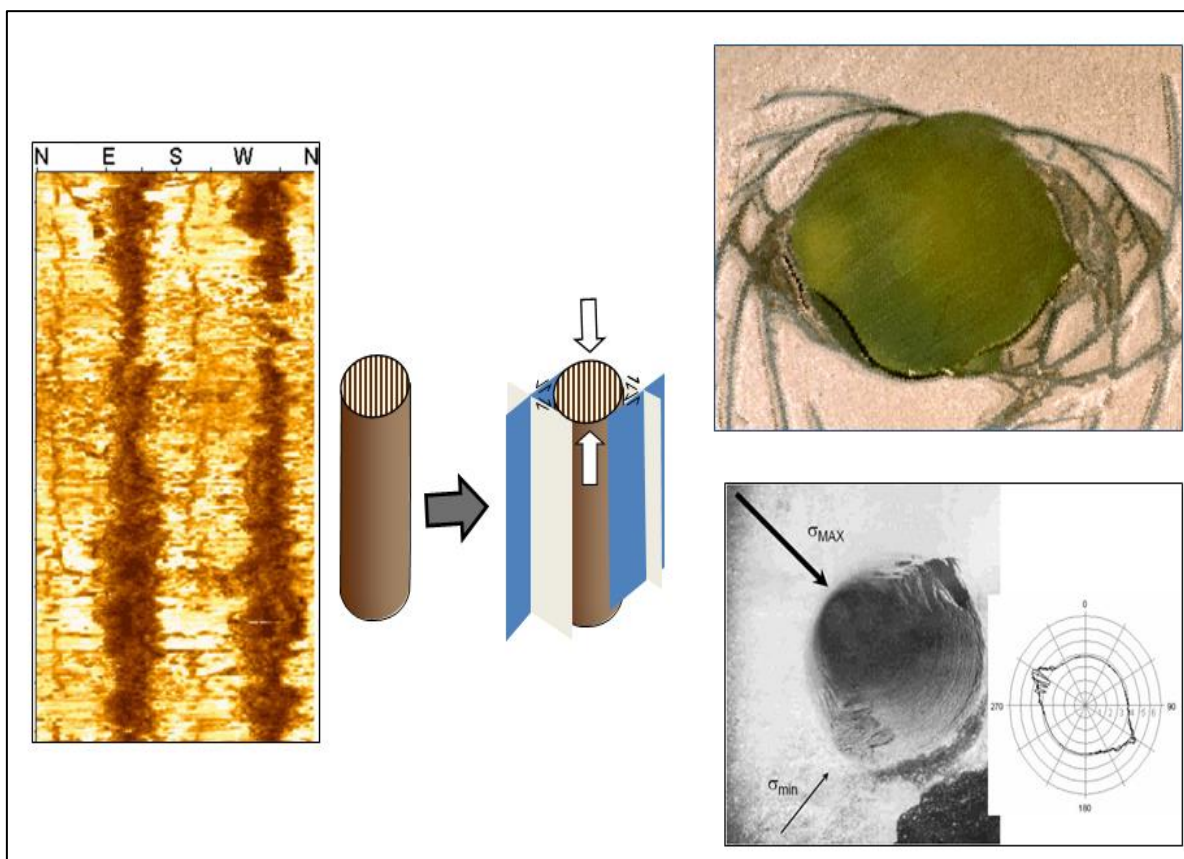
	Artefatos e definições	Exemplos
Perfuração	<ul style="list-style-type: none"> ➤ <i>Breakouts</i> e fraturas induzidas: resultantes do diferencial de pressão entre fluido de perfuração e pressão da formação. ➤ Espiralamento: Leitura de faixas diagonais resultantes de poços espiralados. ➤ <i>Key seat</i>: Marcas da coluna de perfuração na parede do poço. ➤ Mancha de óleo: expulsão de óleo da formação. ➤ Marcas de ferramentas deixadas na parede do poço 	<div style="display: flex; justify-content: space-around;"> <div style="text-align: center;"> <p><i>Key seat</i></p>  </div> <div style="text-align: center;"> <p><i>Breakouts</i></p>  </div> </div>
Aquisição	<ul style="list-style-type: none"> ➤ <i>Sticking and pull</i>: Pequenas prisões, muitas vezes associadas à pressão excessiva dos patins na parede. Resulta em Imagens estiradas. ➤ Marcas verticais de patins da ferramenta resistiva visíveis na imagem acústica. ➤ Descentralização da cabeça rotativa da ferramenta acústica. 	<p style="text-align: center;">Marcas verticais de patins</p> 
Processamento	<ul style="list-style-type: none"> ➤ Colméia: que ocorre com correção não apropriada sobre o ganho de amplitude (imagem acústica) durante a aquisição. ➤ Feições induzidas pelo algoritmo utilizado: Pode ocorrer devido a um erro humano ou limitação do software. 	<p style="text-align: center;">Efeito Colméia</p> 

Figura 21 – Breakouts.



Legenda: Perfil de imagem acústica à esquerda com um par de breakouts (duas faixas escuras na vertical). No meio, a figura mostra um poço esquemático sendo ovalizado. À direita, a visão em planta de poços com breakouts e o padrão de fraturamento e consequente deslocamento da parede do poço em direção preferencial ao *stress* mínimo (σ_{min}). **Fonte:** Figuras cedidas pela Petrobras.

3.5 UTILIZAÇÃO DE PERFIS DE IMAGEM NA CARACTERIZAÇÃO DAS ROCHAS ÍGNEAS.

A caracterização de estruturas existentes em rochas ígneas, com perfis de imagem, pode ser de grande utilidade na exploração e no desenvolvimento da produção (DP) de hidrocarbonetos; desde que, obviamente, seja possível sua identificação. Isto porque, nem sempre se obtém perfis de imagem com qualidade satisfatória neste tipo de rocha. Um efeito, já considerado, é o resultante de anomalias geradas nos dados de inclinometria, devido à desorientação dos magnetômetros. Isto pode ocorrer, por exemplo, por interferência da magnetização remanescente nos elementos ferromagnéticos de alguns minerais, em resposta ao

campo magnético permanente muito forte (b_0^9) do magneto da ferramenta de ressonância magnética nuclear (RMN), quando este registro antecede a obtenção dos perfis de imagem num determinado poço.

Por outro lado, os perfis de imagem mais utilizados no mundo, são os de imagem microresistivas, que, normalmente, não tem recobrimento total da parede do poço e, a depender da tecnologia utilizada, podem apresentar baixa resolução, com pouco detalhe da área investigada por ponto amostrado (Laronga et al., 2013). Já o perfil de imagem acústica, crucial para o desenvolvimento desta dissertação, é também muito afetado pelas condições da parede do poço, composição do fluido de perfuração, dentre outros problemas.

Mesmo com estas limitações, muitos perfis de imagem exibem boa qualidade e ajudam no desenvolvimento de vários estudos em rochas ígneas. A maioria deles os utilizam como suporte às análises de porosidades secundárias e eletrofácies de reservatórios complexos (e.g. Fernandez et al., 2001; Ran et al., 2006; GuoXin et al., 2006; Farooqui et al., 2009; Feng et al., 2009; Lin et al., 2010). Outros utilizam a correlação rocha x perfil, oferecendo mais detalhes das interpretações associadas a análise textural da rocha (e.g. Tartarotti et al., 2006; Huteau et al., 2007). Entretanto, poucos deles descrevem a metodologia empregada para a caracterização de estruturas ígneas a partir dos perfis de imagem, onde a interpretação nos perfis seja suportada por amostras de rocha e afloramentos análogos, como exemplo, os trabalhos de Pezard et al. (1992) e o de Watton et al. (2014).

Entre todos os trabalhos citados nesta seção, apenas um utiliza perfis de imagem acústicos (e.g. Tartarotti et al., 2006).

⁹ Campo magnético permanente da ferramenta de RMN

4 ESTUDO DE CASO NA BACIA DE SANTOS

De caráter exploratório, o poço 1-BRSA-1050-SPS teve a sua perfuração concluída em outubro de 2012. Localizado sob a concessão do BM-S-41/ Bloco S-M-1358, a perfuração do poço teve como objetivo principal encontrar reservatórios de hidrocarbonetos em alto estrutural na seção Pré-sal da Bacia de Santos.

No entanto, as deposições carbonáticas das Formações Barra Velha e Itapema não se confirmaram, após a perfuração da seção evaporítica. Em vez disto, mais de 400 metros de rocha vulcânica foram perfurados no Andar Alagoas/Jiquiá. Apenas 45 metros de rochas siliciclásticas e carbonáticas foram encontradas entre os derrames. A ocorrência de rochas sedimentares neste intervalo equivale a 10% da espessura total das rochas vulcânicas depositadas.

Apesar da vasta aquisição de dados neste poço, a caracterização da rocha ígnea, em termos genéticos, não foi uma tarefa trivial que pudesse ser feita somente com amostras de calha ou com uma simples visualização dos dados geofísicos adquiridos com as perfilagens. Até porque, a correlação rocha x perfil, para rochas ígneas, ainda não é tão bem conhecida. Assim, diante da necessidade de se conhecer melhor a rocha e a história de deposição deste intervalo, foi realizado um estudo mais criterioso, que ajudará no entendimento deste tipo de empilhamento vulcânico no período pós-rifte da Bacia de Santos.

4.1 CONTEXTO GEOLÓGICO DO POÇO

A fase pós-rifte é identificada, neste poço, por derrames basálticos eocretáceos, que foram sotopostos pela sequência K50, evaporítica, da Formação Ariri. É possível que estes derrames basálticos sejam correlacionáveis com aqueles descritos por Moreira et al. (2007, p. 532), datados pelo método Ar/Ar em 117 Ma e que são síncronos da sequência Pós-Rifte K44. Estes derrames seriam ainda mais jovens que os da Formação Camboriú.

A seção evaporítica, constituída majoritariamente por halita, tem aproximadamente 1950 m de espessura e a base da sequência está interpretada na seção sísmica da Figura 22. Secundariamente, aparecem anidritas, taquidritas e carnalitas.

Na fase drifte foram depositados mais de 2.000 metros de folhelhos e margas e, atualmente, com cota batimétrica da ordem de 1760 metros, na área da locação do poço, continua a receber sedimentos pelágicos marinhos típicos, em sua maioria lamosos.

O arcabouço estrutural da área consiste em falhas normais que começam no embasamento e se prolongam através da fase rifte. A maioria atravessa a fase *Sag*¹⁰ e culminam na base do sal, como é visto na interpretação sísmica da Figura 22. Percebe-se, ainda na mesma figura, o efeito halocinético¹¹ nos sedimentos da fase drifte, com o soerguimento e dobramento destas camadas. Falhas no topo do sal, característicos de zona de charneira¹², também são vistas nesta seção.

Durante a perfuração foram constatadas as Formações Marambaia, Itajaí-Açu, Ariri, Itanhaém/Guarujá, basalto pós-rifte e siliciclástico *intertrap* do Grupo Guaratiba. Após a constatação dos folhelhos das Formações Itanhaém/Guarujá intercalado com anidritas da Formação Ariri, foram identificadas rochas ígneas, originadas dos derrames basálticos eocretáceos. Assim, quase 400 metros de rochas vulcânicas/vulcanoclásticas e 45 metros de *intertrap*¹³, contendo rochas siliciclásticas e carbonáticas, foram perfurados na última fase.

Importante ressaltar que a perfuração das rochas ígneas se deu no diâmetro de 8 ½" e foi realizada com fluido a base de óleo, o que implicou em se utilizar uma ferramenta de imagem microresistiva de baixa resolução e com menor recobrimento da parede do poço.

Durante a perfuração do basalto, constataram-se pequenas anomalias de gás, que podem estar associadas ao efeito do *metamorfismo de broca*¹⁴ (Kennedy & Spray, 1992; Wenger et al., 2009).

¹⁰ Fase de transição da pré-ruptura continental.

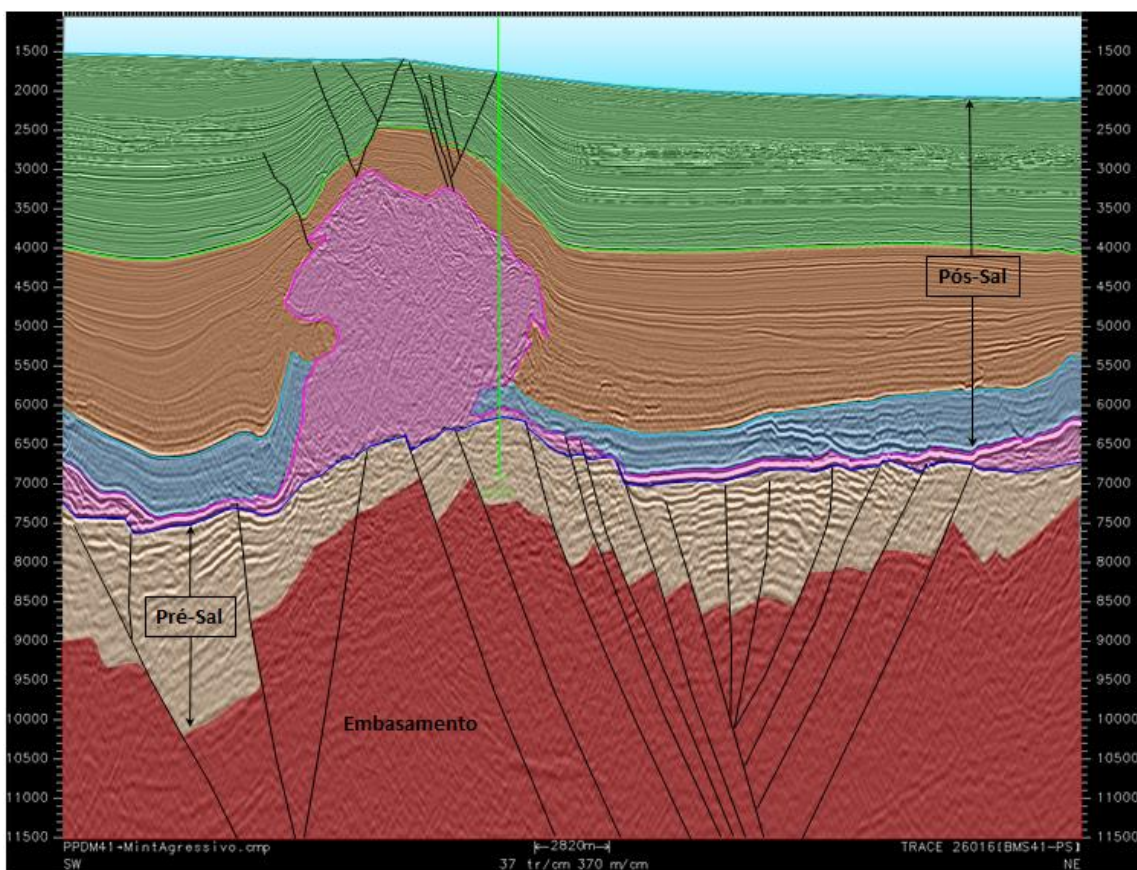
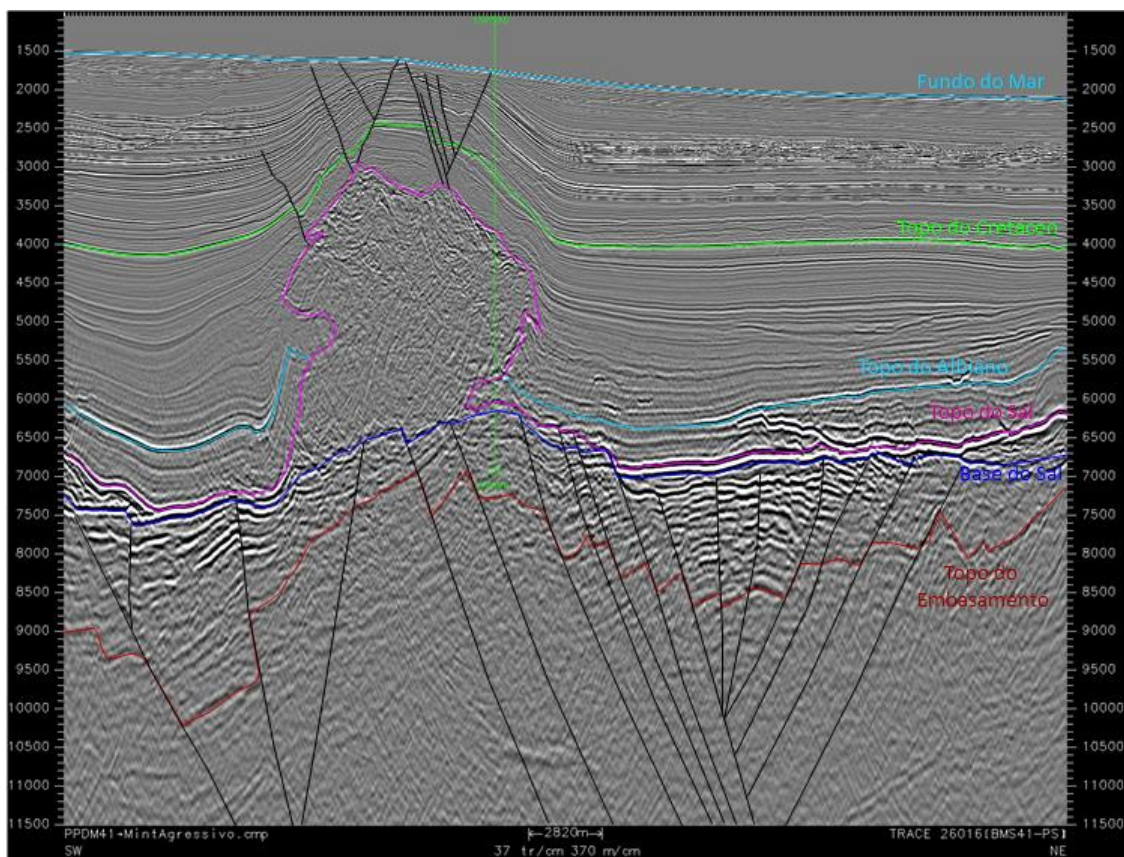
¹¹ Ascensão de corpos salinos, originados em depósitos evaporíticos, penetrando e deformando camadas de rochas mais densas acima e produzindo estruturas dômicas.

¹² Linha que une os pontos de máxima curvatura da superfície dobrada.

¹³ Deposições sedimentares que ocorrem no período de quiescência entre derrames.

¹⁴ Craqueamento térmico do fluido de perfuração à base de óleo em função da alta temperatura gerada pela broca ao perfurar rochas muito duras.

Figura 22 – Seção sísmica SW-NE.



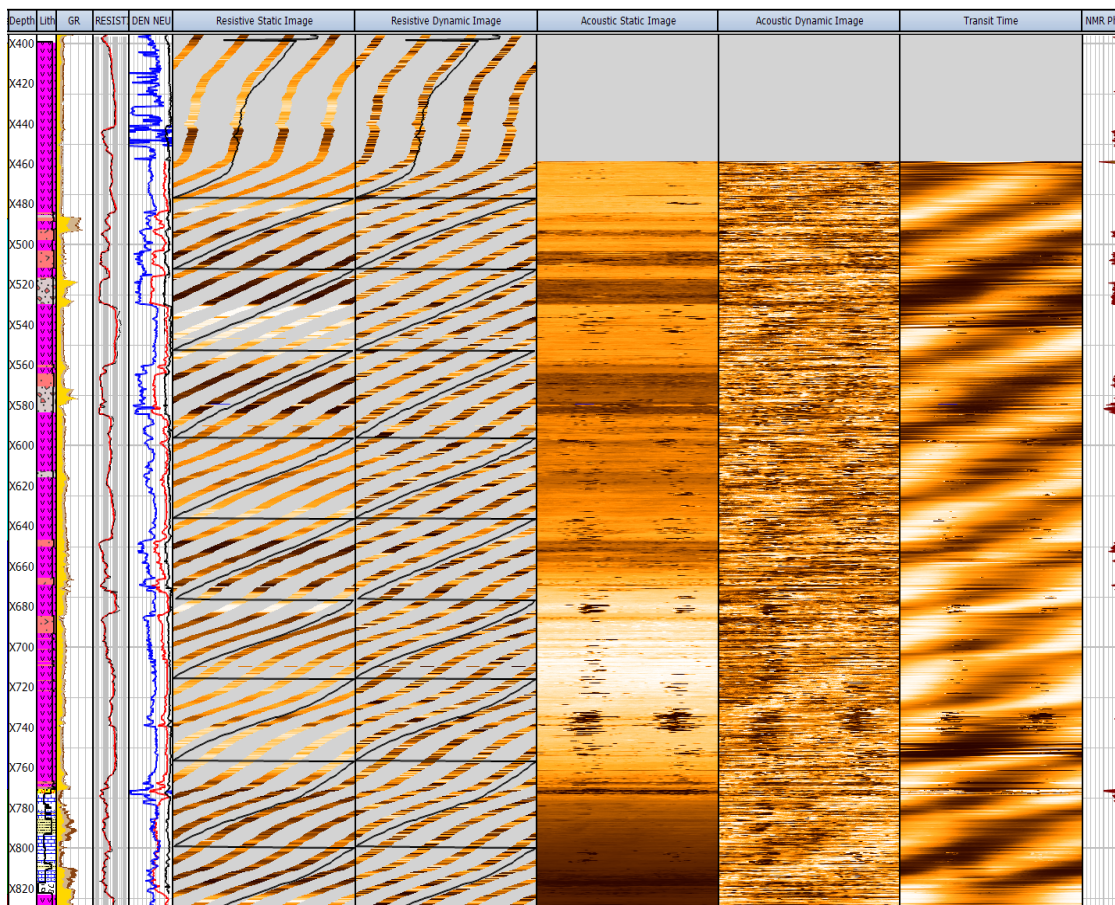
Fonte: Seção sísmica e interpretação cedida pela Petrobrás S.A (Setor EXP/AEXP-M/MS).

5 METODOLOGIA

Após o levantamento de dados, foram avaliados os dados geofísicos adquiridos a cabo na seção das rochas vulcânicas e vulcanoclásticas.

Os perfis adquiridos foram carregados no software *Interactive Petrophysics* (IP®) e podem ser visualizados na Figura 23.

Figura 23 – Dados geofísicos adquiridos na seção vulcânica do poço 1-BRSA-1050-SPS.



	Siltito
	Carbonato
	Brecha

	Vulcanica maciça
	Vulcanoclástica
	Basalto Vesicular

Legenda: Da esquerda para a direita: Profundidade a cada 20 metros (pista 1), Litologia interpretada com base na imagem acústica e amostras laterais (pista 2), GR Espectral de 0 a 150 API (amarelo – K, bege – Tório, marrom – Urânio)(pista 3), resistividade em escala logarítmica de 0 a 2000 (curva vermelha – profunda, curva preta – rasa) (pista 4), densidade de 2 a 3 g/cm³ (vermelho)- neutrão de 45 a -15 pu (azul) – sônico de 240 a 40 us/ft (preto) (pista 5), imagem resistiva estática (pista 6), imagem resistiva dinâmica (pista 7), imagem acústica estática (pista 8), imagem acústica dinâmica (pista 9), tempo de trânsito (pista 10) e NMR interpretado (pista 11).

A pista número 2 da Figura 23, referente à interpretação litológica básica, foi elaborada a partir dos perfis convencionais, perfis de imagem e amostras laterais. Com a integração destes dados foi possível inferir, com certa confiança, a espessura

dos diferentes tipos litológicos e caracterizar estruturas básicas de deposição, tanto para os derrames basálticos quanto para os sedimentos.

No caso em estudo, para as rochas vulcânicas, foi realizada uma subdivisão com relação à rocha maciça, à rocha brechada e às zonas com altas concentrações de vesículas e amígdalas, para que fosse realizada uma análise mais robusta, que levasse em consideração estes fatores. Desta forma, foram separadas 5 zonas para a observação das tendências distintas, considerando alguns aspectos deposicionais. Do topo para o fundo do poço temos:

- Zona 1: Maciço fraturado ou amígdaloide.
- Zona 2: Deposição mista do *intertrap* durante período calmo, de quiescência tectônica. Carbonatos e siliciclásticos.
- Zona 3: Intercalações de maciços fraturados com intervalos intensamente vesiculados.
- Zona 4: Zonas de brechas vulcanoclásticas.
- Zona 5: Deposição de basalto maciço, fraturado.

Os perfis de imagens foram adquiridos a partir das ferramentas microresistiva e ultrassônica da companhia Schlumberger™.

As ferramentas utilizadas foram:

- *Oil Base Micro Imager (OBMI)*, para aquisição da imagem resistiva;
- *Ultrasonic Borehole Image (UBI)*, para aquisição da imagem acústica.

O perfil acústico foi adquirido com transdutor de 500 KHz a cada 0.2" de resolução vertical. O perfil resistivo também possui a mesma resolução.

Antes dos dados serem utilizados pelo interprete, houve uma série de procedimentos que compuseram as etapas de controle de qualidade e processamento dos dados brutos, conforme visto na Figura 17.

Depois de interpretadas as estruturas geológicas, foi realizada a identificação e a separação de fácies dos derrames basálticos das zonas 3 e 4. Assim, foi possível elaborar um modelo estratigráfico do empilhamento destes depósitos, utilizando o suporte da petrografia de amostras laterais e dos dados geoquímicos.

6 RESULTADOS

A análise dos resultados será dividida em duas partes. A primeira delas consiste na avaliação petrofísica dos perfis básicos, incluindo o perfil de ressonância magnética. A segunda análise se refere, exclusivamente, aos resultados alcançados com os perfis de imagem e correlação com as amostras laterais.

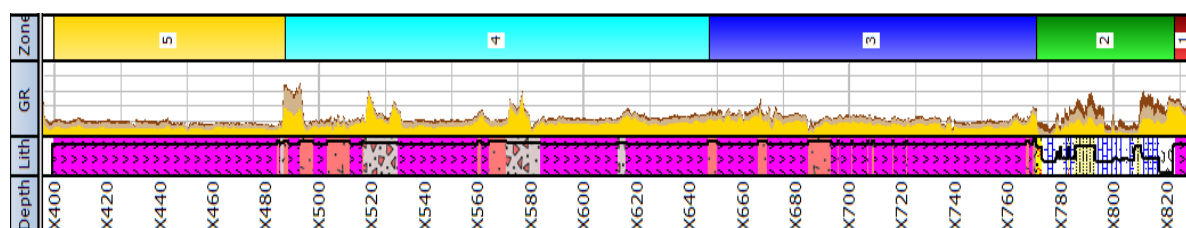
6.1 AVALIAÇÃO PETROFÍSICA

6.1.1 Gama Ray (GR)

Os raios gama são dados provenientes da medição direta da radioatividade natural das rochas emitida pelos elementos K(40), Tório (232) e Urânio (238). Enquanto a ferramenta de GR total registra todo o espectro de raios gama emitido, o GR Espectral permite identificar a contribuição da janela de radiação de cada um deles.

Os dados apresentados têm uma resolução vertical de 15,24 cm e profundidade de investigação próxima a 0,5m em média. Foram adquiridos os dados de GR Espectral, que são avaliados e discutidos a seguir, conforme a Figura 24 na terceira pista, de baixo para cima onde a cor amarela corresponde ao potássio (K), a cor bege, ao tório (Th), e a cor marrom, ao urânio (U).

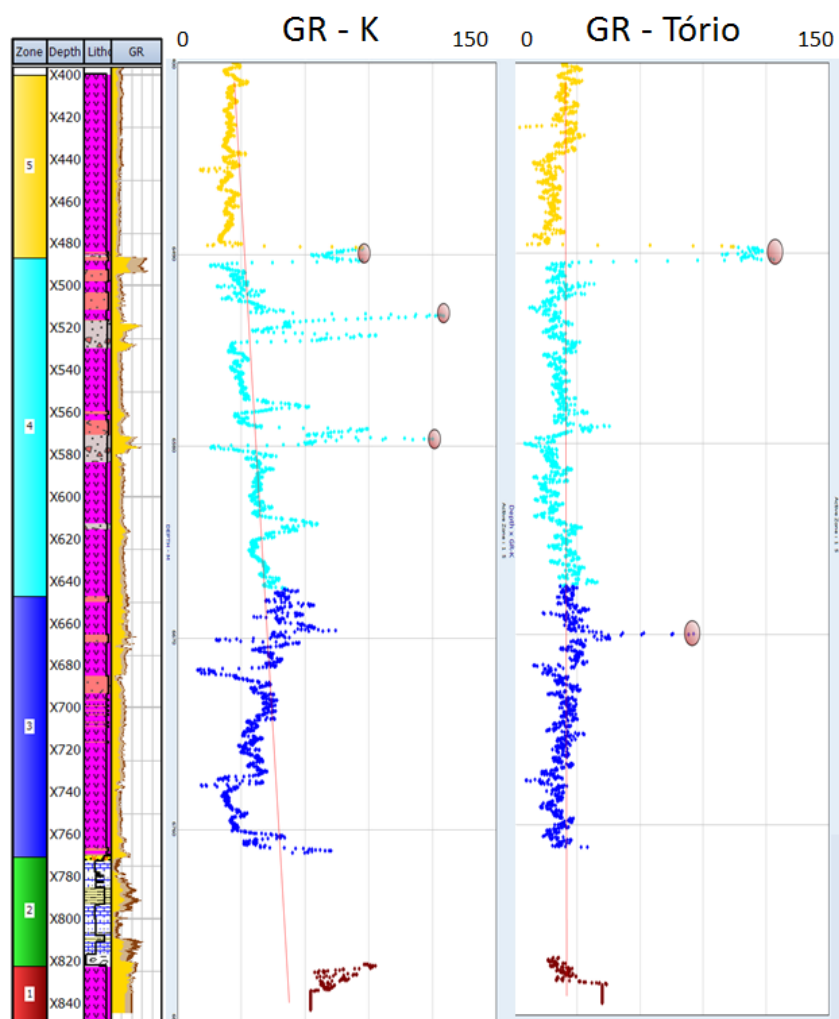
Figura 24 – Curvas de profundidade, litologia interpretada, GR Espectral e zoneamento das principais tendências do GR.



Legenda: De baixo para cima: Profundidade, litologia interpretada, GR espectral (amarelo – K, bege – Tório, marrom – Urânio) e zoneamento baseado nos diferentes aspectos deposicionais.

Analisando o conjunto, vê-se uma contribuição maior do potássio em todo o intervalo, além de uma diminuição gradual, da base para o topo, como mostra o gráfico Profundidade versus GR-K (Figura 25).

Figura 25 – Gráfico Profundidade versus GR-K.



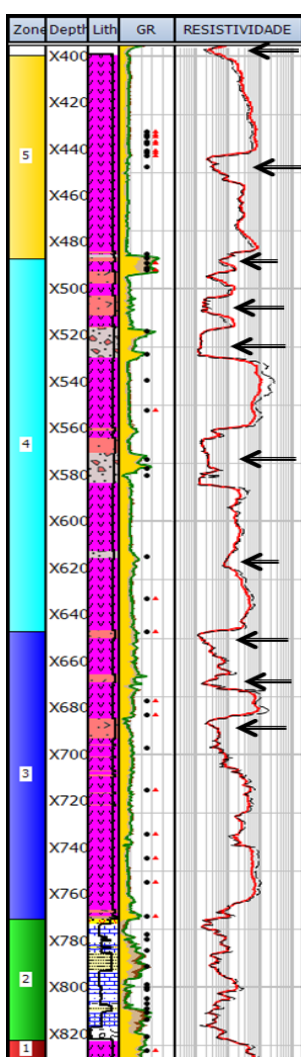
Legenda: Da esquerda para a direita: Zoneamento elaborado com base nas diferentes unidades vulcânicas e vulcanoclásticas (pista 1), profundidade a cada 20 metros (pista 2), litologia interpretada (pista 3), GR Espectral (pista 4), gráfico da profundidade x GR-K (pista 5) e gráfico da profundidade x GR-Tório (pista 6). Exibe *highlights* sobre os picos altos da radioatividade do potássio e tório. Aumento gradativo de radioatividade do potássio, do topo para a base dos derrames. Níveis estáveis para a radioatividade do tório, exceto pelo pico mais expressivo no topo da zona 4. A radioatividade do potássio na zona do *intertrap* (zona 2) foi ocultada do gráfico para melhor avaliação das rochas vulcânicas e vulcanoclásticas.

O urânio sofre um incremento mais notável nos depósitos mistos do *intertrap* que compreende o intervalo X773 a X822. É também notável que o GR total é maior no derrame inferior (zona 1) do que nos derrames subsequentes ao período de quiescência tectônica, com exceção dos picos de radioatividade nas rochas vulcanoclásticas. Uma anomalia de Tório ocorre no topo da zona 4 (entre X487 e X494) e está associada a um derrame de composições diferenciadas do restante das rochas, conforme será evidenciado mais tarde na caracterização de fácies e litogeoquímica. No topo do perfil, zona 5, entre X360 a X484 m, o derrame tem GR total baixo, na faixa de 30 (API) e padrão constante, sem grandes variações (Figura 25).

6.1.2 Resistividade

Para que se faça uma leitura da resistência que a rocha oferece à passagem de uma corrente elétrica é necessário induzir um fluxo de corrente na formação. A forma de induzir esta corrente é variada e depende da ferramenta utilizada durante a perfilagem. O método de indução, por exemplo, gera um campo eletromagnético através de diferença de potencial, causando um fluxo de corrente na rocha (Bassiouni, 1994). Os campos gerados atingem diferentes profundidades de investigação e podem chegar à ordem de alguns metros. Desta forma, os valores medidos correspondem a condutividade elétrica da rocha.

Figura 26 – Perfil de resistividade.



O valor de condutividade medido durante uma perfilagem é resultado de vários fatores e eles impactam diretamente na corrente elétrica que é induzida à rocha, pela ferramenta. Os principais fatores têm relação com os componentes da rocha, destacando-se a mineralogia da matriz, a porosidade, os fluidos e a saturação e a salinidade da água intersticial. Fatores como textura da rocha, sua compactação, estruturas sedimentares, presença de minerais condutores, temperatura, mergulho e contato de camadas também atuam como agentes que contribuirão para os resultados dos valores obtidos. Percebe-se assim que, o valor de resistividade medido, a uma determinada profundidade, tem seu efeito atribuído a um somatório de fatores.

No poço estudado é notória a mudança de valores de resistividade em regiões específicas. As maiores resistividades estão relacionadas às zonas 1, 3, 4 e 5, constituídas por rochas basálticas. Porém, os derrames mostram muitas variações internas, conforme mostra a Figura 26.

Legenda: Da esquerda para a direita: Zoneamento baseado nos diferentes padrões litológicos (pista 1), profundidade (pista 2), litologia interpretada (pista 3), GR espectral em escala linear de 0 a 150 API (amarelo – K, bege – Tório, marrom – Urânio), círculos pretos – Amostras Laterais, triângulos vermelhos – análise geoquímica (pista 4) e resistividade em escala logarítmica de 0 a 2.000 ohms (curva vermelha – resistividade profunda, curva pontilhada preta – resistividade rasa). A seta preta indica os menores valores de resistividade associados às zonas vesiculares/amigdaloides e vulcanoclásticas.

Analisando estas variações, apenas no intervalo de rocha ígnea, por meio de amostras laterais e perfis de imagem, percebe-se que as baixas resistividades, da ordem de 1 a 10 ohms, estão relacionadas aos intervalos vulcanoclásticos e aos intensamente vesiculados. Por outro lado, os intervalos vulcânicos mais maciços podem chegar a 200 ohms.

É possível afirmar que, neste caso, a textura e suas estruturas primárias são agentes importantes e que impactam a resistividade da rocha, uma vez que não vemos grandes diferenças de porosidade efetiva, mas uma alteração mineralógica mais intensa nestas estruturas.

6.1.3 Perfis de porosidade

Densidade, Nêutrons, Sônico e Ressonância Magnética Nuclear (RMN):

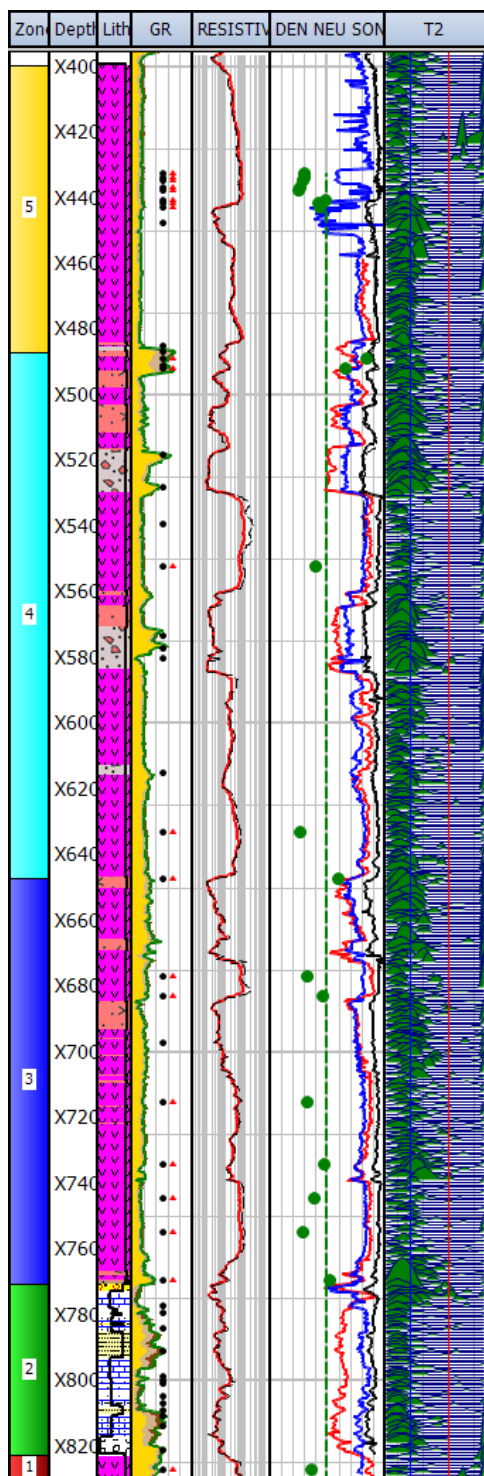
Os perfis de porosidade exibem um comportamento na tendência das curvas muito parecido com o perfil de resistividade, analisado anteriormente. Nas rochas vulcanoclásticas ou intensamente vesiculadas a densidade dos derrames diminui, a absorção de nêutrons aumenta e a resposta da onda compressional do perfil sônico aumenta a vagariedade, conforme mostra a Figura 27.

A resposta do perfil de RMN nestes intervalos é de aumento da água de argila e água capilar, que seriam fluidos imóveis, característicos de poros muito pequenos. Porém, estes valores são relativos, uma vez que dependem do processamento e dos *cutoffs* pré-estabelecidos. Neste caso, foram utilizados os *cutoffs* de 3 e 100 milissegundos da distribuição do tempo de relaxação transversal (T_2) para definir estas porosidades. Os altos valores que ocorrem no tempo de relaxamento, neste caso, são considerados espúrios e, por isso, não representam porosidade de fluido livre no sistema. Um controle de qualidade feito para o RMN, por Chowdhury et al. (2014), para rochas vulcânicas na Índia, indica que o valor máximo de 2200ms seria adequado para T_2 e o restante estaria comprometido com muito ruído e pouco sinal.

Neste empilhamento vulcânico, as variações de densidade não parecem responder a uma porosidade efetiva, mas a uma variação composicional, onde a textura primária e empacotamento dos grãos foi o agente principal desta variação. Como exemplo, na profundidade próxima a X520, a leitura da massa específica é de $2,5 \text{ g/cm}^3$, baixa para rochas ígneas, o que poderia ser efeito de um aumento da

porosidade. Porém, é apenas reflexo da densidade mais baixa dos minerais de argila, fruto de alteração de autobrechas e preenchimento de vesículas. As leituras elevadas de absorção de nêutrons e T2 também indicam, para este caso, uma provável interferência da água adsorvida pelas moléculas de OH dos minerais de argila, conforme se visualiza na Figura 27.

Figura 27 – Curvas de porosidade.



Neste mesmo quadro esquemático ocorre outro resultado interessante, na pista das curvas de densidade, absorção de nêutrons e sônico. Estão aí, apresentados, em pontos verdes, os valores geoquímicos de *Loss on Ignition* (LOI), ou Perda ao Fogo em português, que representam o conteúdo em elementos voláteis detectados nas rochas.

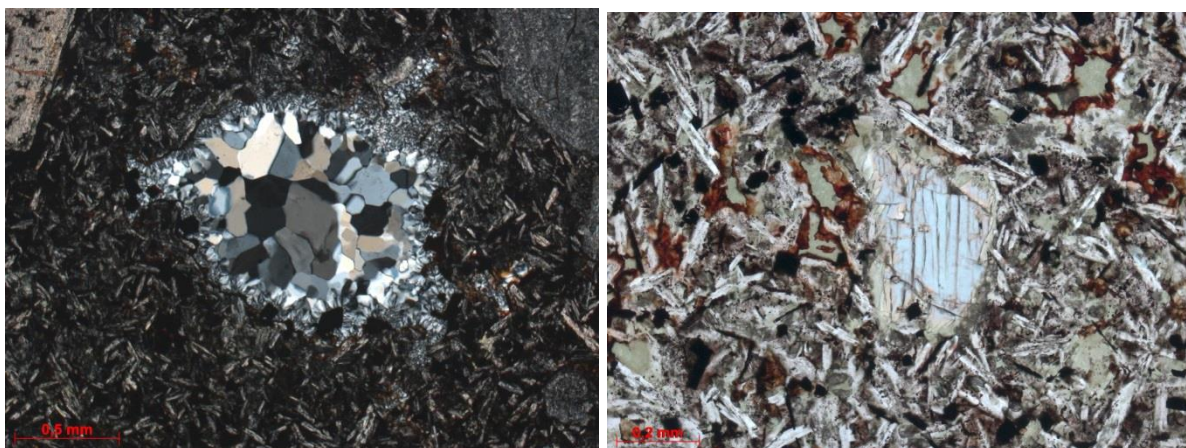
Percebe-se que os valores de Perda ao Fogo menores que 2,5% ocorrem onde as rochas são maciças (pontos verdes - Figura 27), enquanto os valores, maiores que este percentual, ocorrem onde existem as estruturas já mencionadas. Por recomendação de Le Maitre (2002), quando a rocha tem < 2,0% de H₂O e < 0,5% de CO₂, as rochas são consideradas livres de alteração, ou seja, preservam as suas características originais. Acima destes valores, a rocha apresenta algum grau de alteração.

Legenda: Da esquerda para a direita: Zoneamento baseado nos diferentes tipos de litologia e tendências do GR, profundidade, litologia interpretada, gama ray espectral em escala linear de 0 a 150 API (amarelo – potássio, bege – Tório, marrom – Urânio, bola preta – amostra lateral, triângulo vermelho – análise geoquímica), resistividade em escala logarítmica de 0 a 2.000 ohms (curva vermelha – resistividade profunda, curva pontilhada preta – resistividade rasa), densidade de 2 a 3 g/cm³ (curva vermelha) – neutrão de 120 a -15 pu (curva azul) – sônico de 240 a 40 us/ft (curva preta) – LOI de 1 a 5% (esferas verdes) – Cutoff de LOI de 1 a 5% (linha pontilhada verde em 2,5%) e tempo de relaxamento (T2) de 0.3 a 3.000 ms. Os pontos verdes de LOI, acima de 2,5%, sugerem alterações da rocha, sofridas posteriormente ao derrame de lava.

Todos estes resultados corroboram com as alterações vistas nas amostras laterais e suas correlações com os perfis. Isto indica que, o efeito de alterações por percolação de fluidos e provável hidrotermalismo, ocorrido posteriormente, foi mais intensa nos intervalos vulcanoclásticos e amigdaloidais devido às estruturas primárias formadas nestes locais.

Conforme mostra a Figura 28, ocorrem alterações de uralitização e cloritização de piroxênios, bem como a formação de clorita, esmectita e outros argilominerais que preenchem as amígdalas e as fraturas e, ainda, substituem os micrólitos e o vidro vulcânico constituintes destes derrames. Vê-se ainda que, no caso específico das rochas vulcanoclásticas, estas também foram fechadas por cimento de calcita e clorita, possuem amígdalas em seus clastos, além das outras alterações já citadas.

Figura 28 – Petrografia de amostras laterais com alterações e preenchimentos de vesículas



Legenda: À esquerda: amostra X488,80m com detalhe de amígdala preenchida por zeólitas (aumento de 5x, PC). À direita: amostra X488,80m com piroxênio de borda uralitizada/cloritizada e cavidades diktytaxíticas.

Em experiências realizadas por Xu et al. (2010), durante as leituras de porosidade realizadas com a ferramenta de nêutrons, acontece o efeito termal de captura nas colisões elásticas. Eles perceberam que estas leituras têm efeito aumentado quando existe a presença de argilominerais, devido à presença de água adsorvida em sua estrutura e conseqüente presença de moléculas de hidroxilas (OH), aumentando o índice de hidrogênio destes minerais. Vê-se que a esmectita ($M_x(Al_4-xMg_x)Si_8O_{20}(OH)_4$) e a clorita ($(Mg,Al,Fe)_{12}(Si, Al)_8O_{20}(OH)_{16}$), minerais de alteração presentes nas vulcânicas em estudo, são as que têm os maiores índices de hidrogênio, segundo os autores do artigo citado (Tabela 6). A massa específica

da esmectita e da clorita também é mais baixa que o basalto maciço, o que também explica a leitura menor de massa específica onde estes minerais se concentram, ou seja, na vulcanoclástica e nas zonas amigdaloidais.

Tabela 6 – Índice de Hidrogênio e densidade em argilominerais.

Propriedades de alguns minerais de argila		
Argilominerais	Densidade Bulk (g/cc)	Índice de Hidrogênio
Esmectita	1,98	63,5
Caulinita	2,52	35,4
Clorita	2,71	33,4
Ilita	2,67	21,1
Muscovita	2,81	12,9
Glauconita	2,96	12,6
Biotita	3,02	12,3

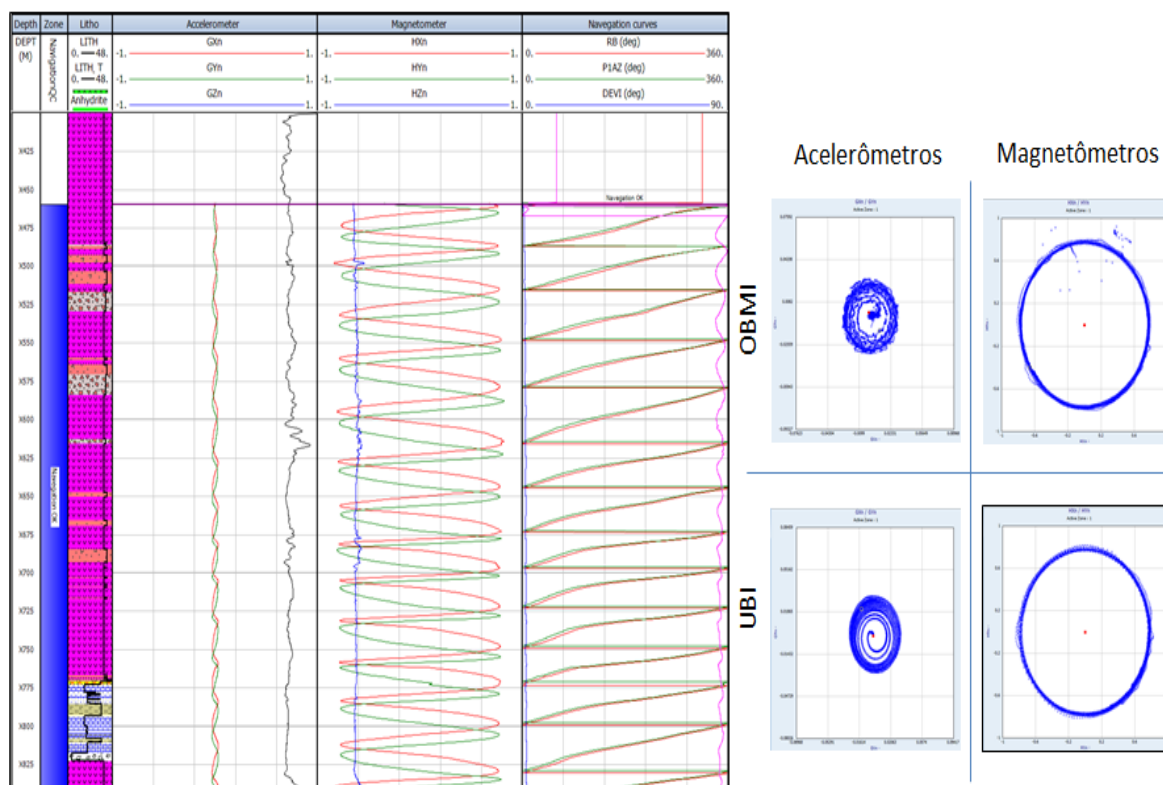
Fonte: Modificado de Xu et al. (2010).

6.1.4 Avaliação dos perfis de Imagem

6.1.4.1 Controle de qualidade dos dados

Todas as curvas da etapa de *Navigation-QC* apresentaram boa qualidade, conforme mostram os gráficos x e y dos magnetômetros e acelerômetros da Figura 29, junto com as curvas que indicam a movimentação da ferramenta dentro do poço.

Figura 29 – Controle de qualidade da navegação das ferramentas de imagem.

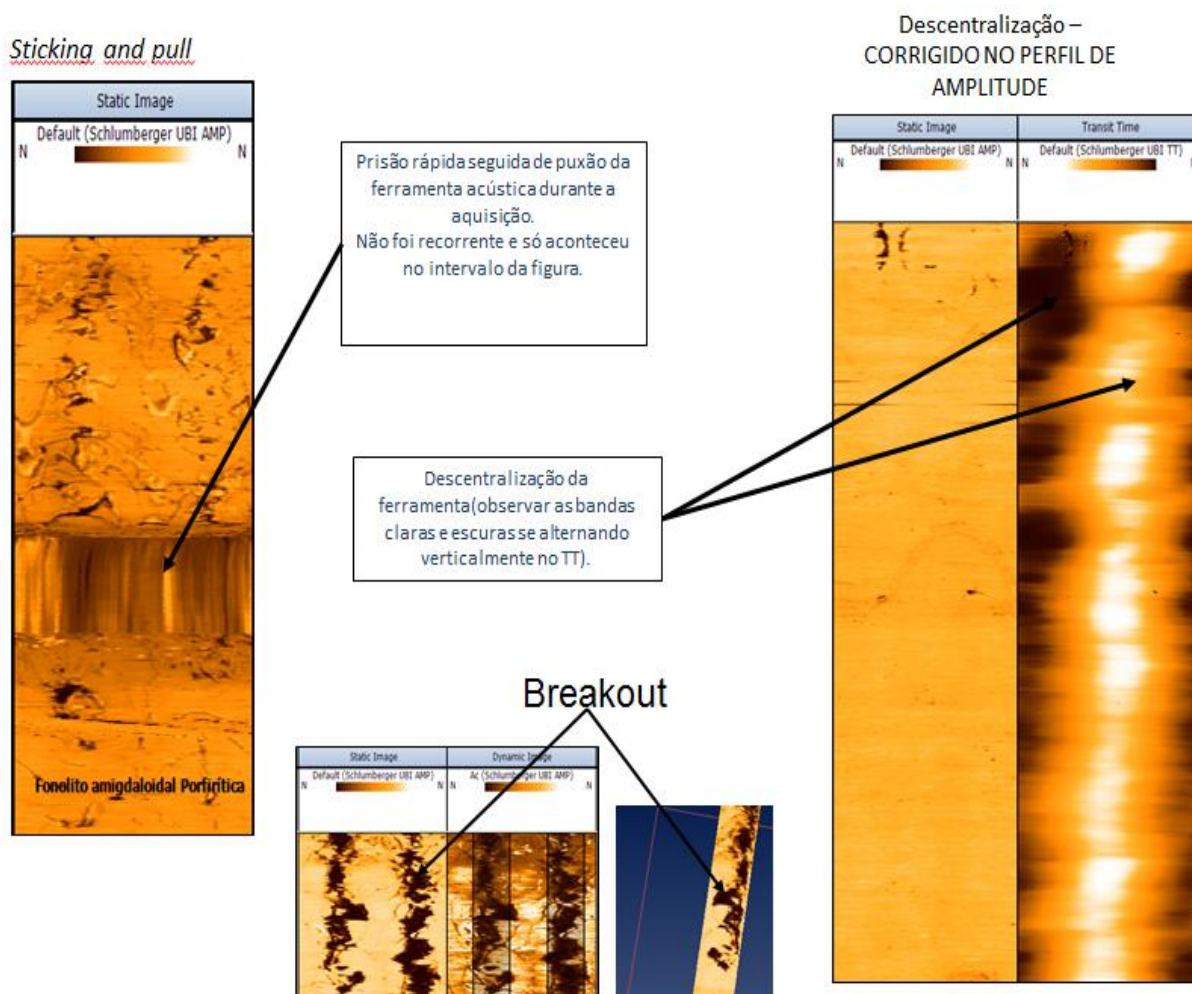


Legenda: Plot da esquerda para a direita: Profundidade (pista 1), zona de aquisição de dados de imagem (pista 2), litologia interpretada (pista 3), curvas com valores normalizados dos vetores x e dos acelerômetros (vermelho e verde respectivamente) e da curva de intensidade do campo magnético da terra entre 10 e 20 unidades em preto (pista 4), curvas com valores normalizados dos vetores x, y e z dos magnetômetros (pista 5) e curvas que mostram a navegação da ferramenta e a relação entre ângulos na pista 6 (atitude relativa (*relative Baring* em vermelho), azimute do patim um (P1AZ em verde), ângulo de mergulho do poço (DEVI em azul) e azimute de direção do poço (HAZI em rosa)). À direita, gráfico dos vetores X e Y dos acelerômetros e magnetômetros de cada ferramenta.

6.1.4.2 Artefatos

Neste poço foram encontrados alguns artefatos que merecem destaque. O *sticking and pull* ocorrido entre X767 e X768m, o deslocamento do poço na vertical que, devido à ovalização do poço, formou *breakouts*, além do efeito da descentralização da ferramenta. Este último foi corrigido no perfil de amplitude, mas o artefato ainda permanece no perfil do tempo de trânsito. Pode-se visualizar a ocorrência destes artefatos na Figura 30.

Figura 30 – Artefatos encontrados no perfil de imagem.



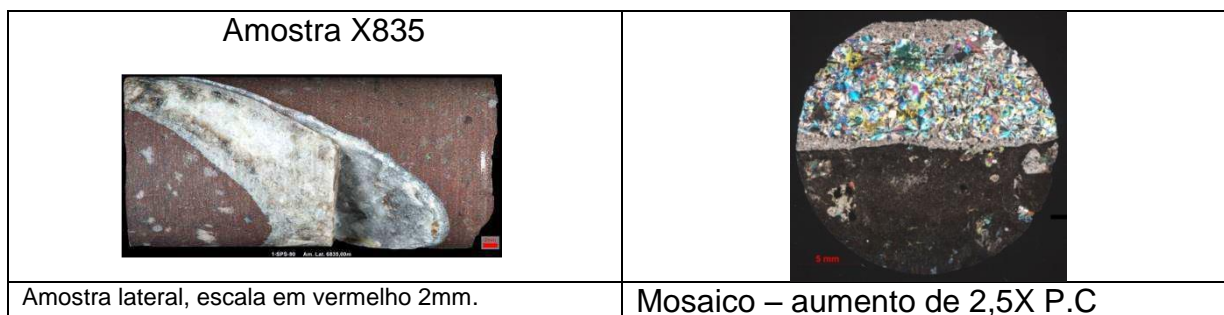
Legenda: Principais artefatos (feições não geológicas) que ocorreram no perfil de imagem acústica: Prisão momentânea da ferramenta (*sticking and pull*), ovalização do poço e conseqüente desabamento na vertical na direção do campo de tensões mínimo do local (*breakouts*) e descentralização da ferramenta durante a aquisição causando bandas claras e escuras (este efeito, no perfil de amplitude, pôde ser corrigido na etapa de processamento, mas permanece no tempo de trânsito).

6.1.4.3 Interpretação Estrutural

No contexto geral, na seqüência vulcânica são observadas regiões mais intensamente fraturadas do que na seção do *intertrap*. As fraturas observadas, em sua maior parte, estão, ou semiabertas com preenchimento parcial, ou fechadas com preenchimento total, por carbonatos, argilominerais e óxidos de ferro, conforme é mostrado na Figura 31, pela foto da amostra lateral X835 e pelo mosaico da seção delgada¹⁵.

¹⁵ Preparação laboratorial de uma amostra de rocha, mineral ou solo, para observação com microscópio petrográfico.

Figura 31 – Preenchimento de Fraturas.

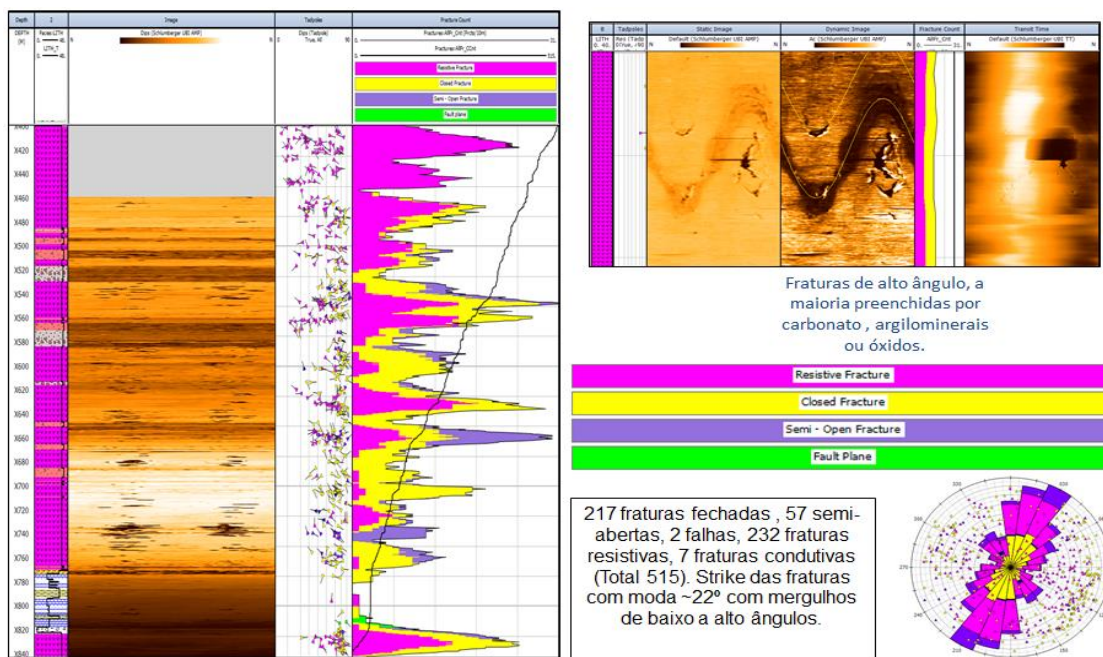


Legenda: Amostra X835 preenchida por anidrita, gipsita, barita, clorita e calcita. Mosaico: 2,5X nicóis cruzados.

O número de fraturas interpretadas está subestimado, uma vez que, só foram interpretadas as fraturas que tem boa visibilidade no perfil e que formam senóides completas.

Foram interpretadas, na seção com cerca de 400 m de espessura, 217 fraturas fechadas, 57 semiabertas, 2 falhas, 232 fraturas resistivas, 7 fraturas condutivas (Total 515). O *strike* das fraturas tem moda igual a, aproximadamente, 22° norte (N). Os ângulos de mergulho variam desde planos sub-horizontais a sub-verticais. A Figura 32 mostra o gráfico de densidade de fraturas e o estereonete que representa os planos de fraturas interpretados nos perfis de imagem.

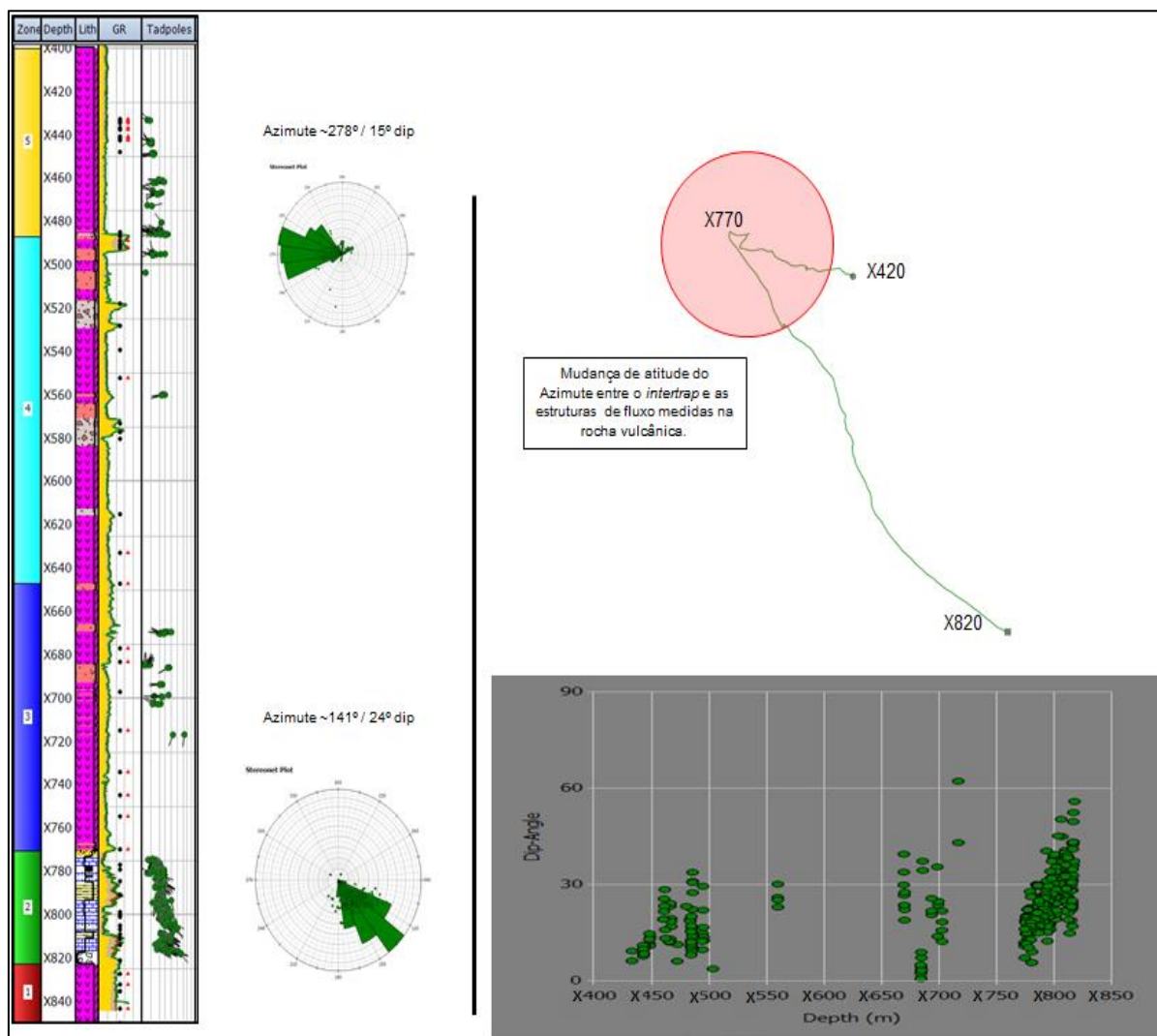
Figura 32 – Densidade de fraturas.



Legenda: Gráfico da esquerda para a direita: Profundidade (pista 1), litologia interpretada (pista 2), imagem acústica estática (pista 3), *tadpoles* (indicadores de direção e mergulho) das estruturas interpretadas com escala de mergulho de 0 a 90° (pista 4), densidade de fraturas a cada 10 metros, escala 0 a 31, e curva acumulada em preto, totalizando 515 estruturas (pista 5). À direita, exemplo de fratura de alto ângulo com preenchimento por material de baixa amplitude em relação à vulcânica maciça e *Stereonet* mostrando a direção das fraturas (média aproximada de 22 NE-SW).

Acamamentos de baixo ângulo foram interpretados com alto grau de confiança nos depósitos sedimentares (*intertrap*). O azimute dos acamamentos medidos nesta seção é da ordem de $\sim 141^\circ / 24^\circ$ dip e o azimute dos estratos medidos nas vulcânicas/ vulcanoclásticas é de cerca de $\sim 278^\circ / 15^\circ$ dip, conforme mostra a Figura 33.

Figura 33 – Acamamentos.



Legenda: Gráfico da esquerda para a direita: Zoneamento (pista 1), profundidade (pista 2), litologia interpretada (pista 3), GR espectral de 0 a 150° API e amostras laterais (pista 4), *tadpoles* (indicadores de direção e mergulho) dos acamamentos interpretados com escala de mergulho de 0 a 90° (pista 5). À direita acima, encaminhamento do azimute do topo para a base do perfil mostrando diferenças entre as direções dos acamamentos do *intertrap* da zona 2 e as estruturas sub-horizontais interpretadas nas vulcânicas e vulcanoclásticas. À direita abaixo, os ângulos de mergulho destes estratos.

6.2 CARACTERIZAÇÃO DAS ESTRUTURAS E FÁCIES ATRAVÉS DOS PERFIS DE IMAGEM

“Uma das novidades contidas na estratigrafia moderna é o uso das fácies sedimentares, a partir de estudos de sucessões verticais, na arte de interpretar ambientes deposicionais antigos. Esta é uma das tarefas mais árduas da Geologia Sedimentar, por envolver normalmente preconceitos arraigados e presença de incerteza. Por outro lado, é importante em termos econômicos, já que encerra os elementos básicos para a exploração de riquezas minerais como os energéticos (petróleo, carvão, urânio), além de outros depósitos valiosos (evaporitos e *placers* – ouro, diamante e cassiterita, como exemplos).”

(Jorge Carlos Della Fávera)

Fundamentos da Estratigrafia Moderna – Cap. III

Embora a citação acima se refira a depósitos sedimentares, a estratigrafia de sucessões vulcânicas, embora bastante complexa, segue semelhantes abordagens no que diz respeito à descrição, documentação e interpretação baseada em análogos. Segundo McPhie (1993), a terminologia “litofácies” se justifica ao ser aplicado a sequências vulcânicas por fornecer informações sobre características evidentes, em escala de afloramentos observados em campo, tais como: estruturas, organização interna e geometria.

Nesta seção procurou-se caracterizar o conjunto de feições das sucessões vulcânicas, estratigraficamente empilhadas. Foram utilizadas as estruturas interpretadas nos perfis de imagem e na descrição de amostras laterais, juntamente com as respectivas análises petrográficas e geoquímica, a fim de, posteriormente, associar as fácies para elaborar um modelo estratigráfico coerente e confiável.

6.2.1 Litogeoquímica

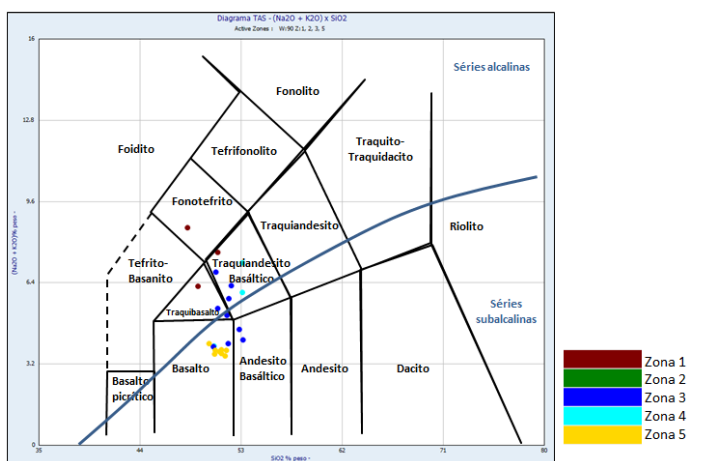
Para a caracterização litogeoquímica dos derrames estudados foram analisados os resultados analíticos originais dos elementos maiores, traços e Terras Raras de 23 amostras laterais. Os dados originais litogeoquímicos, utilizados neste estudo, está descrita na Tabela 7, e estes dados foram carregados no programa *Interactive Petrophysics* (IP) para construção dos diagramas de classificação.

Tabela 7 – Resultados analíticos de litogeoquímica.

Amostra	X432.6	X433.6	X434.6	X436.6	X437.6	X440.6	X441.6	X442.6	X488.8	X492	X552	X633	X647	X677	X683	X715	X734.2	X744.6	X754.6	X769.5	X827	X832	X843
Elementos maiores																							
SiO ₂	51.23	50.72	51.7	51.24	51.07	51.6	50.65	50.13	53.1	53.11	50.59	53.17	52.14	51.74	50.92	52.82	51.89	50.54	51.86	50.77	49.18	50.93	48.21
TiO ₂	2.22	2.25	2.26	2.29	2.27	2.29	2.36	2.36	1.87	1.99	1.69	1.88	1.91	1.98	1.88	2.01	1.73	1.68	1.73	1.88	1.93	1.93	2.73
Al ₂ O ₃	12.98	13.07	12.92	13	13.17	12.89	13	313	14.03	14.24	16.24	14.23	13.51	14.22	14.74	14.5	13.99	14.34	15.1	14.27	14.02	13.52	13.87
Fe ₂ O ₃ T	12.56	12.78	12.63	13.05	12.89	12.6	12.31	12.46	9.68	9.78	10.44	10.9	10.39	10.32	10.67	11.18	10.27	10.01	10.08	10.37	11.65	12.25	13.55
MnO	0.18	0.18	0.19	0.17	0.18	0.17	0.15	0.17	0.09	0.13	0.16	0.17	0.13	0.19	0.17	0.15	0.14	0.13	0.14	0.14	0.3	0.2	0.13
MgO	5.19	5.08	4.97	5.06	5.12	4.96	4.96	5.11	4.7	3.73	4.93	4.79	5.9	4.37	5.39	4.87	6.08	5.91	5.5	5.79	5.63	5	4.59
CaO	8.93	8.84	8.9	9.19	9.07	9.47	9.02	8.71	2.82	7.08	10.28	9.22	5.42	8.19	8.34	8.98	7.86	9.78	10.27	6.02	7.14	6.28	3.18
Na ₂ O	2.52	2.52	2.5	2.49	2.57	2.37	2.4	2.64	3.46	2.34	2.57	2.48	3.92	3.15	3.33	3.06	3.87	2.68	2.84	3.89	3.51	3.26	3.28
K ₂ O	1.24	1.22	1.24	1.13	1.12	1.15	1.2	1.37	3.73	3.67	1.34	1.67	2.37	1.97	2.07	1.51	1.9	1.21	1.16	2.93	2.76	4.33	5.3
Na ₂ O+K ₂ O	3.76	3.74	3.74	3.62	3.69	3.52	3.60	4.01	7.19	6.01	3.91	4.15	6.29	5.12	5.40	4.57	5.77	3.89	4.00	6.82	6.27	7.59	8.58
P ₂ O ₅	0.29	0.28	0.3	0.28	0.27	0.29	0.29	0.29	0.34	0.37	0.2	0.27	0.27	0.26	0.26	0.26	0.2	0.21	0.22	0.24	0.22	0.24	0.33
LOI	1.48	1.51	1.45	1.31	1.24	2.39	2.07	2.19	4.18	3.27	1.95	1.28	2.95	1.63	2.29	1.59	2.36	1.89	1.39	2.58	1.81	1.63	4.06
Total	98.82	98.45	99.05	99.21	98.97	100.18	98.43	98.42	97.99	99.71	100.39	100.06	98.91	98.02	100.06	100.93	100.29	98.39	100.29	98.88	98.15	99.57	99.22
Elementos menores e Terras Raras																							
Y	29	31	30	30	30	29	29	29	28	30	22	24	25	24	26	26	22	21	22	24	28	28	35
Zr	187	200	187	189	191	188	190	180	304	342	126	160	176	166	175	186	136	139	141	166	175	177	265
Nb	10.4	11.1	9.6	10	9.7	10	10.2	9.3	46.8	51.4	9.5	10.6	11.3	10.9	11.4	12.5	8.7	9.1	9	10.4	12.9	12.5	19.3

A tabela 7 mostra que a concentração de SiO₂ é de aproximadamente 52% que, pela classificação primária das rochas ígneas, caracteriza esta rocha como *básica*. Quando utilizados os diagramas de classificação TAS¹⁶, preconizado por Le Maitre (2002) e recomendado pela IUGS¹⁷, pode ser vista uma concentração dos dados nos campos do basalto, andesito basáltico e traquiandesito, conforme mostra a Figura 34. A maior dispersão neste diagrama faz com que algumas amostras se situassem no campo correspondente ao das rochas alcalinas, devido aos níveis mais altos de Na₂O e K₂O, representantes dos elementos de maior mobilidade.

Figura 34 – Diagrama TAS – Le Maitre, 2002.



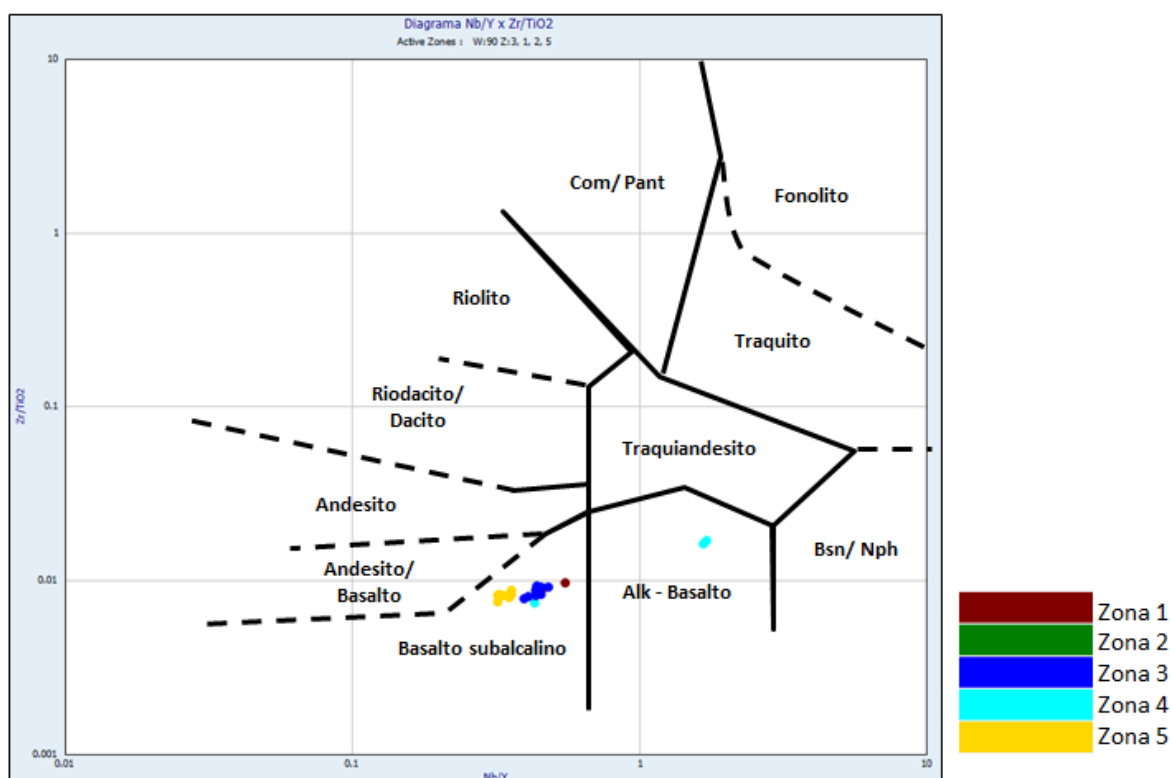
Legenda: Diagrama dos teores de álcalis versus sílica (Na₂O + K₂O) x SiO₂. Resultados apresentados sobre os campos dos tipos de rochas magmáticas mais comuns designados pela subcomissão de Rochas Ígneas da IUGS (Le Maitre, 2002). Existe uma dispersão entre as séries subalcalinas e alcalinas. Zona 1: Maciço fraturado, algo amigdalóide; Zona 2: *Intertrap*; Zona 3: Intercalações de maciços fraturados com intervalos intensamente vesiculados; Zona 4: Zonas de brechas vulcanoclásticas; Zona 5: Basalto maciço e fraturado.

¹⁶ TAS – Total-Álcali vs. Sílica.

¹⁷ IUGS – *International Union of Geological Sciences*

Por outro lado, há menor dispersão no diagrama das razões Zr/TiO_2 e Nb/Y (Figura 35), que verifica as tendências destes elementos, implicando em uma classificação da maioria destas rochas como basaltos subalcalinos. As duas amostras que se apresentam no campo dos álcali-basaltos representam uma unidade de derrame, ocorrida entre X487 e X494. Será visto, posteriormente, que estas amostras pertencem a uma lava do tipo *pahoehoe* simples, com 6 metros de espessura, com altos níveis de tório em relação ao resto do empilhamento. Estes elementos têm menor mobilidade e, portanto, mais confiáveis no que diz respeito à assinatura litogeoquímica original destes derrames.

Figura 35 – Diagrama $Nb/Y \times Zr/TiO_2$.



Legenda: Diagrama das razões Zr/TiO_2 e Nb/Y que correspondem aos elementos de menor mobilidade. Ocorreu uma concentração dos resultados no campo dos basaltos subalcalinos. Somente duas amostras do topo da zona 4, relacionadas a um derrame vulcânico diferenciado, se encontram no campo dos álcali-basaltos. Zona 1: Maciço fraturado, algo amigdalóide; Zona 2: *Intertrap*; Zona 3: Intercalações de maciços fraturados com intervalos intensamente vesiculados; Zona 4: Zonas de brechas vulcanoclásticas; Zona 5: Basalto maciço e fraturado.

Pelo exposto, os derrames subalcalinos foram classificados como basaltos toleíticos. Esta designação é sugerida quando se pretende designar rochas basálticas originadas a partir de magmas subalcalinos (Gill, 2014).

6.2.2 Petrografia x Perfis de Imagem

As primeiras estruturas vulcânicas e vulcanoclásticas reconhecidas são:

- Zonas concentradas com vesículas ou amígdalas;
- Cavidades diktitaxíticas (aprisionamento de voláteis do 2º ponto de ebulição em sistema fechado, vistos com microscópio petrográfico);
- Fraturas (disjunções tabulares, colunares e entablamento);
- Brechas vulcanoclásticas (formadas durante a erupção);
- Maciços vulcânicos.

Para poder caracterizar estas estruturas é necessário realizar a correlação entre petrografia e perfis de imagem. A Tabela 8 mostra suas limitações e o que cada uma consegue identificar:

Tabela 8 – Estruturas subaéreas identificáveis na petrografia e nos perfis de imagem.

ESTRUTURAS	Origem	Identificável na petrografia	Identificável nos perfis de imagem
Vesículas/amígdalas	Espaço gerado pelos voláteis dissociados do magma (bolhas) que foram congeladas antes de escapar do sistema.	Sim	Sim, a partir de alguns milímetros, a depender da ferramenta utilizada.
Cavidades diktitaxíticas	Aprisionamento de voláteis em torno dos cristais formados em sistema fechado. Ocorrem muito em núcleos de <i>pahoehoe</i> .	Sim	Não
Fraturas	Tectônica ou formadas pela acomodação do próprio magma ao atingir o estado rúptil ao ser resfriado. Ex: Disjunções colunares e tabulares.	Sim, microfraturas a fraturas pequenas.	Sim, fraturas pequenas a grandes, menos microfraturas.
Clastos	Podem ter sido formados in situ, a partir do mesmo magma, ou transportados.	Clastos, composição e contato entre eles são identificáveis. Podem responder quanto a sua origem.	Tamanho e contato entre os clastos: a depender da resolução da ferramenta, clastos milimétricos são identificáveis.
Maciço	Núcleos densos e derrames espessos. As fraturas fazem parte deste contexto.	Sim	Sim

Como um dos objetivos deste trabalho é interpretar *image facies*, faz-se necessário identificar estas estruturas nos perfis de imagem e usar a petrografia das amostras laterais como suporte. As análises petrográficas estão sumarizadas na

Tabela 9, bem como o mosaico das lâminas separadas de acordo com as 5 zonas pré-estabelecidas, para análise do empilhamento vulcânico (Figura 36).

Tabela 9 – Descrição Petrográfica das amostras laterais.

Nota: Todas as amostras apresentam oxidação dos minerais e alguma alteração. As amostras sem classificação de cor, na tabela, são avermelhadas. Paragênese mineral de plagioclásio, piroxênio, magnetita e vidro vulcânico. Magnetita octaédrica com oxidação parcial também é muito comum e o vidro vulcânico e os micrólitos estão em processo de substituição por esmectita e clorita.

	AMOSTRA	CLASSIFICAÇÃO	DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA
ZONA 5	X432,6	Basalto Toleítico maciço.	Hipocristalina equigranular fina.
	X433,6	Basalto Toleítico maciço.	Hipocristalina equigranular fina com orientação de fluxo pelos feldspatos imbricados.
	X434,6	Basalto Toleítico maciço.	Hipocristalina equigranular fina. Vênulas de Nefelina e apatita intergranular entre feldspato.
	X436,6	Basalto Toleítico maciço.	Hipocristalina equigranular fina. Vênulas de Nefelina e apatita intergranular entre feldspato.
	X437,6	Basalto Toleítico maciço.	Hipocristalina equigranular fina. Nefelina e apatita intergranular entre feldspato.
	X440,6	Basalto Toleítico maciço. Castanho esverdeado.	Hipocristalina equigranular fina.
	X441,6	Basalto Toleítico maciço.	Hipocristalina a holocristalina equigranular fina.
	X442,6	Basalto Toleítico maciço.	Hipocristalina equigranular fina. Amígdalas de 1 mm.
	X447,6	Basalto Toleítico maciço.	Holohialina a hipocristalina. Olivina substituída por óxido de ferro e esmectita. Amígdalas de 1 mm.
	X484,8	Basalto Toleítico maciço. Cinza esverdeado	Holohialina e matriz vítrea.
ZONA 4	X486,8	Vulcanoclástica	Peperito ou brecha? Formado por clastos vulcânicos juvenis com bordas curvi-planares, angulosas. Textura serrilhada ou puzzle. Clastos coloridos, alguns com amígdalas. Halos de choque térmico.
	X488,8	Basalto Toleítico Amígdaloidal.	Holohialina a Hipocristalina inequigranular glomeroporfírica. Amígdalas peq.
	X490,8	Basalto Toleítico maciço.	Hipohialina inequigranular glomeroporfírica. Muitas feições de pipes cilindres.
	X492	Basalto Toleítico maciço.	Hipohialina inequigranular porfírica. 15 a 10% vidro
	X518	Vulcanoclástica	Autobrecha com clastos tamanho cinza e lapilli, curvi-planares fragmentados durante a movimentação da lava. Internamente os clastos têm cristais aciculares dispersos em vidro e são glomeroporfíricos e amígdaloidal. 10% vidro
	X528	Vulcanoclástica	Autobrecha com clastos de tamanho cinza e lapilli, curvi-planares fragmentados durante a movimentação da lava. Internamente os clastos têm cristais aciculares dispersos em vidro e são glomeroporfíricos e amígdaloidal. 20% vidro.
	X539	Basalto Toleítico maciço.	Holohialina a hipocristalina inequigranular porfírica. Matriz vítrea. Alta nucleação. Textura diktitaxítica
	X552	Basalto Toleítico maciço.	Hipohialina (5%) inequigranular porfírica. Matriz equigranular fina.
	X573	Vulcanoclástica	Autobrecha com clastos tamanho cinza e lapilli, Hipohialina (5%), amígdaloidal (redonda e irregular) inequigranular glomeroporfírico (plagioclásio e olivina). Textura de fluxo (vesículas irregulares?) pipes?
	X577	Vulcanoclástica	Autobrecha com clastos de tamanho cinza e lapilli, Hipohialina (10%), amígdaloidal (redonda e irregular) inequigranular glomeroporfírico (plagioclásio e olivina). Textura de fluxo (vesículas irregulares?) pipes?
X580	Vulcanoclástica	Autobrecha clastos de tamanho cinza e lapilli, Hipohialina (15%), amígdaloidal (redonda e irregular) inequigranular glomeroporfírico (plagioclásio e olivina). Textura de fluxo (vesículas irregulares?) pipes?	

ZONA 3	X615	Basalto Toleítico maciço.	Holohialina com textura hialofítica e matriz vítrea.
	X633	Basalto Toleítico maciço.	Hipohialina (5%), inequigranular fina glomeroporfirítica com textura subofítica, e diktitaxítica.
	X647	Basalto Toleítico maciço.	Hipohialina com textura inequigranular glomeroporfirítica. Muita diktitaxítica.
	X677	Basalto Toleítico maciço.	Hipohialina (5%) inequigranular glomeroporfirítica. Pouca Diktitaxítica
	X683	Basalto Toleítico maciço. Castanho acinzentado	Hipohialina (2%) inequigranular glomeroporfirítica. Textura diktitaxítica.
	X697	Basalto Toleítico maciço.	Hipohialina (5%) inequigranular glomeroporfirítica. Textura diktitaxítica (cilindro?)
	X715	Basalto Toleítico maciço.	Hipocristalina inequigranular fina porfirítica. Diktitaxítica?
	X734,2	Basalto Toleítico maciço.	Hipohialina inequigranular porfirítica. Diktitaxítica.
	X744,6	Basalto Toleítico maciço.	Hipocristalina a holocristalina inequigranular glomeroporfirítica. Textura diktitaxítica?
	X754,6	Basalto Toleítico maciço.	Holocristalina inequigranular, glomeroporfirítica Diktitaxítica. Aparece alguma olivina.
X769,5	Basalto Toleítico maciço.	Hipohialina (2%) com rara amígdala, inequigranular fina, glomeroporfirítica. Textura diktitaxítica.	
ZONA 1	X827	Basalto Toleítico maciço.	Hipohialina (5%) inequigranular fina glomeroporfirítica (plagioclásio e piroxênio).
	X832	Basalto Toleítico maciço.	Hipohialina (5%) inequigranular fina. Glomeroporfirítica (olivina e plagioclásio).
	X835	Basalto Toleítico maciço.	Hipohialina (5%) inequigranular fina. Glomeroporfirítica (olivina e plagioclásio).
	X843	Basalto Toleítico amigdaloidal.	Hipohialina (10%) equigranular fina. Amígdala preenchida por calcita.
	X850	Basalto Toleítico amigdaloidal.	Hipohialina (2%) equigranular fina. Amígdala preenchida por calcita.

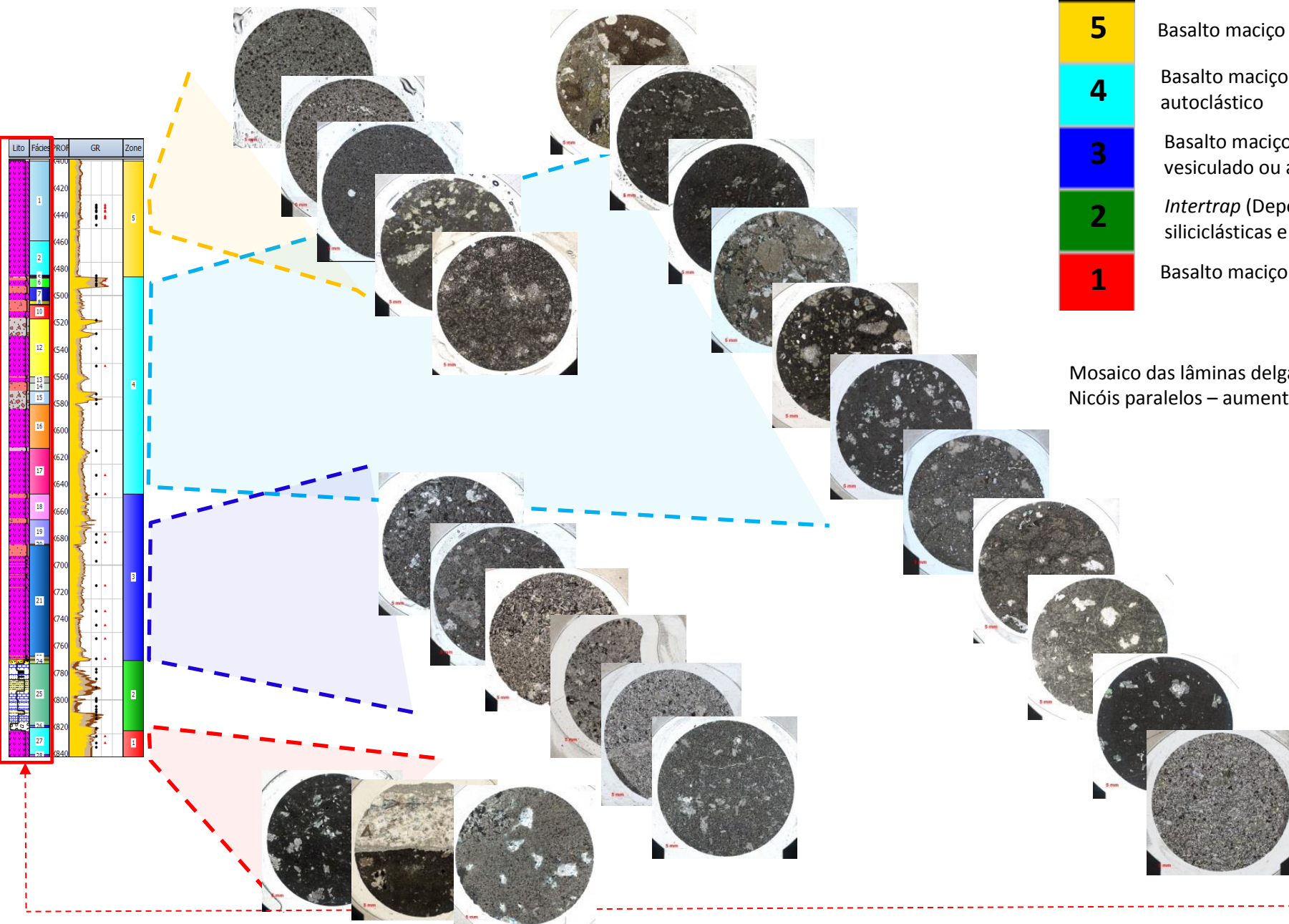
Figura 36 – Mosaico das lâminas petrográficas separadas por zona.

ZONA

- 5** Basalto maciço fraturado
- 4** Basalto maciço intercalado com basalto autoclástico
- 3** Basalto maciço intercalado com basalto vesiculado ou amigdalóide
- 2** *Intertrap* (Depósito misto de rochas siliciclásticas e carbonáticas)
- 1** Basalto maciço fraturado ou amigdaloidal

Mosaico das lâminas delgadas –
Nicóis paralelos – aumento 2,5X

#	Litologia/fácies
1	Vulcânica
2	Vulcânica
3	Solo/Cinza?
4	Solo/Cinza?
5	Peperito
6	Pahoehoe simples
7	Sheet pahoehoe
8	Slab pahoehoe
9	S-pahoehoe
10	Pahoehoe simples
11	Solo/Cinza?
12	Rubblly
13	Pahoehoe simples
14	Pahoehoe composta
15	Rubblly
16	Rubblly
17	Rubblly
18	Pahoehoe simples
19	Pahoehoe simples
20	Solo / Cinza ?
21	Pahoehoe simples
22	Pahoehoe simples
23	Pahoehoe Composta
24	Conglomerado
25	Intertrap
26	Vulcanoclástica
27	Basalto maciço
28	Basalto amigdaloidal



6.2.2.1 Vesículas/amígdalas

As vesículas ou amígdalas (vesículas preenchidas) podem ser vistas nos perfis de imagem e aparecem como pontos escuros ou claros. Porém, esta visibilidade dependerá do tamanho destas estruturas, da resolução e da qualidade do perfil. Em geral, no caso das vesículas maiores, centimétricas, é possível visualizar a sua forma, seja arredondada ou estirada, com mais precisão. As vesículas ou amígdalas milimétricas, quando abaixo da resolução da ferramenta, não se vê a sua geometria, porém, podem apresentar-se pixeladas ou como zonas de baixa amplitude acústica e baixa resistividade. No caso das amígdalas, a sua coloração (clara ou escura), seja no perfil resistivo ou no perfil acústico, dependerá do material que as preenchem.

Se forem vesículas, ou seja, com espaço vazio, a cor será escura, tanto no perfil de amplitude quanto no perfil de tempo de trânsito (baixa amplitude acústica e tempo de trânsito longo). As vesículas muito pequenas e concentradas, abaixo da resolução das ferramentas, normalmente geram uma resposta de baixa amplitude ao perfil acústico (cor escura) devido ao contraste com as regiões maciças de alta amplitude. No perfil resistivo, elas estariam preenchidas por fluido de perfuração, que pode ser condutivo ou resistivo, porém, devido à baixa resolução da ferramenta resistiva utilizada, não foi possível a visualização. Somente no perfil acústico foi possível visualizar as feições vesiculares (Tabela 10).

Outra forma de visualização das vesículas é quando elas ocorrem em forma de tubo, por coalescência das bolhas na base dos lobos durante o resfriamento do magma e sua tentativa de escape (lobos tipo P) (Tabela 10).

Desta forma, foram identificadas zonas, com até 8 metros de espessura, com amígdalas/vesículas concentradas e na forma de esteiras centimétricas (Figura 37). A zona mais espessa tem gradação de quantidade e tamanho das vesículas, sugerindo representar um topo de *pahoehoe* simples, conforme as descrições de Aubele et al. (1988) no item 2.3.1.2, quando relata diminuição do tamanho das vesículas rumo ao topo, bem como o aumento da quantidade nesta direção. As esteiras vesiculares centimétricas, normalmente, ocorrem intercaladas com estruturas maciças, o que sugere a intermitência da taxa de efusão durante a inflação do lobo. As zonas vesiculares mais espessas, por outro lado, sugerem uma constância do fluxo durante o mesmo processo.

Tabela 10 – Identificação de amígdalas e vesículas nos perfis de imagem.

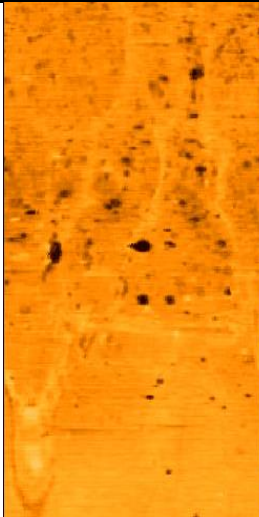
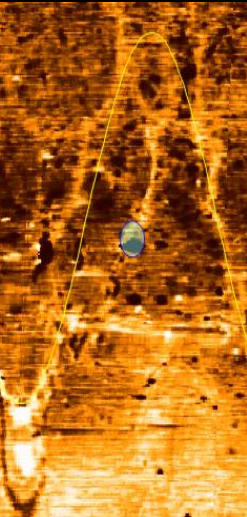
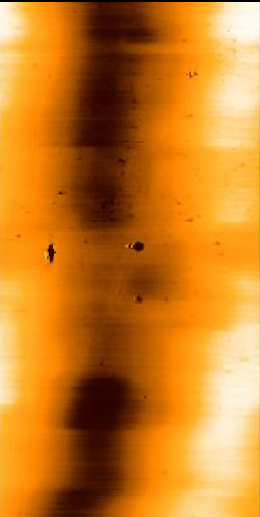
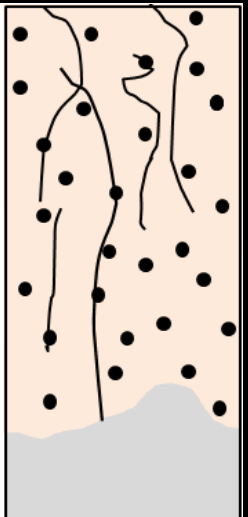
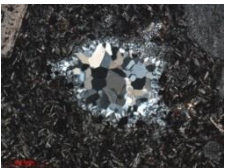
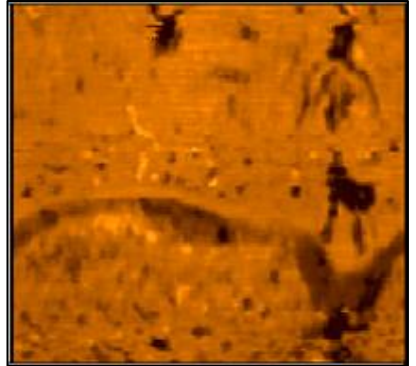
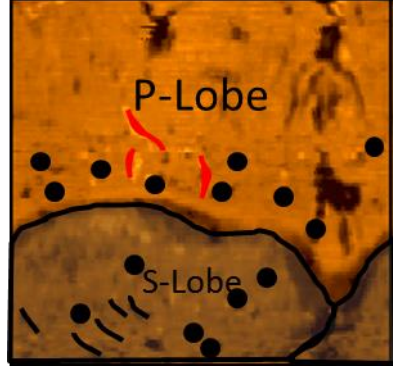
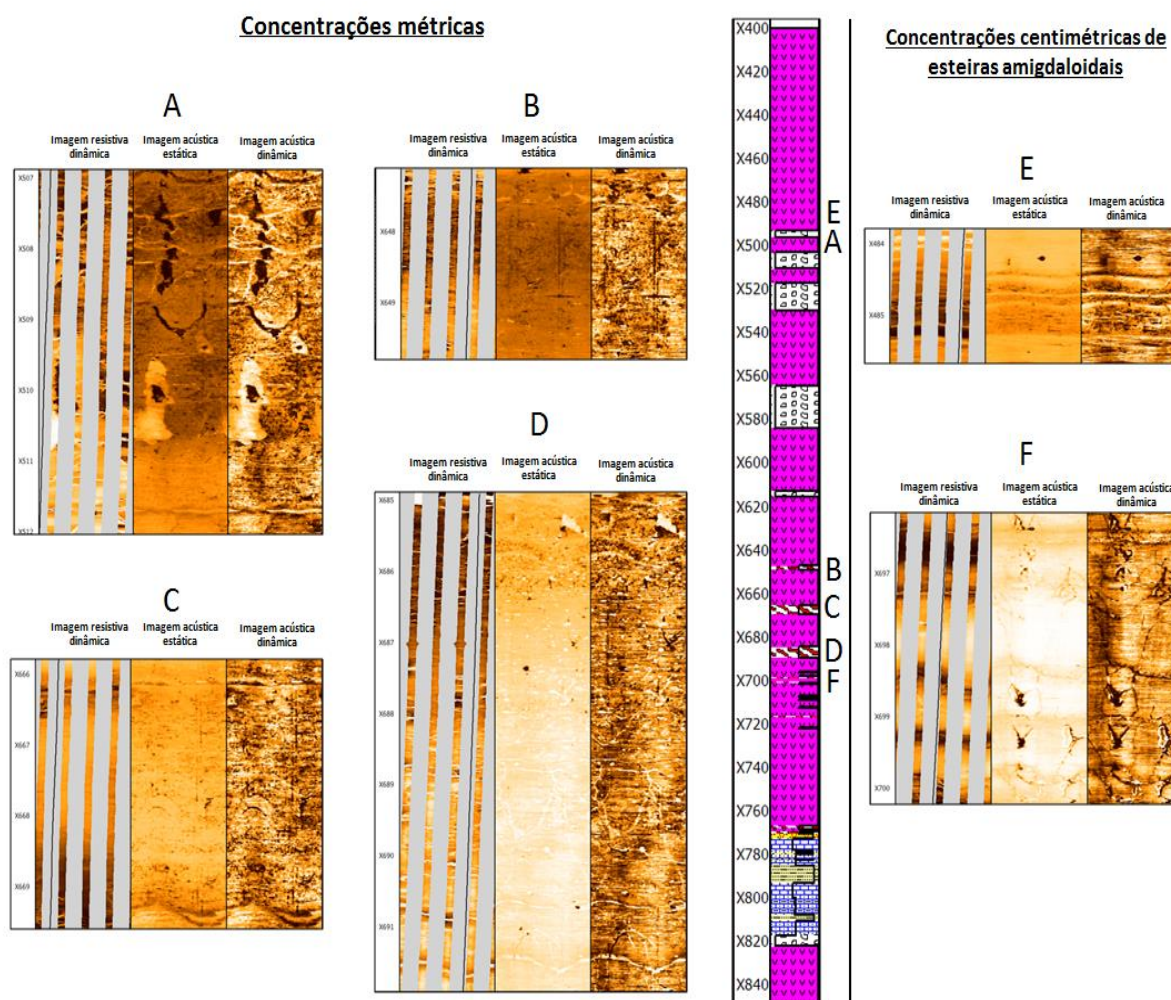
Identificação na imagem acústica	Imagem acústica			Interpretação	Petrografia	
	Escala	Amplitude Estática	Amplitude Dinâmica			Tempo de Trânsito
<p>Vesículas são os pontos escuros, tanto nos perfis de amplitude quanto no tempo de trânsito (TT). Amígdalas são os pontos escuros e claros que só aparecem nos perfis de amplitude e não aparece no TT. A coloração mais escura, de baixa amplitude, também é resposta das vesículas pequenas, abaixo da resolução da ferramenta.</p> <p>As senóides de alta amplitude, cor clara, representam fraturas preenchidas que permeiam a zona vesiculada.</p>	1,5 m 0 m				<p>Interpretação</p> 	<p>Petrografia</p> <p>Vesícula preenchida PP. Objetiva 5X</p> 
<p>Lobos tipo S com vesículas estirradas de baixa amplitude acústica. As vesículas esbranquiçadas na base do lobo tipo P são cilindros tipo Pipe e estão preenchidas com material de mais alta amplitude acústica.</p>	0,5 m 0 m		<p>Imagem acústica estática</p> <p>Interpretação</p> 			

Figura 37 – Zonas vesiculares/amigdaloides.



Legenda: Zonas vesiculares de concentrações métricas à esquerda e de concentrações centimétricas, na forma de esteiras ou lençóis de vesículas à direita. Dividindo um lado do outro, é visualizado o empilhamento estratigráfico, com as litologias interpretadas, e a posição das zonas vesiculadas no perfil conforme a indicação das letras A até F. A referência de profundidade, nos perfis de imagem, aparece a cada 1,0 metro e da coluna estratigráfica, a cada 20 metros.

6.2.2.2 Brechas vulcânicas

O termo “brechas vulcânicas” é aplicado por Fisher (1960) à rochas de granulometria grossa composta por fragmentos vulcânicos angulares. No caso em estudo, as brechas vulcanoclásticas são descritas, através de amostras laterais, como autoclásticas. Isto significa que estas foram fragmentadas durante a movimentação da lava, ainda em estado dúctil-rúptil.

Do ponto de vista petrográfico (ver ANEXO B), as autobrechas possuem clastos angulosos de tamanho de autobrecha granular a autobrecha (2 – 4mm, 2 – 64 mm), amigdaloides (~0,2mm), tendo a sua deposição ocorrida “*in situ*”, levemente rotacionados ou dispersos. As bordas são vítreas, curvi-planares ou ameboides. A

matriz tem a mesma composição dos clastos, estrutura maciça, pode conter vidro vulcânico e algum mineral visível como o quartzo secundário (raros).

A visualização da estrutura brechada, no que diz respeito à disposição dos clastos e ao tamanho, teve um ganho significativo ao ser interpretada com base nos perfis de imagem. Neste caso, a brecha está visível mesmo no perfil de imagem resistiva, que teve menor resolução.

O grande contraste de resistividade e de amplitude entre os clastos possibilitam a sua visualização, os seus contatos e a sua disposição geométrica, viabilizando comparações com afloramentos. Por isso, os clastos poderão ter alta ou baixa amplitude/resistividade, a depender do contraste entre o seu material com a matriz e, no perfil microresistivo, da interação com o fluido de perfuração. Na Tabela 11 pode-se observar os dois tipos de autobrechas encontradas na seção estudada.

Tabela 11 - Identificação de brechas nos perfis de imagem.

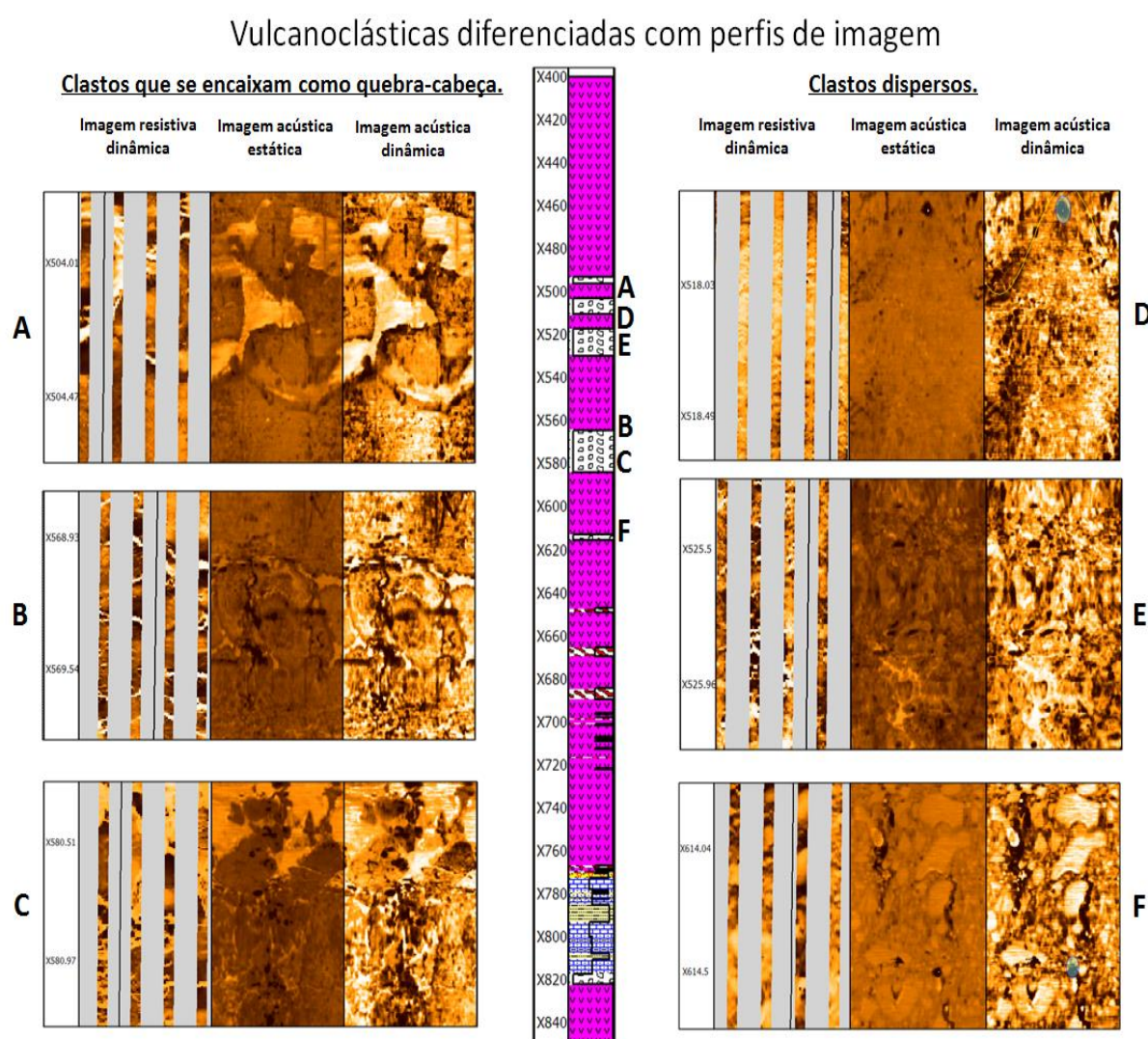
Identificação na imagem acústica	Imagem resistiva		Imagem acústica		Petrografia
	Escala	Dinâmica	Amplitude Dinâmica	Tempo de trânsito	
Clastos angulosos de baixa a média amplitude acústica (cores escuras). Resistividade dos clastos varia, porém, no geral, tem valores baixos a médios. Matriz de alta amplitude e alta resistividade. Clastos recém-fragmentados (mosaico) e levemente rotacionados.	1,5m 0m				PP. Objetiva 2,5X
Clastos angulosos de média a alta amplitude acústica. Os clastos tem resistividade média a alta. Matriz de baixa amplitude e alta condutividade. Clastos dispersos.	1,5m 0m				Amostra lateral, escala 2 mm.

Desta forma, dois padrões de distribuição dos clastos são bem diferenciados nos perfis. No primeiro deles, os clastos se encaixam uns nos outros como um

mosaico ou um quebra-cabeça, indicando o início da fragmentação e da leve rotação a que foram submetidos (em alguns casos, permite uma noção da direção do fluxo da lava). No segundo padrão, os clastos estão dispersos e indicam uma movimentação maior do derrame antes do posicionamento final da lava (*emplacement*).

Na Figura 38, encontram-se mais alguns exemplos destas rochas, visualizados em perfis de imagem nos intervalos vulcanoclásticos, juntamente com as suas disposições ao longo do empilhamento estratigráfico.

Figura 38 – Vulcanoclásticas distinguidas com perfis de imagem.



Legenda: Figura com exemplos de vulcanoclásticas encontradas no poço estudado e vistas pelos perfis de imagem microresistiva e de amplitude. À esquerda, A, B e C mostram clastos fragmentados, com encaixe tipo mosaico. À direita, D, E e F mostram os clastos mais dispersos. Tamanho dos clastos menores em D. Clastos de baixa amplitude (escuros) possuem vesículas e amígdalas. A referência de profundidade, nos perfis de imagem, aparece a cada 0,5 metros e da coluna estratigráfica, a cada 20 metros.

6.2.2.3 Fraturas de resfriamento magmático

Toda rocha consolidada está sujeita a constantes movimentações ao longo do tempo geológico, seja pela movimentação das placas, durante períodos de intenso tectonismo, em zonas mais profundas, ou pela ação do intemperismo, na superfície da Terra. Por este dinamismo atuante é que fraturas e falhas são protagonistas destes cenários e difícil é, com os perfis de imagem, distinguir aquelas sin-deposicionais, que são relacionadas ao resfriamento do magma, daquelas que advieram de tectonismos e movimentações posteriores.

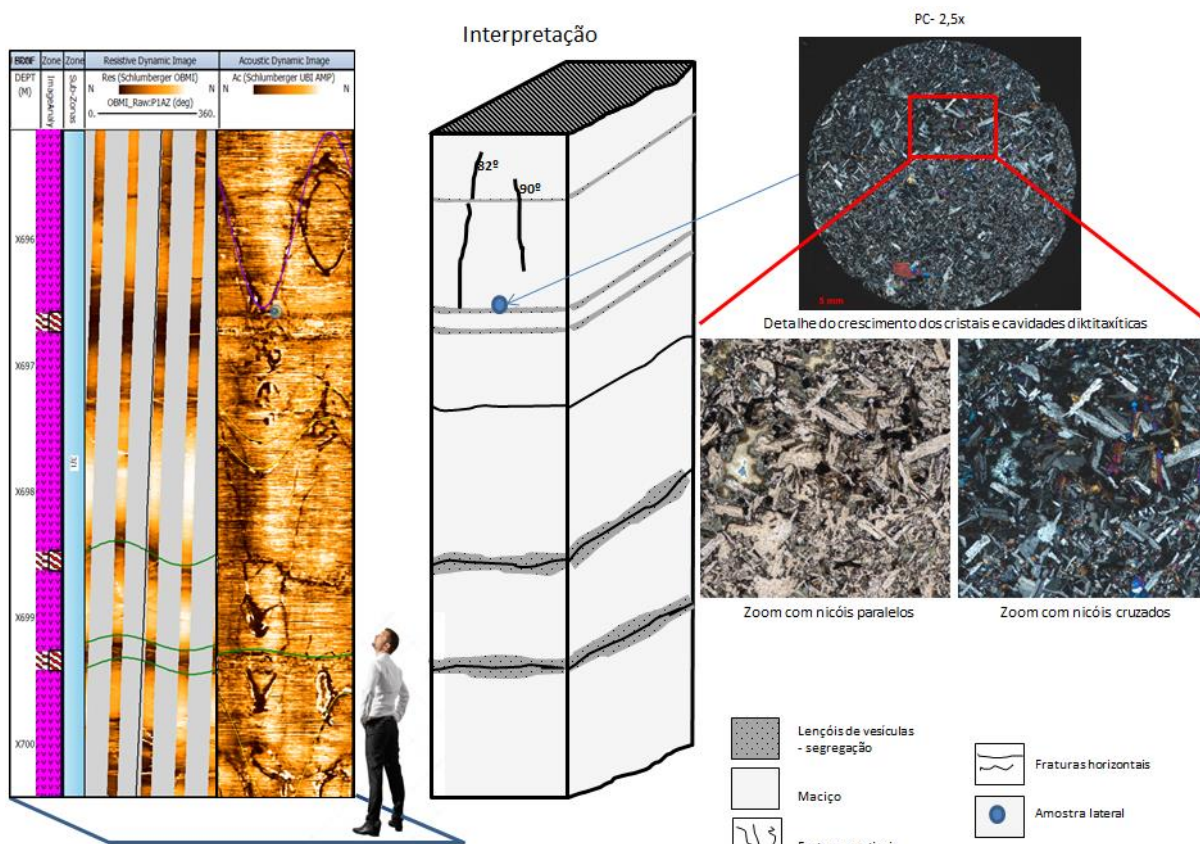
As disjunções colunares, normalmente sub-verticais, caso não tenha ocorrido basculamento¹⁸ posterior, terão a mesma orientação de falhas de alto ângulo de qualquer procedência. A repetitividade e o espaçamento com que se apresentam podem não estar contidos no perímetro do cilindro, representado pelos perfis de imagem, que variam de 48,87 cm a 97,74 cm, a depender do diâmetro do poço. Espaçamentos variando de 20 cm a 2m entre as disjunções colunares são observados em afloramentos do magmatismo Serra Geral (Costa, 2015).

Ainda assim, nas estruturas maciças aqui observadas, foram identificadas fraturas sub-horizontais (possíveis disjunções tabulares), associadas ou não a lençóis vesiculares, resultados de segregação magmática, com crescimento de cristais, amígdalas e cavidades diktitaxíticas, conforme mostra a Figura 39.

Aglomerados de fraturas em regiões maciças, pouco espaçadas, sem orientação preferencial (Figura 40), podem ser resultado de entablamento, resultantes do encontro das isotermas em núcleos densos de sistemas fechados, tipo *pahoehoe*.

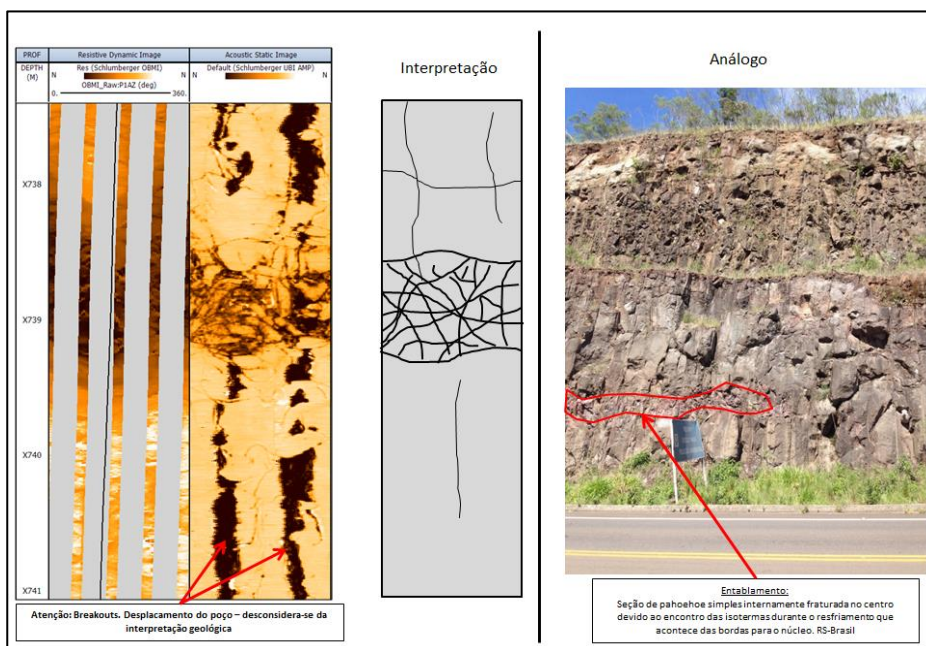
¹⁸ Rotação de blocos por forças externas, como por exemplo, tectonismo.

Figura 39 – Possíveis disjunções tabulares associadas a lençóis vesiculares de segregação magmática.



Legenda: Gráfico à esquerda: Profundidade (pista 1), Litologia interpretada (vulcânica em rosa e crescimento dos cristais e vesículas concentradas em listras) (pista 2), perfil de imagem resistiva dinamicizada em janela de 5 metros (pista 3) e imagem de amplitude acústica dinâmica (pista 4). No meio da figura, modelo tridimensional da seção de acordo com a interpretação dos perfis de imagem. À direita, detalhe da lâmina retirada da amostra X696, com zona de crescimento dos cristais e cavidades diktaxíticas (Objetiva 2,5x). Intervalo associado a rocha vulcânica maciça com intercalações centimétricas (bandamento estratigráfico), sub-horizontais, de lençóis de vesículas, crescimento de cristais (diferenciação pegmatítica) e cavidades diktaxíticas. Estas segregações magmáticas podem ou não estar associadas a fraturas sub-horizontais, formadas, provavelmente, durante o resfriamento do magma (disjunção tabular).

Figura 40 –Região de entablamento.

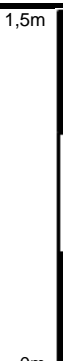






Legenda: Gráfico à esquerda: Profundidade (pista 1), perfil de imagem resistiva dinamicizada em janela de 5 metros (pista 2), imagem de amplitude acústica dinâmica. Rocha maciça fraturada com núcleo intensamente fraturado de alta condutividade e baixa amplitude acústica. Interpretação de possível região de entablamento. À direita, análogo de auto fragmentação devido ao encontro de isotermas de resfriamento em núcleo denso de *pahoehoe* inflada da Formação Serra Geral, no Rio Grande do Sul – Brasil.

6.2.2.4 Maciço vulcânico

A rocha é maciça quando não apresenta feições particulares que chamam de imediato a atenção do observador (Wernick, apud Costa, 2003). A textura do maciço vulcânico, vista nos perfis de imagem, é homogênea e normalmente tem alta resistividade, alta amplitude acústica e tempo de trânsito curto, caracterizadas por cores claras. É possível verificar que, no exemplo da Tabela 12, os glomeropórfiros¹⁹ da amostra lateral não são visíveis nos perfis de imagem por não haver diferenças nas respostas de amplitude e resistividade entre os cristais da matriz e dos pórfiros.

Tabela 12 – Identificação da vulcânica maciça nos perfis de imagem.

Identificação na imagem acústica	Imagem resistiva		Imagem acústica	Amostra lateral X492	Petrografia
	Escala	Estática	Estática		
Média a alta resistividade e amplitude acústica. Neste caso, algumas senóides (fraturas) de alta resistividade aparecem no perfil resistivo e mais timidamente no acústico.	1,5m  0m				- Rocha vulcânica maciça hipohialina glomeroporfirítica. Objetiva 2,5x - PP 

6.2.3 Image fácies

Com base nos estudos bibliográficos e na analogia com afloramentos de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas, foi possível distinguir as seguintes fácies relacionadas a um vulcanismo subaéreo:

- Lobos de unidade *pahoehoe* composta;
- *Pahoehoe* simples inflada;
- *Slabby pahoehoe*;
- *Rubbly pahoehoe*.

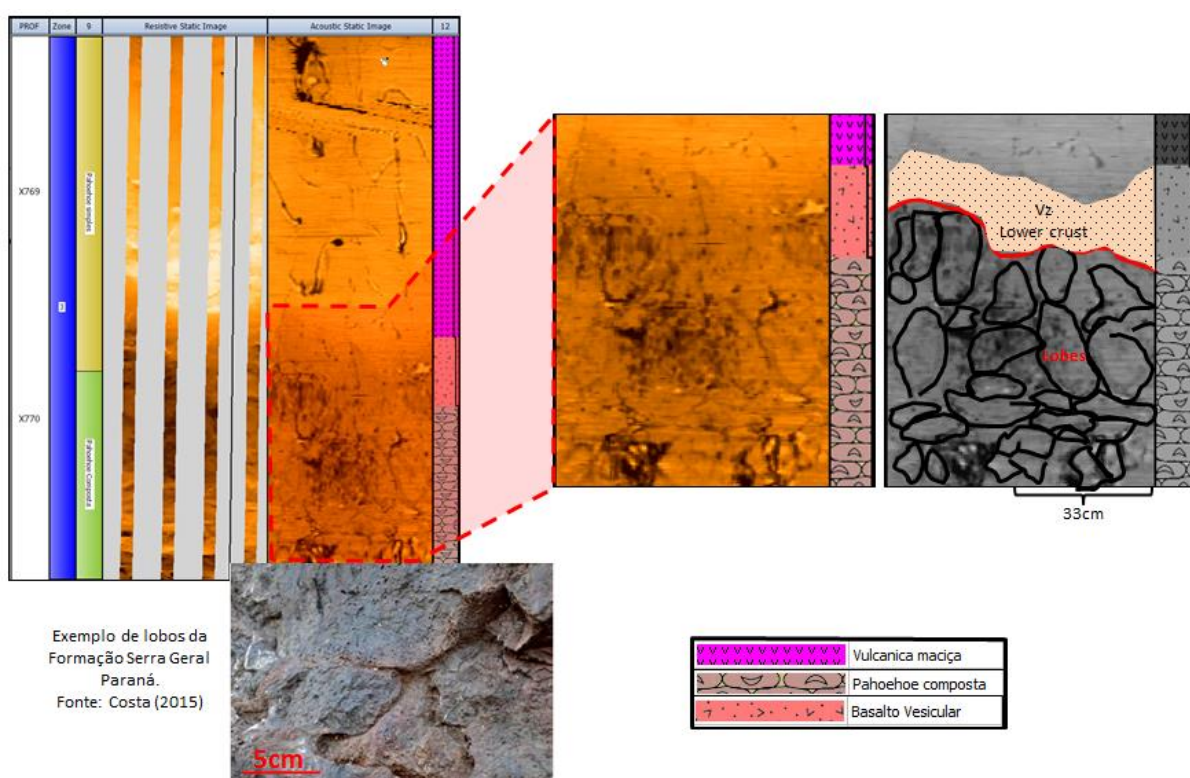
¹⁹ Quando os fenocristais da rocha ígnea se agrupam, formando aglomerados de pórfiros.

6.2.3.1 Fácies *pahoehoe*, simples e composta

As fácies *pahoehoe* composta e simples ocorrem intimamente associadas, embora a *pahoehoe* simples, inflada, seja a fácies de maior expressão, com até 83 metros de espessura. Os lobos compostos ocorrem nas bases ou nos topos das *pahoehoe* infladas, com dezenas de centímetros e seu empilhamento não passa de 2 metros, onde estes ocorrem. Isso indica que a taxa de efusão do magma teve aumento ou diminuição gradual.

As fácies *pahoehoe* compostas são reconhecidas por média a baixa amplitude acústica e média a alta condutividade elétrica, quando comparadas com a rocha maciça. Sua forma é de almofadas, levemente arredondadas e amalgamadas, acomodando-se umas às outras.

Figura 41 – Fácies de *pahoehoe* composta reconhecida nos perfis de imagem.

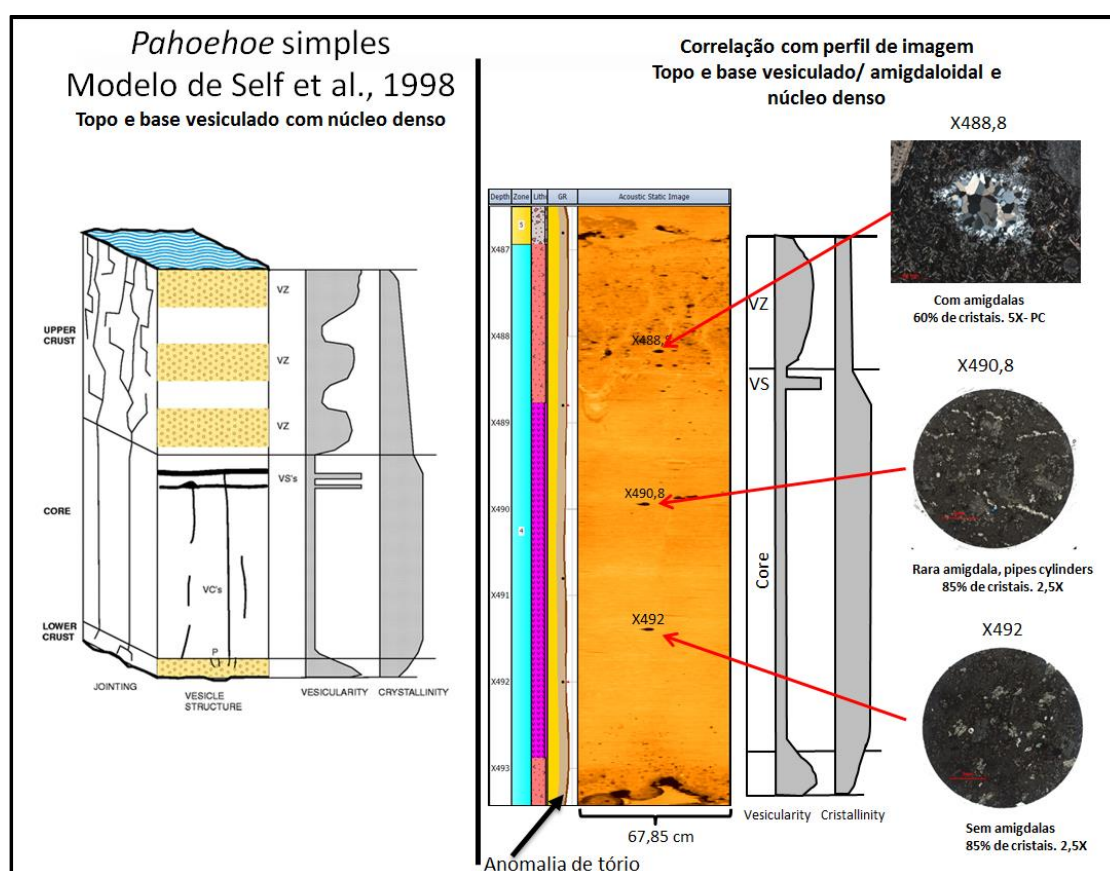


Legenda: Gráfico à esquerda: Profundidade a cada 1,0 metro (pista 1), zoneamento – zona 2 em verde e zona 3 em azul (pista 2), Fácies interpretada (pista 3), perfil de imagem resistiva estática (pista 4), imagem de amplitude acústica estática (pista 5), litologia interpretada (pista 6). À direita inferior, zoom dos lobos amalgamados de *pahoehoe* composta sotopostos por base vesicular de *pahoehoe* simples. À direita canto superior, núcleo denso de *pahoehoe* simples.

A fácies *pahoehoe* simples e suas variações, como exposto no item 2.3.1, são reconhecidas, principalmente, por seu topo e base vesiculados e/ou amigdaloides e núcleo denso. As unidades *pahoehoe* simples encontradas variam de 4,5 a 83 metros de espessura, mas a maior parte delas têm entre 6 e 19 metros.

Uma *pahoehoe* simples com 6 metros de espessura foi amostrada em sua crosta superior e no seu núcleo. Desta forma, foi possível constatar as amígdalas preenchidas por clorita e esmectita no topo do pacote e o seu desaparecimento nas amostras do núcleo denso, uma vez que a tendência dos voláteis é migrar para o topo (Figura 42). A amostra da profundidade X490,8m, retirada do núcleo, mostra feições de dissolução estiradas que representam feições de segregação magmática que se formaram durante o resfriamento do magma. O seu topo vesiculado representa a crosta superior de um fluxo do tipo *pahoehoe* simples com 25% do total da unidade vulcânica depositada.

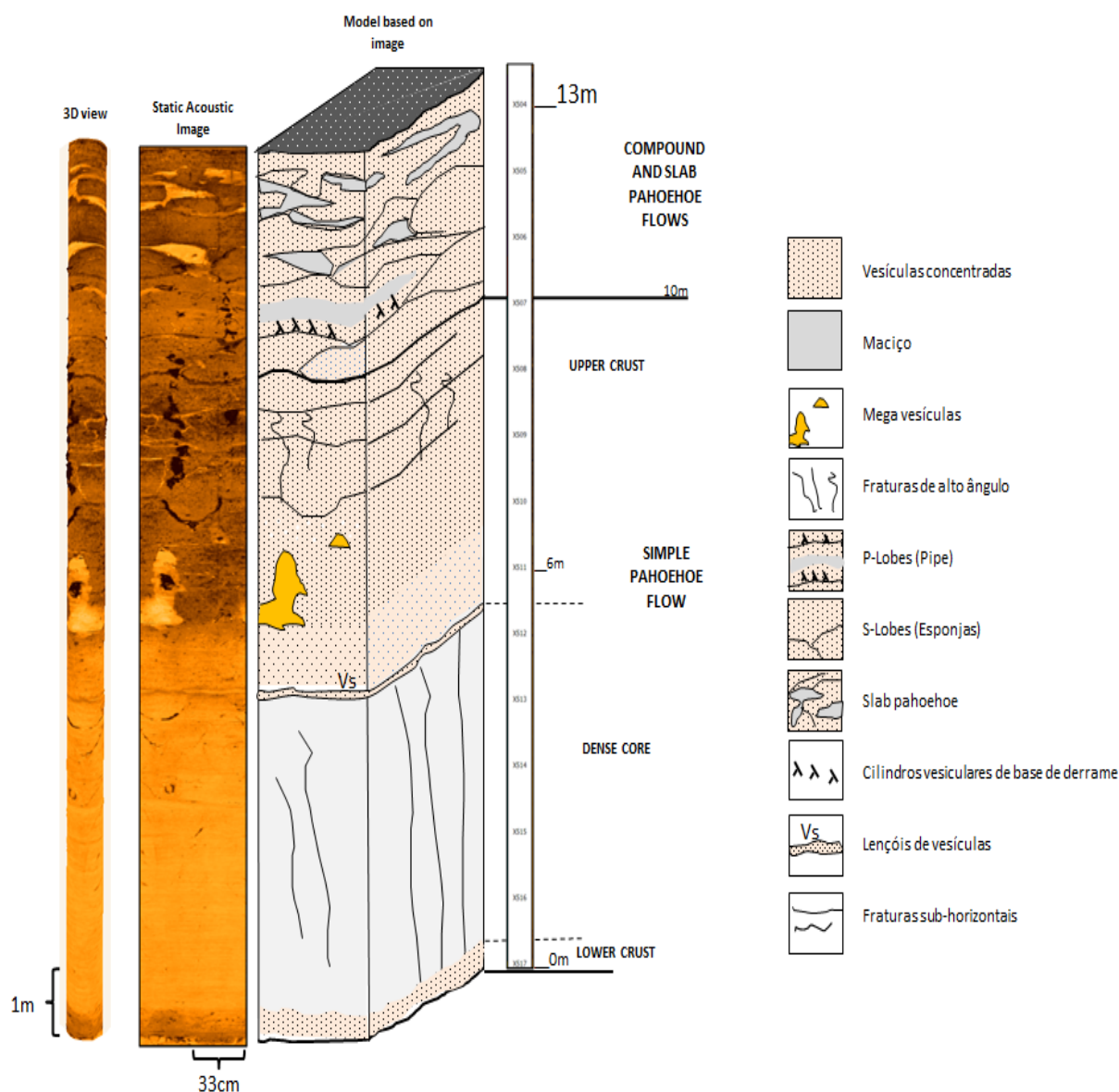
Figura 42 – *Pahoehoe* simples e modelo de Self et al. (1998).



Legenda: Comparação entre estruturas de fácies *pahoehoe* simples (inflada) do modelo de Self et al. (1998) e análogo do poço 1-BRSA-1050-SPS com 6,2 metros. Topo e base vesicular (amostra X488,8 do topo com 5X - PP), núcleo denso mais cristalino com cilindros de vesículas (amostra X490,8 e X492 com 2,5X de aumento). Este derrame é o único em que ocorre aumento de tório e a litogeoquímica os enquadra como álcali-basaltos (GR espectral na pista 4 do gráfico com perfil de imagem – potássio em amarelo, tório em bege e urânio em marrom).

A Figura 43 ilustra um modelo para uma associação de fácies entre *pahoehoe* simples com 10 metros de espessura sotoposta por lobos de *pahoehoe* composta e fragmentação de topo vesiculado, que sugere fácies do tipo *slabby pahoehoe*.

Figura 43 – Associação de fácies *pahoehoe*.



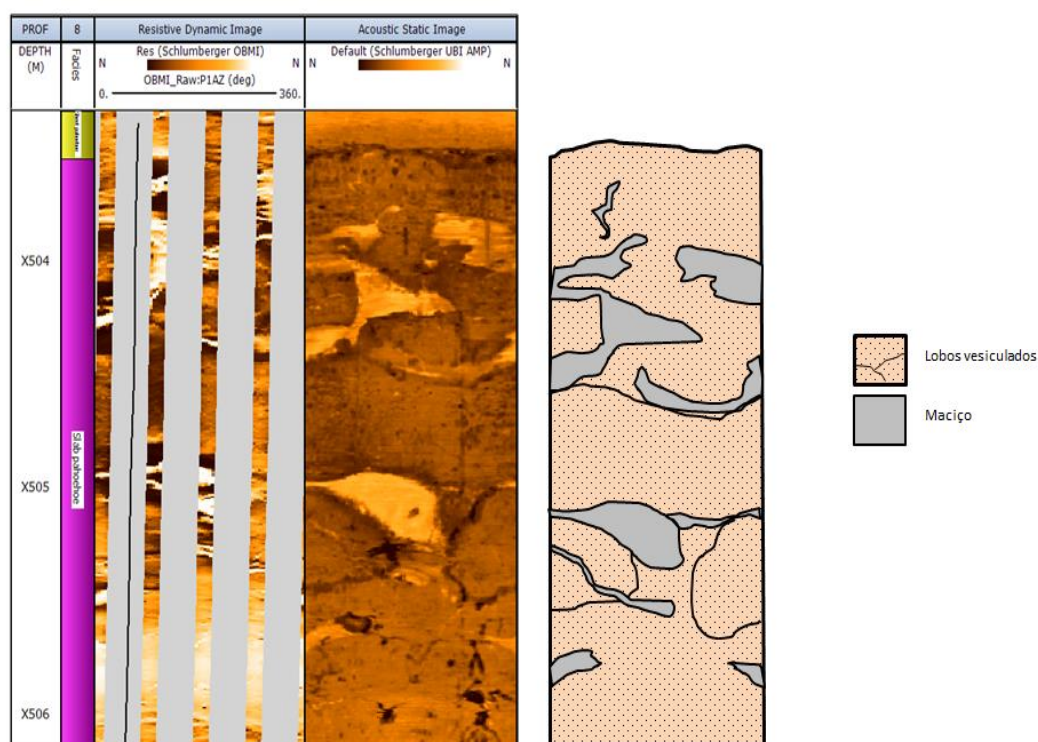
Legenda: Associação de fácies *pahoehoe*. Da esquerda para a direita: Visão tridimensional do perfil de amplitude acústica, imagem de amplitude acústica e interpretação do perfil de imagem. Dez metros de *pahoehoe* simples seguida de 1,0 metro de lobos centimétricos de *pahoehoe* composta. No topo, pedaços destes lobos de *pahoehoe* fragmentados e remobilizados formando a fácies *slabby pahoehoe*.

6.2.3.2 Fácies *Slabby pahoehoe*

Esta fácies é reconhecida pelo topo autobrechado, porém, os fragmentos são pedaços da crosta superior da *pahoehoe* simples ou composta. No poço em estudo, são visualizados pedaços do topo de uma *pahoehoe* simples, possivelmente fragmentado por aumento do pulso magmático (Figura 44). Estes fragmentos são

vesiculados e amigdaloidais, de baixa amplitude acústica e alta condutividade elétrica, enquanto que a rocha maciça que os envolve tem alta amplitude e alta resistividade. É possível perceber a rotação e a desintegração dos clastos, que se encaixam como um mosaico.

Figura 44 – *Slabby pahoehoe* interpretada nos perfis de imagem.



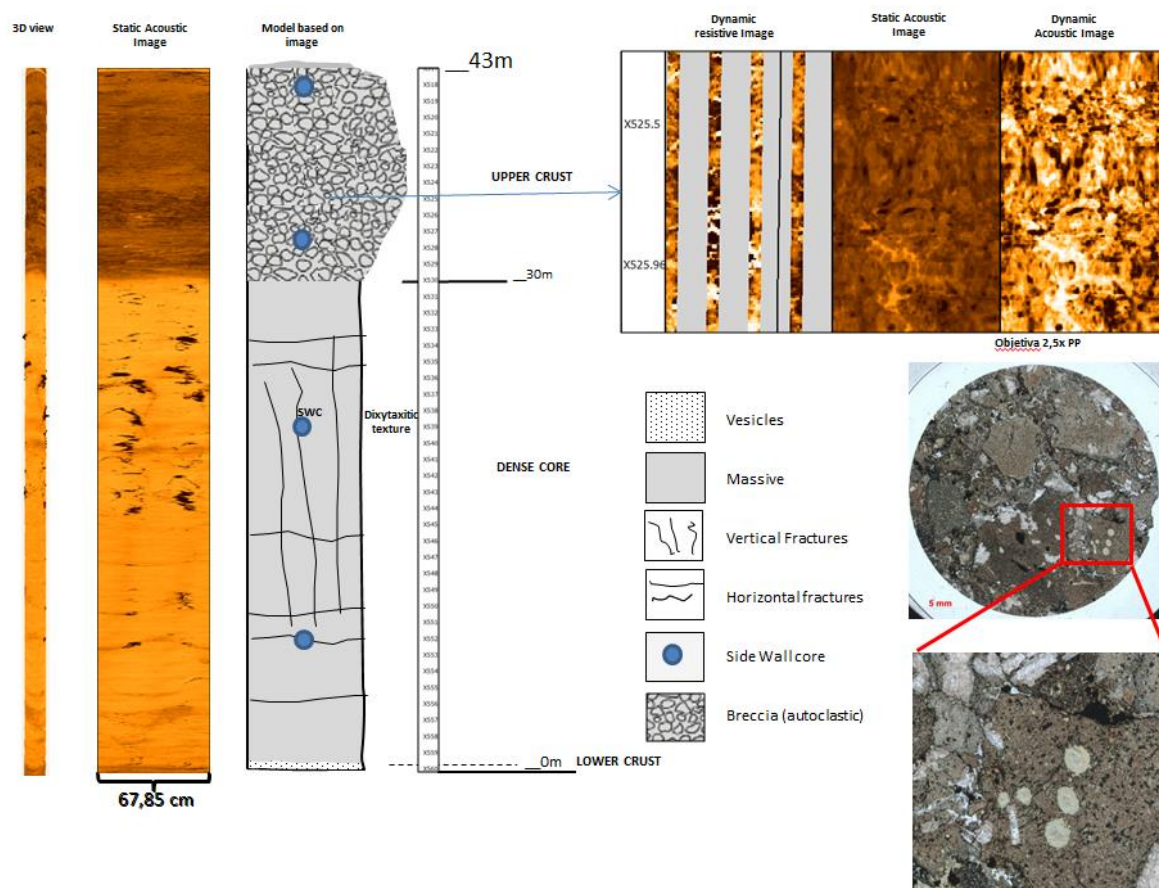
Legenda: Da esquerda para a direita: Profundidade a cada 1,0 metro (pista 1), fácies interpretada (pista 2), perfil de imagem resistiva dinâmica (pista 3), imagem de amplitude acústica estática (pista 4). À direita, interpretação da imagem. Lobos vesiculados de baixa amplitude e média resistividade, fragmentados (em mosaico) e remobilizados por rocha maciça de alta amplitude acústica e resistividade variada.

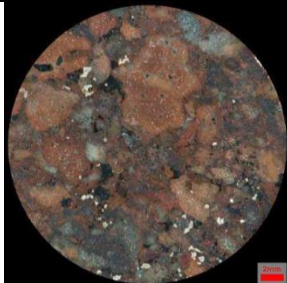
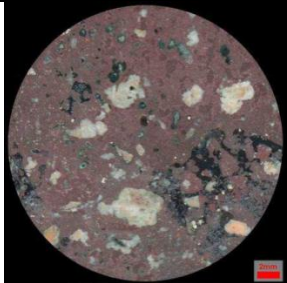
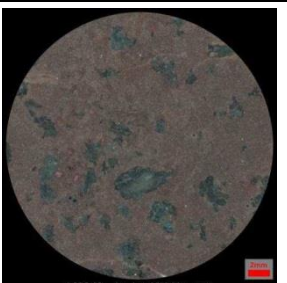
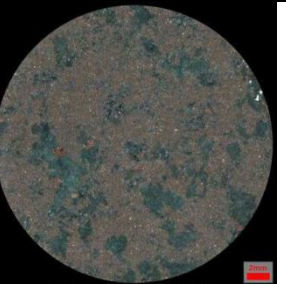
6.2.3.3 Fácies *rubbly pahoehoe*

A fácies *rubbly pahoehoe* é muito comum nos empilhamentos basálticos dos afloramentos da Formação Serra Geral e outros CFBs. Caracterizada por topo autobrechado, seu contato com o núcleo denso pode ser brusco ou gradual. Esta fácies foi reconhecida nos perfis de imagem devido ao grande contraste dos intervalos vulcanoclásticos, formado por topos autobrechados, conforme mostra a Figura 45. Os clastos, de tamanho milimétrico a dezenas de centímetros, são reconhecidos facilmente nos perfis de imagem (Figura 38). Do ponto de vista mineralógico, a composição dos clastos e da matriz são iguais, ou seja, são oriundos do mesmo magma. Os clastos estão vesiculados ou amigdaloides e raros minerais depositados como rochas sedimentares, como o quartzo, ocorrem entre eles. Muitos

clastos estão dispersos, outros *in situ* ou levemente rotacionados. As amostras do núcleo são maciças, hipohialina inequigranular porfíricas com matriz microcristalina. A amostra X539 também possui cavidades diktitaxíticas.

Figura 45 – Identificando fácies *rubbly pahoehoe* com perfis de imagem e rocha.

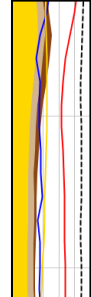

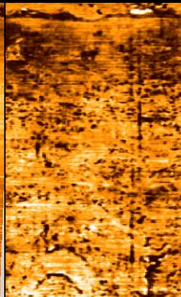
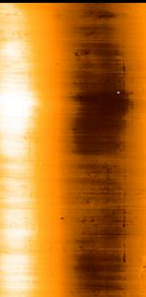


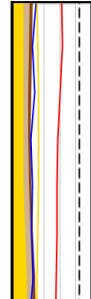
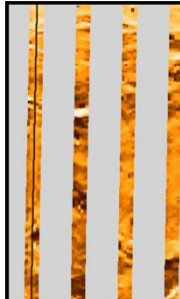
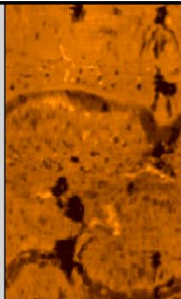
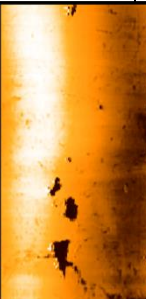
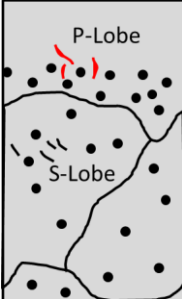

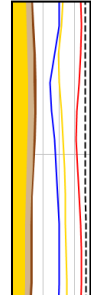

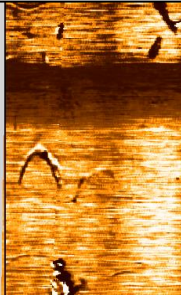
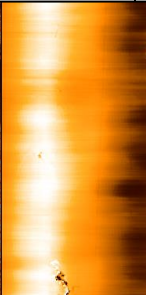
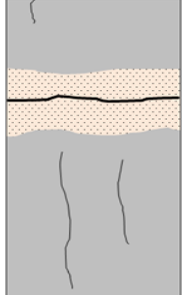



X518	X528	X539	X552
			
Autobrecha	Autobrecha	Maciça	Maciça

Legenda: Interpretação de uma fácies *rubbly pahoehoe*. Perfil de imagem à esquerda seguido da interpretação: Base com concentração centimétrica de vesículas, núcleo denso, fraturado e topo autobrechado. As amostras laterais representadas por bolas azuis correspondem às fotos na parte inferior da figura. À direita, zoom dos perfis de imagem com 1,0 metro de intervalo mostrando clastos pequenos de amplitude e resistividade variada. A amostra lateral correspondente consiste em clastos ameboides e angulares, amigdaloides, de mesma composição que a matriz e bordas vítreas.

6.2.4 Catálogo de estruturas e fácies de rochas vulcânicas e autoclásticas de ambiente subaéreo: perfis de imagem.

Tabela 13 – Estruturas vulcânicas reconhecidas nos perfis de imagem.

Estrutura	Identificação nos perfis de imagem	Intepretação	Imagem e perfis básicos				Análogo de campo		
			Escala	Imagem resistiva Dinâmica	Amplitude dinâmica	Tempo de trânsito		Interpretação ou filtro	
Vesículas e amígdalas	<p>Vesículas são os pontos escuros no perfil de amplitude e no TT. Amígdalas são os pontos escuros e claros que só aparecem nos perfis de amplitude e não aparecem no TT.</p> <p>Zona mais escura da figura representa vesículas e/ou amígdalas abaixo da resolução da ferramenta.</p>	<p>Crosta superior vesiculada de pahoehoe simples. É possível visualizar também a crosta rígida. As vesículas /amígdalas estão menores e mais concentradas no topo (região mais escura), enquanto ficam maiores e mais espaçadas em direção ao centro.</p> <p>No topo: GR e absorção de nêutrons mais altos. Densidade mais baixa devido à mineralização secundária de clorita e esmectita nas vesículas.</p>	2,0 m						 <p>Topo de pahoehoe com gradação de vesículas. Santa Cruz do Sul (RS)–derrame Serra Geral.</p>
Pipes cylinders	<p>Cilindros tipo <i>pipes</i> aparecem na base de lobos tipo P (<i>P-lobe</i>). Sua geometria é fina e alongada, com poucos centímetros. Apresentam alta amplitude acústica.</p>	<p>As vesículas tipo <i>pipe</i> são identificadas na base do lobo de pahoehoe inflada e são perpendiculares à crosta rígida do lobo inferior tipo esponja (<i>S-lobes</i>). Vesículas circulares e estiradas aparecem com baixa amplitude acústica no lobo tipo S (<i>S-lobe</i>).</p> <p>Sem variações nos perfis básicos e mantem os valore coerentes com regiões de alta concentração de vesículas.</p>	1,0 m						<p>Pipes na base de lobos de pahoehoe. Santa Cruz do Sul (RS), Brasil. Derrames Serra Geral.</p> 
Lençol de vesículas	<p>Zonas centimétricas de mais baixa amplitude acústica e mais baixa resistividade do que o maciço vulcânico hospedeiro. Fratura sub-horizontal preenchida associada.</p>	<p>Lençóis vesículas com crescimento de cristais (diferenciação pegmatítica) e cavidades diktitaxíticas. Ocorrem intercaladas com o basalto maciço formando bandas estratigráficas na zona superior do núcleo denso.</p> <p>Apresenta GR e absorção de nêutrons mais altos. Densidade mais baixa devido à mineralização secundária de clorita e esmectita nas cavidades.</p>	1,5 m						<p>Lençóis de vesículas horizontais sendo alimentadas por cilindros de vesículação. (HARTLEY & THORDARSON, 2009)</p> 


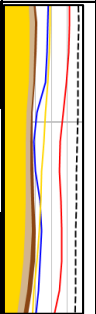

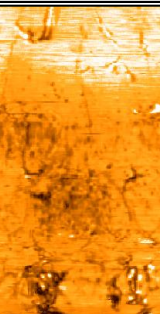


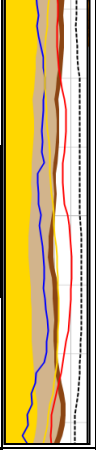

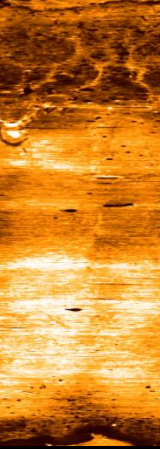
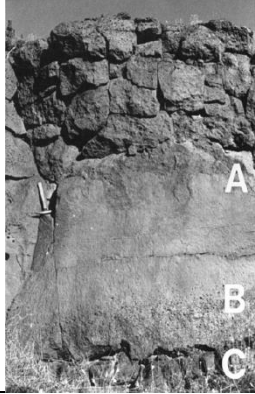

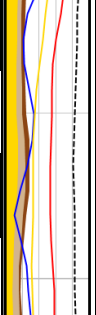

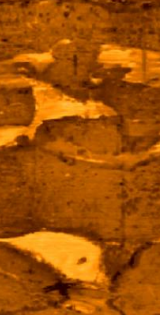


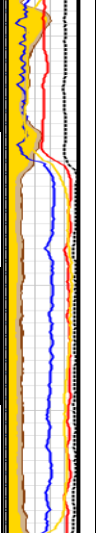


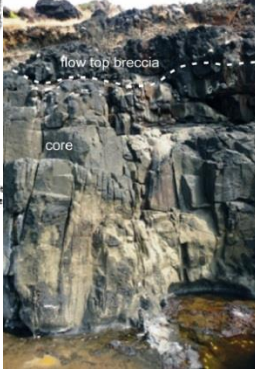
Vulcanismo basáltico subaéreo – Catálogo de estruturas nos perfis de imagem (Poço 1-BRSA-1050-SPS). (Continuação)

Estrutura	Identificação nos perfis de imagem	Intepretação	Imagem e perfis básicos				Análogo de campo							
			Escala	Imagem resistiva Dinâmica	Amplitude dinâmica	Tempo de trânsito		Interpretação ou filtro						
Entablamento	<p>Região intensamente fraturada com baixa amplitude acústica e baixa resistividade. Fraturas confinadas em aproximadamente 1,0m de espessura, sem direções preferenciais.</p>	<p>Aglomerado de fraturas concentradas em aproximadamente 1,0m de espessura na porção mediana do núcleo denso de pahoehoe inflada de 83 metros de espessura.</p> <p>GR, densidade e resistividade profunda diminuem enquanto que a absorção de nêutrons aumenta. (a causa principal é o tipo de mineralização que ocorre preenchendo as fraturas)</p>	<p>1,5 m</p>					<p>Entablamento no núcleo denso de uma pahoehoe simples. Santa Cruz do Sul (RS), Brazil. Serra Geral flows.</p>						
									<p>1,5 m</p>					<p>Autobrecha de topo de rubbly pahoehoe (Rossetti et al., 2014)</p>
<p>0m</p>														

Vulcanismo basáltico subaéreo – Catálogo de estruturas nos perfis de imagem (Poço 1-BRSA-1050-SPS). (Continuação)

Estrutura	Identificação nos perfis de imagem	Intepretação	Imagem e perfis básicos				Análogo de campo		
			Escala	Imagem resistiva Dinâmica	Amplitude dinâmica	Tempo de trânsito	Interpretação ou filtro	Am. Lat. X492	
Maciço vulcânico	<p>A rocha maciça tem alta amplitude acústica e alta resistividade elétrica.</p> <p>Algumas fraturas, neste caso preenchidas, aparecem tanto no perfil resistivo quanto do perfil de amplitude acústica e sua ocorrência são frequentes no maciço vulcânico.</p>	<p>Amostra lateral mostra uma rocha maciça hipohialina com glomeropórfiros de piroxênio e plagioclásio.</p> <p>Nos perfis de imagem é visto uma textura homogênea uma vez que, pórfiros e matriz geram os mesmos contrastes de resistividade ou amplitude.</p> <p>Fraturas ocorrem com mergulhos variados.</p>	1,5 m						<p>Maciço vulcânico. Torres (RS), Brasil. Derrame Serra Geral.</p>
			0m						<p>Juntas colunares sigmoidais e não homogênea. Espaçamentos entre juntas variam de 20 cm a 2 metros. Oeste do Estado do Paraná, Brasil. Derrame Serra Geral. (Costa, 2015)</p>
Juntas colunares sigmoidais	<p>Rocha maciça vulcânica fraturada. As fraturas apresentam formas sigmoidais ou geométricas (com vértices).</p> <p>Existem fraturas naturais posteriores que cortam o maciço e atrapalham um pouco o reconhecimento das juntas.</p>	<p>Não tem a forma hexagonal perfeita das conhecidas juntas colunares. Porém, a forma geométrica e sigmoide das fraturas, junto com a posição de ocorrência dentro de núcleo densos de rubbly pahoehoe, são similares aos derrames análogos da Formação Serra Geral, onde juntas colunares, não homogêneas, são identificadas.</p>	8,0 m						<p>Juntas colunares sigmoidais e não homogênea. Espaçamentos entre juntas variam de 20 cm a 2 metros. Oeste do Estado do Paraná, Brasil. Derrame Serra Geral. (Costa, 2015)</p>

Tabela 14 – Image Facies

FÁCIES	Identificação nos perfis de imagem e interpretação	Imagem e perfis básicos				Análogo de campo
		Escala	Imagem resistiva Dinâmica	Amplitude dinâmica	Interpretação ou filtro	
Pahoehoe composta	<p>Pequenos lobos amalgamados de média a baixa amplitude acústica e resistividade (vesiculação). Lobos são centimétricos e se acomodam uns aos outros formando um aglomerado com cerca de 1,0m de espessura. É possível visualizar a crosta rígida dos lobos devido ao seu contraste de baixa amplitude com o centro do lobo.</p>	<p>1,5 m</p> 				<p>Pahoehoe composta na Bacia do Paraná. Derrames Serra Geral. (Costa, 2015)</p> 
Pahoehoe simples	<p>Crosta superior e inferior vesiculada com mais baixa amplitude acústica e mais baixa resistividade do que o núcleo denso. A crosta superior vesiculada contém fraturas irregulares preenchidas por material de alta amplitude contrastante. O núcleo denso apresenta cilindros de vesículas e cavidades diktitaxíticas preenchidas (vistas nas amostras laterais).</p> <p>GR apresenta uma anomalia de tório que ocorre nesta unidade de derrame. Absorção de nêutrons, densidade e resistividade profunda mostram influência da zona de alta concentração de vesículas.</p>	<p>6,0 m</p> 				<p>Aubele et al., (1988)</p> 
Slabby Pahoehoe	<p>Topo de pahoehoe fragmentada. Os clastos são do próprio topo vesiculado da pahoehoe com baixa amplitude acústica e alta condutividade elétrica. Os fragmentos formam um padrão mosaico indicando leve rotação e movimento dos mesmos.</p> <p>Neste caso, os espaços criados com a fragmentação foram preenchidos por lava coerente.</p>	<p>2,0 m</p> 				<p>Foto: www.geo.auth.gr</p> 
Rubbly pahoehoe	<p>Topo autobrechado com baixa amplitude acústica e baixa resistividade. Núcleo denso, de alta amplitude acústica e alta resistividade, apresenta fraturas de alto ângulo e sub-horizontais (juntas tabulares?). Juntas não homogêneas podem aparecer na região de topo e base do núcleo denso.</p> <p>Absorção de nêutrons e GR aumenta no topo brechado da <i>rubbly</i>. Resistividade profunda e densidade diminuem na zona vulcanoclástica.</p>	<p>43, 0m</p> 				<p>Facies <i>Rubbly pahoehoe</i> Duraiswami et al. (2013).</p> 

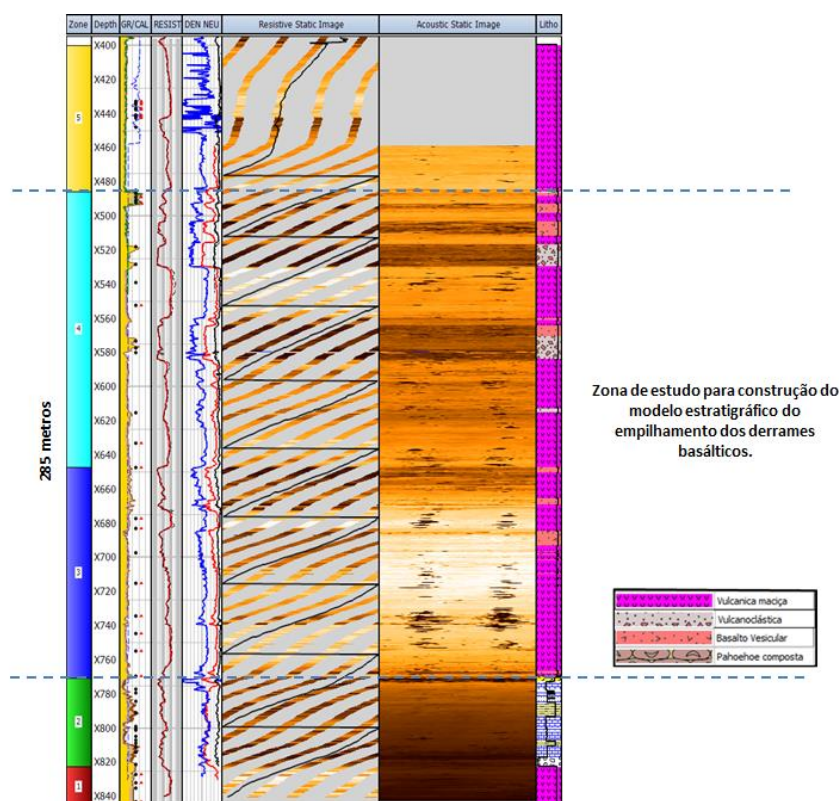
6.3 MODELO ESTRATIGRÁFICO PROPOSTO PARA A SEQUÊNCIA DE DERRAMES

O empilhamento basáltico estudado está inserido, atualmente, em um alto estrutural. A amarração sísmica da sequência vulcânica e o mapeamento dos horizontes sugerem uma área proximal de deposição dos derrames. Níveis bem marcados com alternância entre alta e baixa amplitude sísmica se estendem e parecem se espessar para depocentros de direção SW-NE (Figura 22).

Embora as deposições dos derrames possam ter se iniciado em um alto estrutural do embasamento, o local perfurado possui os refletores relativamente sub-horizontais e apoiam as interpretações das fácies *pahoehoe* que se formam em relevo pouco acidentado.

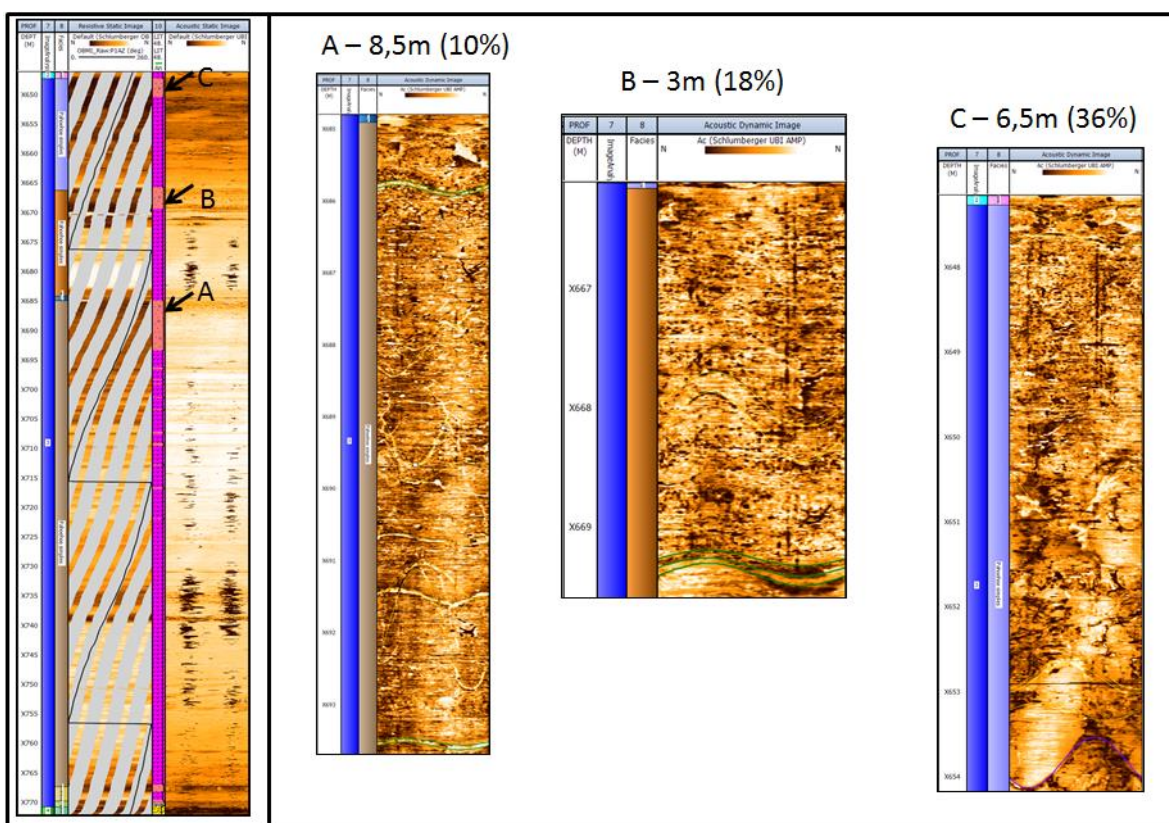
Este estudo propõe um modelo de empilhamento vulcânico para as zonas 3 e 4, que totalizam 285 metros de espessura (Figura 46), cujas fácies puderam ser identificadas. Na zona 5 não se dispõe de dados de perfil de imagem acústica em toda sua extensão; neste caso, imprescindível para uma confiável identificação de fácies. De forma similar, na zona 1, foi possível diferenciar, apenas, um pacote maciço intensamente fraturado de outro, amigdalóide e sem fraturas.

Figura 46 – Gráfico da sequência deposicional – zonas 1 a 5.



A sequência estratigráfica é constituída de superposições de fácies *pahoehoe* compostas, simples, *slabby* e *rubbly*. Esta associação de fácies pode refletir, assim, as variações nas taxas de efusão do magma, que aumentam nesta mesma ordem. As fácies *pahoehoe* compostas ocorrem com baixa frequência, geralmente marcando as fases iniciais ou finais de uma sequência de derrames, sugerindo variações graduais entre as unidades de fluxo depositadas. As fácies *pahoehoe* simples têm maior ocorrência dentro do empilhamento vulcânico e os pacotes mais espessos ocorrem na primeira sequência de derrames analisados, que corresponde a zona 3. Neste intervalo, três espessas unidades de derrame do tipo *pahoehoe* inflada foram caracterizadas e cada uma contém 10, 18 e 36% de crosta superior, respectivamente (Figura 47).

Figura 47 – Topos vesiculados na zona 3.

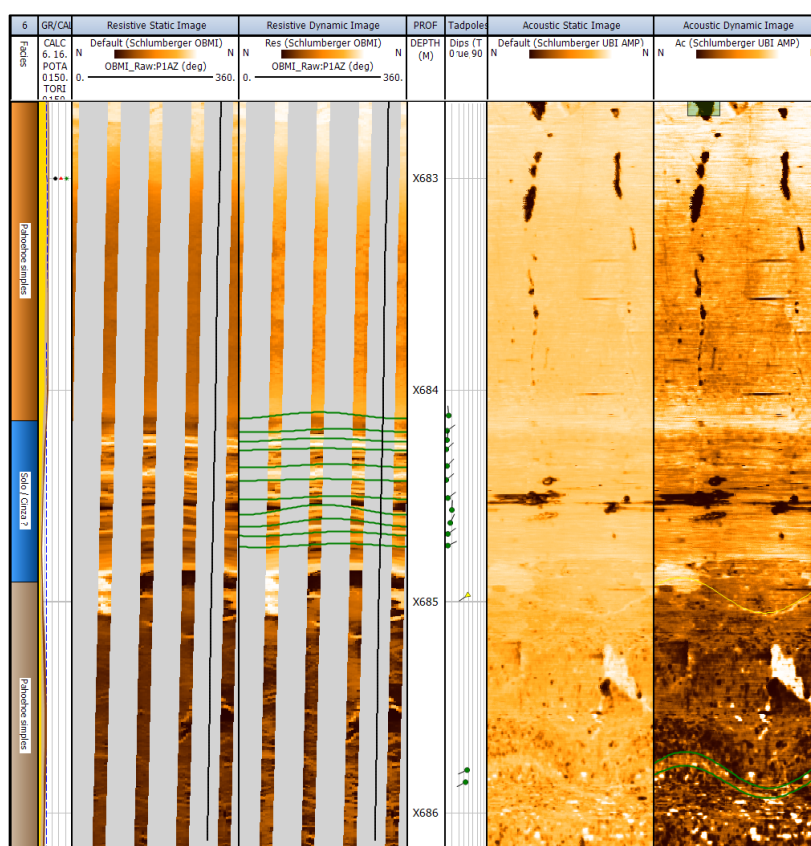


Legenda: Detalhe dos topos vesiculados e amigdaloides na zona 3. Topo A com 6,5m que corresponde a 36% da unidade vulcânica, topo B com 3 metros de espessura e corresponde a 18% e topo C com 8,5 metros e corresponde a 10% da unidade de fluxo.

Embora a *pahoehoe* mais inflada (A), com 83 metros de espessura, tenha apenas 10% de crosta superior, é também a que possui grande quantidade de segregação magmática na metade superior do núcleo denso. Esta segregação é

identificada por um bandamento estratigráfico, formado por lençóis de vesículas sub-horizontais, de baixa amplitude acústica e baixa resistividade. Possui crescimento de cristais, espessuras centimétricas e ocorrem em intervalos regulares, de uma para a outra, conforme visto na Figura 39. Estas segregações, que ocorrem por diferenciação do magma residual, nesta posição dentro do núcleo, estão de acordo com o que é visto em afloramentos (Costa, 2015; Vye-Brown et al., 2013; Hartley & Thordarson, 2009). Um ponto importante com relação a esta *pahoehoe* mais espessa e a outra subsequente é o contato entre elas. Aparecem estratos sub-horizontais centimétricos que totalizam, apenas, 60 cm de espessura. Estes estratos, mostrados na Figura 48, podem corresponder a outros produtos vulcanoclásticos, depositadas antes do novo fluxo vulcânico, ou até mesmo oriundas de uma deposição sedimentar. Poderiam, também, corresponder a um cisalhamento basal da própria unidade subsequente, porém, com o GR mais baixo que das unidades adjacentes, essa explicação é pouco provável. Infelizmente não há amostras de rocha neste intervalo.

Figura 48 – Estrutura sedimentar entre unidades *pahoehoe* simples.



Legenda: Estratos centimétricos subparalelos e sub-horizontais visualizados entre duas espessas deposições de *pahoehoe* simples. Zona azul denominada “solo/Cinza?”. Sem amostragem neste intervalo.

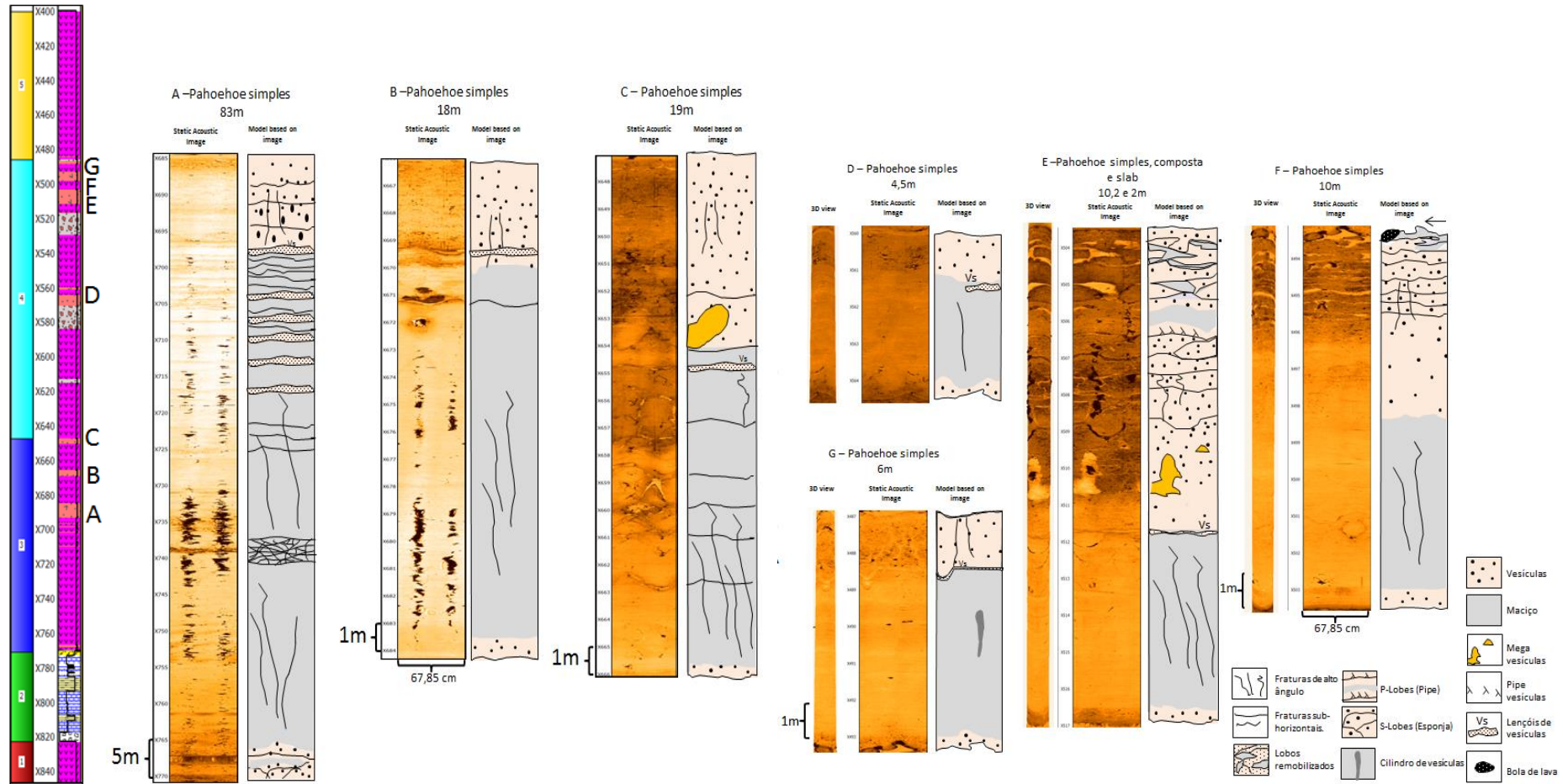
A fácies *pahoehoe* simples também é encontrada na zona 4, porém, são menos espessas, entre 2 e 10 metros, possuindo crosta superiores mais expressivas, variando entre 25 e 50% do total da unidade do derrame. Apenas um intervalo de 2 metros de *slabby pahoehoe* é interpretado, conforme descrição no capítulo anterior (Figura 44) e pode estar associada a um aumento da taxa de efusão que fragmentou o topo de uma *pahoehoe* simples (Figura 43). A Figura 49 mostra a disposição, na coluna estratigráfica, de cada uma das fácies *pahoehoe* composta, simples e *slabby* que foram interpretadas.

A fácies *rubbly pahoehoe* ocorre na zona 4 e variam entre 10 e 43 metros de espessura. O topo brechado varia de 12 a 86% do total da unidade do derrame e estão exemplificadas na Figura 50.

A fácies *rubbly* com 86% de topo brechado (Figura 50 – C) ocorre superpondo outra fácies *rubbly* (Figura 50-B) e o contato é erosivo. O núcleo denso da *rubbly* B, de alta amplitude acústica, homogêneo e maciço, contém clastos de baixa amplitude acústica rotacionados, deslocados do topo da *rubbly* B, o que indica fluxo da corrida de lava.

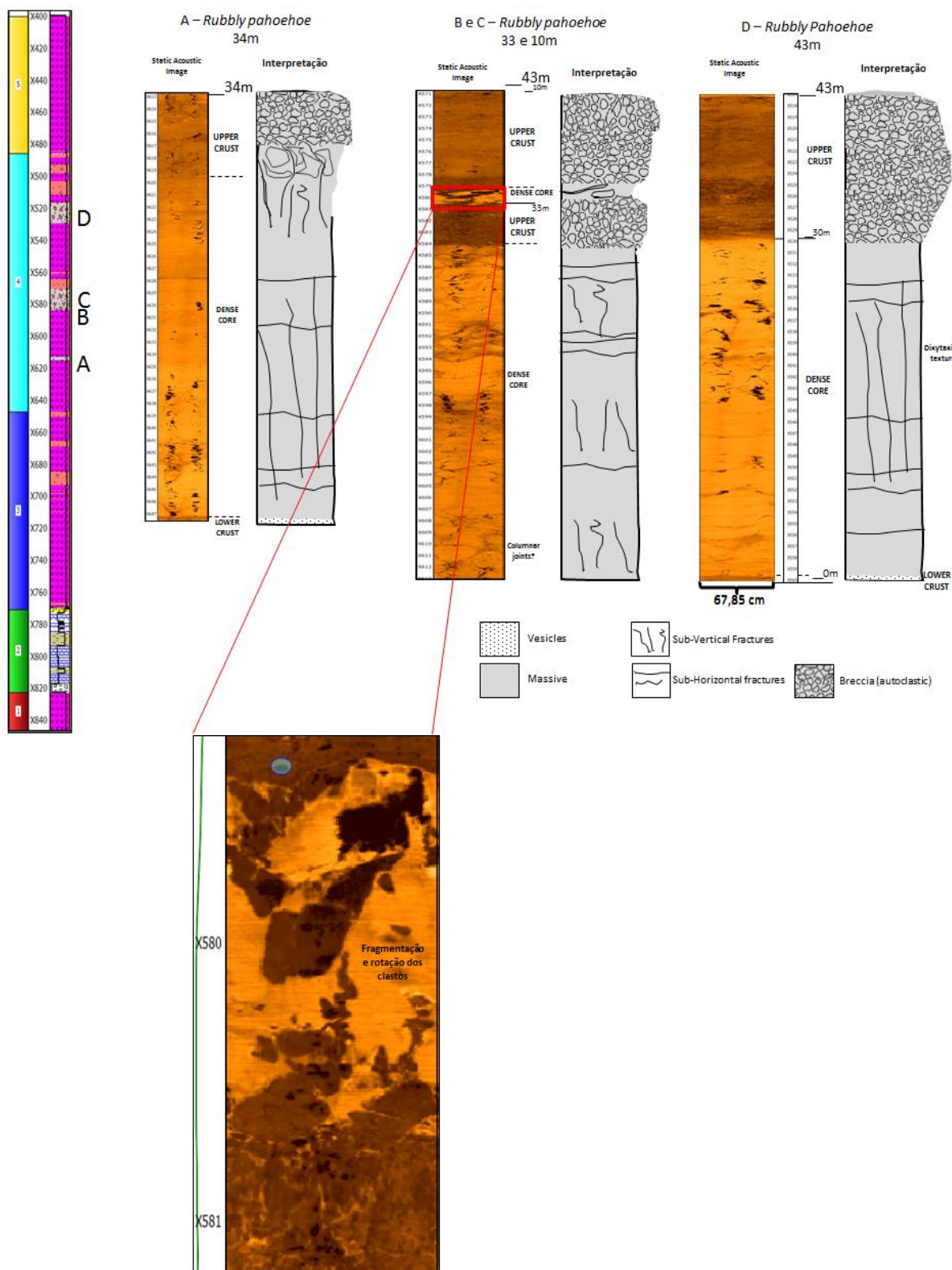
Desta forma, com o reconhecimento e a associação das fácies empilhadas nas zonas 3 e 4, foi possível criar o modelo de deposição destas fácies. É importante lembrar que a morfologia das rochas vulcânicas efusivas depende de vários fatores: variações na taxa de efusão do magma, viscosidade, topografia e história do resfriamento (Peterson e Tilling, 1980; Rowland e Walker, 1987; Keszthelyi e Denlinger, 1996; Keszthelyi e Self, 1998; Keszthelyi et al., 2004; Cashman et al., 1998; Sheth et al., apud Duraiswami et al., 2014). Considera-se, para essa dissertação, uma variação na taxa de efusão, seja ela oriunda das variações em um mesmo conduto (*vent*) alimentador ou oriunda de derrames que possuem diferentes condutos (*vents*) alimentadores. Neste último caso, a variação da taxa de efusão poderia ser, também, um efeito da colocação da lava relativo ao local de deposição das lavas, seja proximal ou distal da fonte.

Figura 49 – Disposição das unidades *pahoehoe* simples na sequência estratigráfica da zona 3 e 4.



Legenda: Disposição das unidades *pahoehoe* simples encontradas nas zonas 3 e 4. (A) *Pahoehoe* mais espessa, com 83m e 10% do seu topo vesiculado. Núcleo denso com faixas centimétricas de lençóis de vesículas de segregação magmática na porção superior, fraturas de alto ângulo e sub-horizontais (disjunções colunares e tabulares?) e entablamento. (B e C) *Pahoehoe* com 18 e 19 metros e topos vesiculados que representam 18 e 36% respectivamente do total da unidade de derrame. Lençóis de vesículas entre núcleo e topo. Núcleo com fraturas preenchidas de baixo e alto ângulo. (D e G) São as *pahoehoes* menos espessas e as mais simples com topo e base vesiculados e núcleo denso. (E) Associação de fácies com 10 metros de *pahoehoe* simples sotoposta por lobos de *pahoehoe* composta (*S-lobes* com vesículas estiradas e *P-lobes* com *pipe cylinders*) e pedaços do topo de *pahoehoe* simples fragmentados (*Slabby pahoehoe*). (F) *Pahoehoe* simples com 10 metros de espessura e topo erodido por fluxo de lava. Sugere fluxo devido à orientação dos clastos fragmentados.

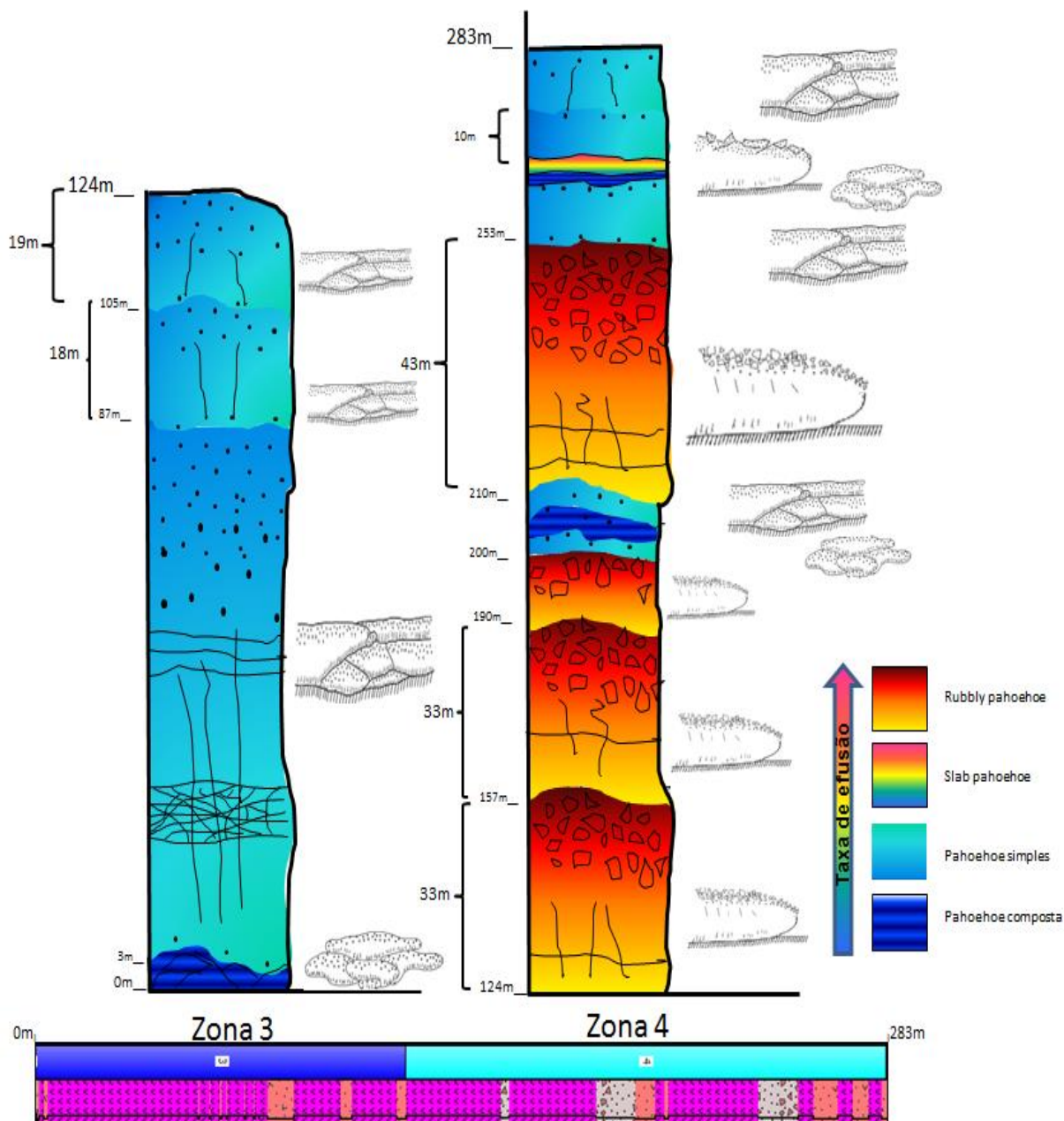
Figura 50 - Disposição das unidades *rubbly pahoehoe* na seqüência estratigráfica da zona 4.



Legenda: Disposição das unidades tipo *rubbly* encontradas na zona 4. (A, B C e D) Espessuras de 34, 33, 10 e 43 metros respectivamente. (C) Pahoehoe que tem maior percentual de topo brechado. O zoom do seu núcleo denso mostra erosão do topo da *rubbly* B, com clastos fragmentados (tipo mosaico), e leve rotação dos mesmos, o que sugere fluxo e movimentação da corrente de lava.

Após estas considerações, pôde-se reconstruir a variação da taxa de efusão ao longo do tempo, onde as menores taxas formariam as fácies *pahoehoe* compostas seguidas da *pahoehoe* simples, culminando com a *rubbly pahoehoe* nas maiores taxas, aqui representada na Figura 51.

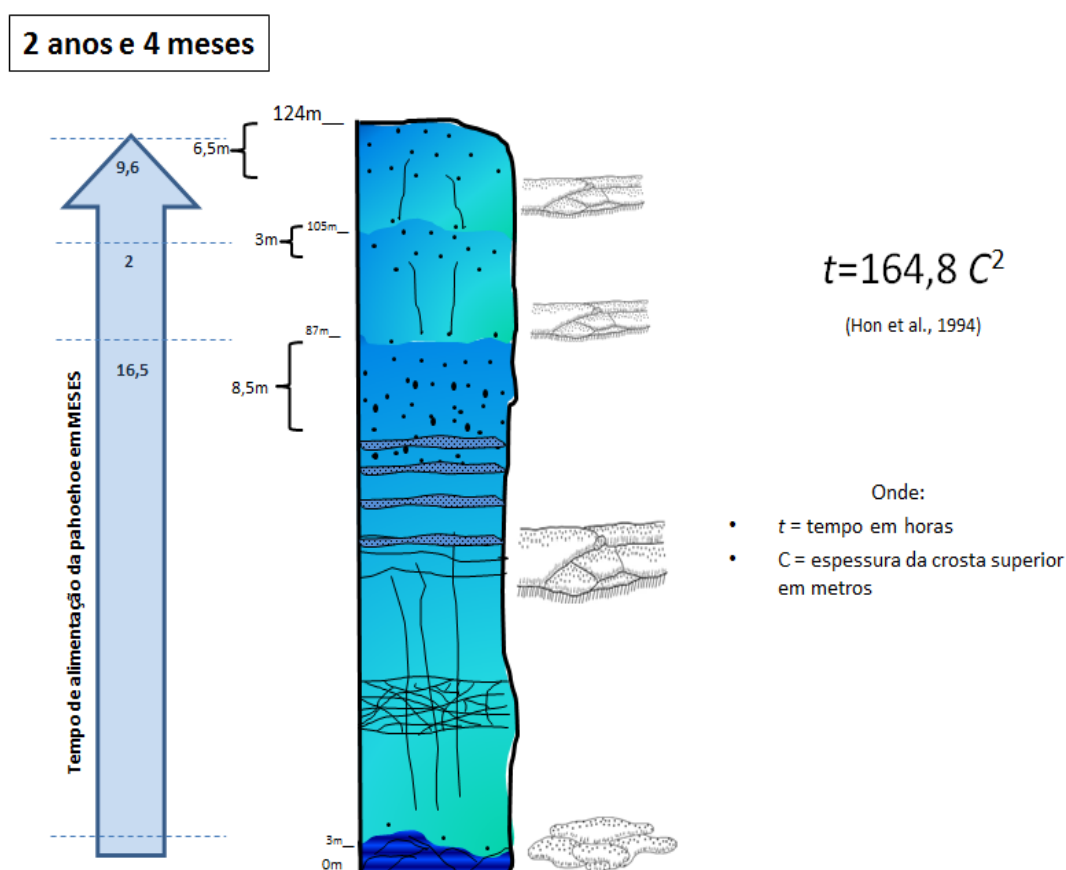
Figura 51 – Estratigrafia do empilhamento vulcânico e vulcanoclástico para as zonas 3 e 4.



Legenda: Estratigrafia do empilhamento vulcânico e vulcanoclástico para as zonas 3 e 4. Variações de cores segundo a taxa de efusão do magma (cores frias para baixas taxas e quentes para altas). Zona 3 com aumento da taxa de efusão da fácies *pahoehoe* composta para a fácies *pahoehoe* simples. O contínuo aumento da taxa caracteriza o início da zona 4, que faz com que o derrame evolua para sequências de fácies *rubbly*. Com 200 metros de empilhamento ocorre uma diminuição rápida da taxa de efusão depositando cerca de 10 metros de *pahoehoe* composta e simples. A taxa volta a aumentar para formar o depósito de *rubbly* mais espesso, com 43 metros. O topo desta sequência tem valores baixos de taxa de efusão com a formação de fácies *pahoehoe* simples, composta, *slabby* e simples respectivamente.

Como última aplicação dos dados interpretados, o tempo de duração do derrame da lava das *pahoehoe* simples da zona três foi estimado em, aproximadamente, 2 anos e 4 meses, conforme mostra a Figura 52.

Figura 52 – Estimativa de tempo de deposição dos derrames de *pahoehoe* simples da zona 3.



Legenda: Empilhamento de *pahoehoe* simples da zona três e sua estimativa de tempo de derrame para cada unidade de fluxo com base na equação de Hon et al. (1994). Primeira *pahoehoe* com 8,5 metros de crosta superior vesiculada (16,5 meses), segunda *pahoehoe* com 3 metros (2 meses) e terceira *pahoehoe* com 6,5 metros de crosta superior (9,6 meses). Tempo total aproximado de fluxo de derrame = 28 meses ou 2 anos e 4 meses. Não é levado em consideração o tempo de deposição dos estratos da Figura 48.

Para realizar esta estimativa foi utilizada a equação $t=164,8C^2$, onde C é a espessura da crosta superior de uma *pahoehoe* simples, em metros, e t é o tempo de fluxo do derrame em horas. Esta equação empírica foi convencionada por Hon et al. (1994) a partir de observações e medições de fluxos de lava ativos, no vulcão Kilauea, no Havai. Embora não se possa assumir que sejam iguais todas as condições de *emplacement* entre os derrames *pahoehoe* do Kilauea e as *pahoehoe* em estudo, por exemplo, a viscosidade e história de resfriamento, a sua morfologia de lava e composição basáltica são semelhantes, permitindo, assim, a aplicação da equação. As espessuras das crostas superiores vesiculadas, utilizadas na equação, são àquelas interpretadas na Figura 47.

6.4 CONSIDERAÇÕES FINAIS

As estruturas e fácies caracterizadas neste trabalho foram interpretadas, principalmente, com base em seus contrastes de amplitude acústica e resistividade elétrica, corroboradas pela petrografia das amostras laterais. O perfil de imagem acústica foi crucial para a visualização destas estruturas, graças às informações geradas pelo contraste da refletividade de energia das mesmas. O perfil resistivo foi utilizado como um recurso complementar, para validar as informações do perfil acústico. Neste caso, o tipo de ferramenta microresistiva utilizada é convencional para poços perfurados com lama a base de óleo e tem menor resolução (menor quantidade de sensores) do que a ferramenta utilizada em poços perfurados com fluidos a base de água.

As vesículas possuem baixa amplitude acústica e tempo de trânsito longo, enquanto que as amígdalas podem ter alta ou baixa amplitude acústica (a depender do material de preenchimento das amígdalas) e tempo de trânsito curto.

A segregação magmática, também chamada de diferenciação pegmatítica ou lençóis de vesículas, tem baixa amplitude acústica e baixa resistividade. A partir de análises petrográficas constatam-se cavidades diktitaxíticas e o crescimento dos cristais em relação à hospedeira. Ocorrem na metade superior do núcleo denso formando bandas estratigráficas e, algumas, estão associadas a fraturas sub-horizontais, provavelmente, disjunções tabulares, formadas durante o resfriamento do magma (modelo A - Figura 49). Apesar de que os lençóis de vesículas no topo também poderiam ser o resultado de pulsos intermitentes de magma durante o processo de inflação de *pahoehoes*, neste caso, porém, sugerimos a ocorrência da segregação magmática, dado a constatação das cavidades diktitaxíticas mais o crescimento de cristais, típicas de diferenciação pegmatítica.

Ainda que as disjunções colunares possam ocorrer, elas não foram identificadas com segurança nos perfis de imagem. A feição que mais se assemelha a estas estruturas ocorre na porção inferior da fácies *rubbly* de 33 metros, correspondente a interpretação B da Figura 50. Estas fraturas, diferente das que foram encontradas nos outros núcleos densos de *pahoehoe*, têm uma geometria prismática ou mesmo arredondada, e podem corresponder a um corte oblíquo às colunas. Porém, o espaçamento entre os prismas é muito variado e a própria geometria não mostra uma moda confiável. Por isso, não se pode assegurar que

estas fraturas tenham ocorrido durante o resfriamento, e menos ainda que sejam os prismas de disjunções colunares. Por outro lado, o entablamento observado próximo da região central do núcleo denso da *pahoehoe* mais espessa, de 83 metros, pode sugerir um resfriamento acelerado a partir do topo devido à ocorrência de água no sistema (drenagens, chuvas?) enquanto a lava ainda estava quente (Lyle, 2000). Saemundsson (1970) também notou, em derrames ao sul da Islândia, que o entablamento era favorecido pelo encurralamento da lava e a sua interação com a água ao deslocar rios e regiões já inundadas.

As brechas autoclásticas dos derrames B e C da Figura 50, a princípio, haviam sido interpretadas como sendo o topo e a base autobrechadas de unidade vulcânica do tipo 'a'a. O núcleo denso, em ênfase na figura, com clastos engolfados pela lava em fluxo, seria o núcleo do derrame. Porém, ao se realizar o empilhamento estratigráfico, verifica-se que, a brecha da suposta base do derrame tipo 'a'a, representa o topo autoclástico de uma *rubbly pahoehoe*. O contato entre este topo e o núcleo denso é brusco, característico deste tipo de derrame, visto em afloramentos análogos. Para dar continuidade ao empilhamento vulcânico, o núcleo denso, com clastos engolfados, seria então um novo fluxo de derrame *pahoehoe rubbly* que erodiu o topo da *rubbly* anterior. O aspecto fluidizado e a fragmentação em forma de mosaico de alguns destes clastos, supostamente erodidos, sugerem um regime rúptil-dúctil de colocação (*emplacement*) durante a chegada de novos pulsos de lava.

O produto da alteração nas rochas vulcânicas, por posterior hidrotermalismo, é potencializado onde existem estruturas primárias prévias para a percolação de fluidos, neste caso, vesículas e autobrechas das vulcanoclásticas. A substituição de minerais e o preenchimento destas estruturas, tais como vesículas e cimentação por cloritas e esmectitas, aumentam a leitura de absorção de nêutrons e diminui a densidade *bulk*, atribuindo falso efeito de porosidade. Os valores de resistividade também diminuem nas camadas vulcanoclásticas e nos intervalos intensamente amigdaloides pelo mesmo motivo já mencionado.

A unidade *pahoehoe* simples com 6 metros de espessura no topo da zona 4 (Figura 42) mostra uma anomalia na taxa de tório e suas análises litogeoquímicas sugerem que este derrame pertença ao grupo dos álcali-basaltos, devido ao aumento nas proporções de nióbio e também em alguns elementos terras raras. Por

outro lado, os percentuais de Perda ao Fogo também estão acima de 2,5%, e indicam que a rocha está muito alterada. Contudo, considerando que a anomalia em tório é única nesta unidade de derrame, bem como a baixa mobilidade do nióbio, esta deposição poderia representar um fluxo diferenciado das demais deposições, talvez advinda de uma característica geoquímica singular da fonte que gerou este pulso magmático.

As fácies *pahoehoe* compostas marcam, neste poço, o início ou final de derrames. Mostram que a saída de magma da fonte começou de forma lenta e não explosiva, tendo suas vazões máximas atingidas gradualmente culminando na deposição da fácies *rubby*.

A espessura da *pahoehoe* inflada de 83 metros, a mais espessa, sugere derrame proximal da área fonte, segundo comparações com afloramentos do *Columbia Rivers Basalts* (Vye-Brown, Self e Barry, 2013). Por outro lado, a sua grande espessura e estruturas de entablamento também sugerem uma canalização deste derrame basáltico formando *pounds* (Saemundsson, 1970). Assim, as unidades vulcânicas subsequentes seriam, cada vez mais, de menor espessura devido ao maior espriamento da lava com a horizontalização da superfície após o preenchimento do canal, algo que, de fato, é observado no empilhamento.

É possível que, nos depocentros, neste caso áreas distais aos condutos vulcânicos (Figura 22), ocorra espessamento das fácies *pahoehoe* e *rubby* e, por isso, existe a possibilidade de topos vesiculados e brechados mais expressivos, bem como a formação de fácies do tipo 'a'a em terrenos inclinados, onde sua velocidade de fluxo aumenta e a lava esteja mais viscosa, dada a perda constante de voláteis durante o deslocamento. Por esse motivo, espera-se, em trabalhos futuros, realizar um mapeamento sísmico com maior detalhe do espriamento magmático destas lavas, bem como a identificação do conduto vulcânico e possíveis áreas de encurralamento que possibilitou a formação da espessa *pahoehoe*, aquela que iniciou a sequência de derrames após período de quiescência tectônica relacionada à deposição do *intertrap*.

7 CONCLUSÕES

- Foi possível caracterizar as seguintes estruturas de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas com os perfis de imagem e suporte da petrografia das amostras laterais: vesículas, amígdalas, bandamentos sub-horizontais estratigráficos de segregação magmática (lençóis de vesículas), rocha maciça, brechas vulcanoclásticas de clastos dispersos e os que se encaixam em mosaico, além de possível entablamento e disjunções tabulares.
- O perfil acústico foi crucial para a visualização destas estruturas, uma vez que, a ferramenta de imagem micro resistiva utilizada era de baixa resolução, por ter menor quantidade de sensores.
- A textura brechada e outras estruturas primárias, como as vesículas, são agentes importantes e que impactam, em momento posterior à deposição, a composição mineralógica da rocha no local onde elas ocorrem, devido a percolações de fluidos e alterações dos minerais por serem zonas de alta porosidade primária.
- Os glomeropórfiros das amostras laterais de maciços vulcânicos não são visíveis nos perfis de imagem por não haver diferenças nas respostas de amplitude e resistividade entre os cristais da matriz e dos pórfiros.
- Foi possível identificar as seguintes fácies, relacionadas a um sistema subaéreo de deposição magmática: *Pahoehoe* composta, *pahoehoe* simples (inflada), *slabby pahoehoe* e *rubbly pahoehoe*.
- A associação de fácies permitiu o reconhecimento da estratigrafia do empilhamento vulcânico da sequência de 285 metros relativos aos derrames empilhados nas zonas 3 e 4, após o período de quiescência tectônica, que, pelas variações faciológicas caracterizadas, podem corresponder às variações das taxas de efusão do magma.
- Da sequência estratigráfica constatada conclui-se que, o início dos derrames, sobre os sedimentos, ocorreu de forma lenta, com a formação de lobos centimétricos de *pahoehoe* composta. Na sequência, um aumento gradual da taxa de efusão empilhou 124 metros de *pahoehoe* simples infladas. A taxa de efusão sofre outro

incremento e inicia uma segunda fase de empilhamentos de fácies tipo *rubby pahoehoe*, com topos autobrechados por mais 130 metros. A taxa de efusão diminui novamente formando, mais uma vez, *pahoehoe* simples, *slabby* e *pahoehoe* compostas, não necessariamente nesta ordem.

- Pouca ou nenhuma sedimentação é vista na forma de *intertrap* entre as unidades faciológicas das zonas 3 e 4, sugerindo uma longa fase de derrames magmáticos subsequentes ao longo do tempo.
- O tempo estimado para a deposição das unidades de *pahoehoe* simples da zona 3 é de 2 anos e 4 meses, não considerando o tempo de deposição dos 60 centímetros de estratos sedimentares que existem entre a primeira e a segunda unidades de *pahoehoe* simples depositadas nesta sequência de derrames desta zona.
 - A correlação deste empilhamento vulcânico com dados sísmicos ajudará na modelagem geológica e trará mais confiabilidade a estudos futuros. Assim, em novas prospecções nesta área, poderá haver maior probabilidade de sucesso exploratório, seja no propósito de se evitar a perfuração dos depósitos vulcânicos ou tendo como objetivo exploratório possíveis reservatórios em estruturas vesiculadas, fraturas e em brechas vulcanoclásticas.

8 BIBLIOGRAFIA

AL-KHABBAZ, M. et al. **Complex Artifacts in Resistivity and Acoustic Image Data: Recognition and Use in Borehole Image Interpretation.** Annual Convention and Exhibition. Long Beach, California: [s.n.]. April 22-25, 2012.

ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS. **NBR 10520: Informação e documentação: citações em documentos.** Rio de Janeiro. 2002.

ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS. **NBR 6023: Informação e documentação - Referências - Elaboração.** Rio de Janeiro. 2002.

ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS. **NBR 14724: Informação e documentação - Trabalhos acadêmicos - Apresentação.** Rio de Janeiro. 2011.

AUBELE, J. C.; CRUMPLER, L. S.; ELSTON, W. E. Vesicle zonation and vertical structure of basalt flows. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, Amsterdam, 21 June 1988. 349-374.

BASSIOUNI, Z. **Theory, Measurement and Interpretation of Well Logs.** SPE Textbook Series. ed. Louisiana: SPE Society of Petroleum Engineers, v. 4, 1994.

BLOEMENKAMP, R. et al. **Design and Field Testing of a New High-Definition Microresistivity Imaging Tool Engineered for Oil-Based Mud.** SPWLA 55^o Annual Logging Symposium. Abu Dhabi, United Arab Emirates: SPWLA - Society of Petrophysicists and Well Log Analysts. 2014.

BOURKE, L. et al. Using Formation MicroScanner Images. **Oilfield Review**, 1989. 16-40.

BOURKE, L. T. Sedimentological borehole image analysis in clastic rocks: a systematic approach to interpretation. In: HURST, A.; GRIFFITHS, C. M.; WORTHINGTON, P. F. **Geological Applications of Wireline Logs II.** [S.l.]: [s.n.], v. 65, 1992. p. 31-42.

BOURKE, L. T.; PROSSER, D. J. **An Independent Comparison of Borehole Imaging Tools and Their Geological Interpretability.** SPWLA 51^o Annual logging Symposium. Australia: SPWLA. 2010. p. 11.

CHEUNG, P. et al. **IN SITU CORRECTION OF WIRELINE TRIAXIAL ACCELEROMETER AND MAGNETOMETER MEASUREMENTS.** SPWLA 48th Annual Logging Symposium. Austin: Society of Petrophysicists and Well Log Analysts (SPWLA). 2007. p. 1-12.

CHEUNG, P. S. Microresistivity and ultrasonic imagers: tool operations and processing principles with reference to commonly encountered image artefacts. **Geological Society**, London, v. 159, n. Special Publications, p. 45-57, 1999.

CHOWDHURY, M. et al. **Characterization of Volcanic Reservoir - New Integrated Approach: A case Study from Raageshwari Deep Gas Field, Rajasthan, India.** International Petroleum Technology Conference. 10-12 December, Kuala Lumpur, Malaysia: IPTC. 2014.

CONTRERAS, C. et al. Investigating Clastic Reservoir Sedimentology. **Oilfield Review**, n. Spring, p. 54-77, 2003.

COSTA, J. **Estratigrafia e geoquímica da sequência de lavas da Província Magmática do Paraná na região da Usina de Itaipu (PR)**. Tese de Doutorado, Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Paraná. Curitiba, p. 166. 2015.

D'HUTEAU, E.; CECCARELLI, R.; PEREIRA, M. **Optimal Process for Design of Fracturing Treatments in a Naturally-Fractured Volcaniclastic Reservoir: A case History in the Cupén Mahuida Field, Neuquén, Argentina**. SPE Latin American and Caribbean Petroleum Engineering Conference. Buenos Aires: Society of Petroleum Engineers. 2007.

DELLA FÁVERA, J. C. Fácies Sedimentares. In: DELLA FÁVERA, J. C. **Fundamentos de Estratigrafia Moderna**. Rio de Janeiro: EdUERJ, 2001. p. 119-146.

DICIO. Dicionário Online de Português. **Dicio - Dicionário de Português**, 2009. Disponível em: <<https://www.dicio.com.br/artefato/>>. Acesso em: 26 Outubro 2017.

DURAI SWAMI, R. A. et al. Pahoehoe–a0a transitions in the lava flow fields of the western Deccan Traps, India-implications for emplacement dynamics, flood basalt architecture and volcanic stratigraphy. **Journal of Asian Earth Sciences**, 5 September 2013. 146-166.

DURAI SWAMI, R. A.; BONDRE, N. R.; MANAGAVE, S. Morphology of rubbly pahoehoe (simple) flows from the Deccan Volcanic Province: Implications for style of emplacement. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, 2008 June 2008. 822-836.

EKSTRON, M. P. et al. **Formation Imaging with Microelectrical Scanning Arrays**. SPWLA-27^o ANNUAL LOGGING SYMPOSIUM. [S.I.]: SPWLA. 1986. p. 1-21.

FAROOQUI, M. Y. et al. Evaluating Volcanic Reservoirs. **Oilfield Review**, v. 21, n. 1, p. 36-47, Spring 2009.

FENG, Z. et al. **Geophysical Exploration Technology of Complex Volcanic Rock Gas Reservoir**. International Petroleum Technology Conference. Doha, Qatar: IPTC. 2009.

FERNÁNDEZ, M. L. et al. **Precuyano: A nonconventional Reservoir in the Neuquen Basin, Mendoza, Argentina**. SPE Latin American and Caribbean Petroleum Engineering Conference. Buenos Aires: Society of Petroleum Engineers. 2001.

FISHER, R. V. CLASSIFICATION OF VOLCANIC BRECCIAS. **BULLETIN OF THE GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA**, v. 71, p. 973-982, July 1960.

GARCÍA-CARBALLIDO, C.; BOON, J.; TSO, N. Data management and quality control of dipmeter and borehole image log data. In: POPPELREITER, M.; GARCÍA-CARBALLIDO, C.; KRAAIJVELD, M. **Dipmeter and Borehole Image Log Technology**. [S.I.]: AAPG Memoir 92, 2010. p. 39-49.

GILL, R. Os Basaltos e Rochas Afins. In: GILL, R. **Rochas e Processos Ígneos: Um guia prático**. Tradução de Félix José Nonnenmacher. Londres: Bookman Editora, 2014. p. 20-64.

GREGG, T. K. P. Patterns and processes: Subaerial lava flow morphologies: A review. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 342, p. 3-12, August 2017.

GUOXIN, L. et al. **Computing Gas in Place in a Complex Volcanic Reservoir in China**. SPE International Oil and Gas Conference and Exhibition in China. Beijing: Society of Petroleum Engineers. 2006.

HARRIS, A. J. L. et al. Pāhoehoe, 'a'ā, and block lava: an illustrated history of the nomenclature. **Bulletin of Volcanology**, v. 79, January 2017.

HARTLEY, M. E.; THORDARSON, T. Melt segregations in a Columbia River Basalt lava flow: A possible mechanism for the formation of highly evolved mafic magmas. **Lithos ELSEVIER**, n. 112, 17 April 2009. 434-446.

HAYMAN, A. J. et al. **Improved Borehole Imaging by Ultrasonics**. SPE - Society of Petroleum Engineers. New Orleans: SPE. 1994.

HURLEY, N. F. Borehole Images. In: ASQUITH, G.; KRYGOWSKI, D. **Basic Well Log Analysis**. [S.l.]: AAPG Methods in Exploration Series No.16, 2004. p. 151-163.

KENNEDY, L. A.; SPRAY, J. G. Frictional melting of sedimentary rock during high-speed diamond drilling: an analytical SEM and TEM investigation. **Tectonophysics**, Amsterdam, v. 204, p. 323-337, 1992.

KESZTHELYI, L. CLASSIFICATION OF THE MAFIC LAVA FLOWS FROM ODP Leg 183. **Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results**, 17 June 2002. 1-28.

LARONGA, R. et al. **A New Tool for High-Resolution Sedimentological Imaging of Deepwater Clastic Reservoirs**. AAPG International Conference and Exhibition. Cartagena, Colombia: AAPG. 2013.

LE MAITRE, R. W. et al. **IGNEOUS ROCKS - A Classification and Glossary of Terms - Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks**. Cambridge: Cambridge University press, 2002.

LIMA, E. F. et al. Sucessões vulcânicas, modelo de alimentação e geração de domos de lava ácidos da Formação Serra Geral na região de São Marcos-Antônio Prado (RS). **Revista do Instituto de Geociências - USP**, p. 49-64, 2012.

LIN, Y.; QIQUAN, R.; YONGLE, H. **A new method to describe the Formation Framework of the volcanic Gas Reservoir hierarchically**. CPS/SPE International Oil and Gas Conference and Exhibition in China. Beijing: Society of Petroleum Engineers. 2010.

LOBO, J. T. **PETROGÊNESE DAS ROCHAS BASÁLTICAS DO EOCRETÁCEO DAS BACIAS DE CAMPOS E PELOTAS E IMPLICAÇÕES NA GEODINÂMICA DE RIFTEAMENTO DO GONDWANA OCIDENTAL**. Tese de Doutorado, Faculdade de Geologia, Universidade Do Estado do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro, p. 273. 2007.

LOFTS, J. C.; BOURKE, L. T. The recognition of artefacts from acoustic and resistivity borehole imaging devices. **Geological Society of London**, p. 59-76, 1999.

LOFTS, J. et al. **A NEW MICRO-RESISTIVITY IMAGING DEVICE FOR USE IN OIL-BASED MUD**. SPWLA 43 rd Annual Logging Symposium. Oiso, Japão: SPWLA. 2-5 June 2002.

LYLE, P. The eruption environment of multi-tiered columnar basalt lava flows. **Journal of the Geological Society**, v. 157, p. 715-722, July 2000.

MCPHIE, J.; DOYLE, M.; ALLEN, R. **Volcanic Textures - A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks**. Tasmania: University of Tasmania, 1993.

MENEZES DE JESUS, C.; COMPAN, A. L. M.; SURMAS, R. Permeability Estimation Using Ultrasonic Borehole Image Logs in Dual-Porosity Carbonate Reservoirs. **PETROPHYSICS**, v. 57, p. 620-637, December 2016.

MILLETT, J. M. et al. Frontier exploration and the North Atlantic Igneous Province: new insights from a 2.6 km offshore volcanic sequence in the NE Faroe–Shetland Basin. **Journal of the Geological Society**, v. 173, p. 320-336, November 2015.

MOREIRA, J. L. P. et al. Bacia de Santos. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 15, n. 2, p. 531-549, 2007.

PEATE, D. W. The Paraná-Etendeka Province. In: MAHONEY, J. J.; COFFIN, M. F. **Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism**. [S.I.]: American Geophysical Union, 1997. p. 217-245.

PETERSON, D. W.; TILLING, R. I. TRANSITION OF BASALTIC LAVA FROM PAHOEHOE TO AA, KILAUEA VOLCANO, HAWAII: FIELD OBSERVATIONS AND KEY FACTORS. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, 1980. 271-293.

PEZARD, P. A.; LOVELL, M. A.; HISCOTT, R. N. Downhole Electrical Images in Volcaniclastic Sequences of the Izu-Bonin Forearc Basin, Western Pacific. **Ocean Drilling Program**, v. 126, p. 603-622, 1992.

PICCIRILLO, E. M.; MELFORD, A. J. **The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and Geophysical Aspects**. Original de Michigan: Universidade de São Paulo, Instituto Astronômico e Geofísico, 1988.

RAN, Q. et al. **Reservoir Characterization of Fractured Volcanic Gas Reservoir in Deep Zone**. SPE International Oil and Gas Conference and Exhibition in China. Beijing: Society of Petroleum Engineers. 2006.

ROSSETTI, L. M. et al. Stratigraphical framework of basaltic lavas in Torres Syncline main valley, southern Parana-Etendeka Volcanic Province. **Journal of South American Earth Sciences**, 15 October 2014. 409-421.

ROSSETTI, M. M. M. **Caracterização dos derrames pahoehoe, 'a'a e dos tipos transicionais e geoquímica do vulcanismo de 1580, Ilha de São Jorge – Arquipélago dos Açores**. Trabalho de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, p. 64. 2015.

RUSSELL, S. D. et al. Rock types and permeability prediction from dipmeter and image logs: Shuaiba reservoir (Aptian), Abu Dhabi. **AAPG Bulletin**, v. 86, p. 1709-1732, October 2002. ISSN 10.

SAEMUNDSSON, K. Interglacial lava flows in the lowlands of southern Iceland and the problem of two-tiered columnar jointing. **Jolull Journal**, v. 20, p. 62-77, 1970.

SCHLUMBERGER. **Borehole Image Measurements**. Dallas: Schlumberger Oilfield Services, 1999. 1-233 p.

SEILER, D. et al. **Field performance of a new borehole televiewer tool and associated image processing techniques**. SPWLA 31^a Annual Logging Symposium. [S.I.]: SPWLA. 1990.

SELF, S. et al. A new model for the emplacement of Columbia River basalts as large, inflated pahoehoe lava flow fields. **Geophysical Research Letters**, 23, 15 September 1996. 2689-2692.

SELF, S.; KESZTHELYI, L.; THORDARSON, T. The Importance of Pahoehoe. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, 26, Maio 1998. 81-110.

TARTAROTTI, P. et al. Data Report: Reoriented Structures in the East Pacific Rise Basaltic Crust from ODP Hole 1256D, Leg 206: Integration of Core Measurements and Electrical Acoustic Images. **Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results**, 20 Novembro 2006. 1-26.

UKAI, M. et al. **Volcanic Reservoirs, Their Characteristics of the Development and Production**. Joint AIME-MMIJ Meeting. 25-27 May, Tokyo, Japan: Society of Petroleum Engineers. 1972.

VYE-BROWN, C.; SELF, S.; BARRY, T. L. Architecture and emplacement of flood basalt flow fields: case studies from the Columbia River Basalt Group, NW USA. **Bulletin of Volcanology**, 8 March 2013. 21.

WAICHEL, B. L. et al. Stratigraphy and volcanic facies architecture of the Torres Syncline, Southern Brazil, and its role in understanding the Paraná–Etendeka Continental Flood Basalt Province. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, 17 December 2011. 74-82.

WAICHEL, B. L.; LIMA, E. F.; SOMMER, C. A. Tipos de Derrame e Reconhecimento de Estruturas nos Basaltos da Formação Serra Geral: Terminologia e Aspectos de Campo. **Pesquisas em Geociências**, 05 jul. 2006. 123-133.

WATTON, T. J. et al. **Using formation micro-imaging, wireline logs and onshore analogues to distinguish volcanic lithofacies in boreholes: examples from Palaeogene successions in the Faroe–Shetland Basin, NE Atlantic**. Hydrocarbon Exploration to Exploitation West of Shetlands. London: The Geological Society of London. 2014. p. 173-192.

WENGER, L. M. et al. **Drill-Bit Metamorphism: Recognition and Impact on Show Evaluation**. SPE Annual Technical Conference and Exhibition. New Orleans: Society of Petroleum Engineers. 2009.

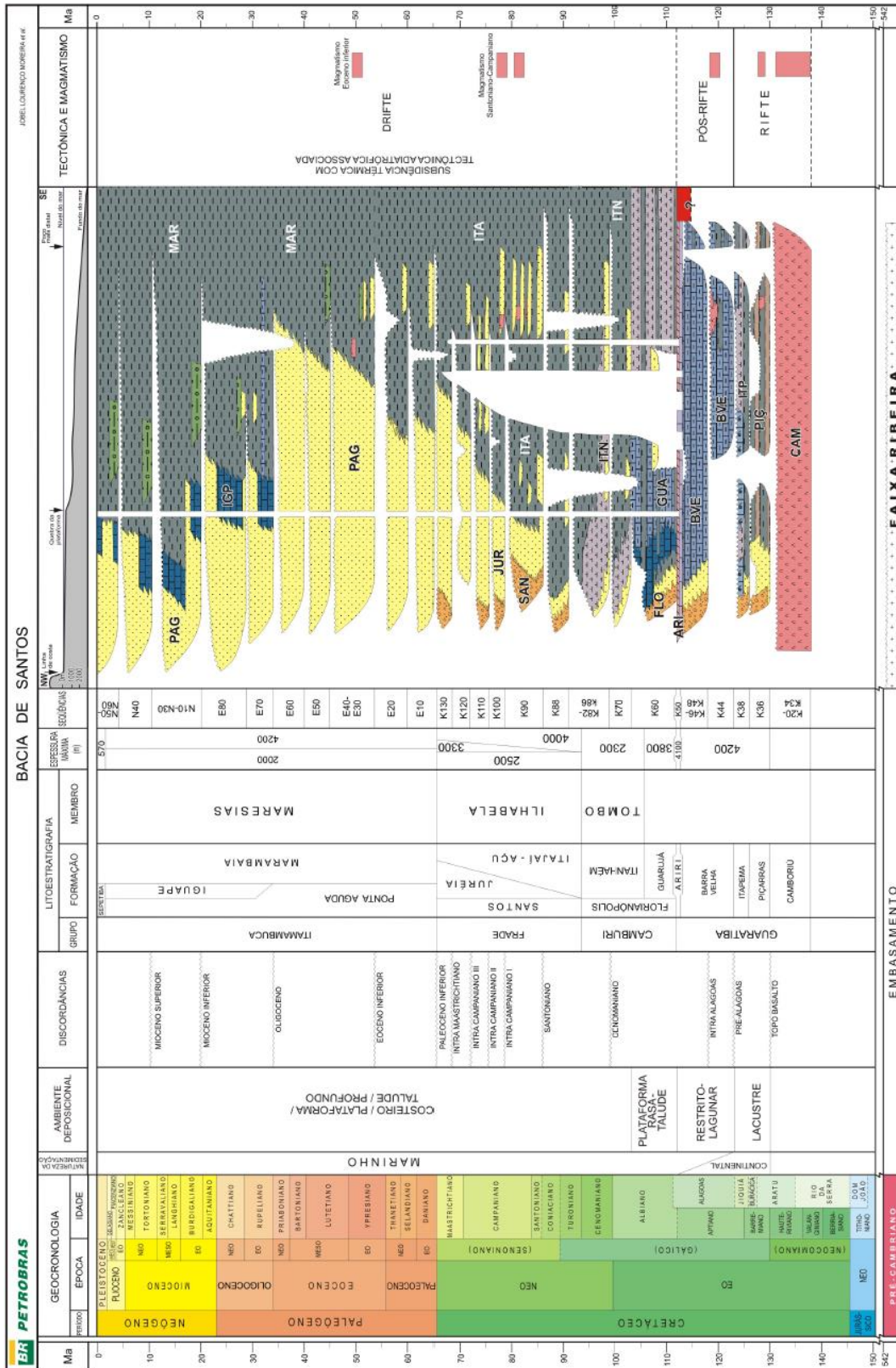
XU, L.; SCHULTZ, W.; HUISZON, C. A Comprehensive Investigation of Source Effects on Neutron Porosity Response for Logging-While-Drilling Measurements. **PETROPHYSICS**, v. 51, p. 185-198, Junho 2010.

ZEMANECK, J. et al. Formation Evaluation by Inspection With the Borehole Televiewer. **GEOPHYSICS**, 35, APRIL 1970. 254-269.

ZOBACK, M. D.; MOOS, D.; MASTIN, L. Well Bore Breakouts and in Situ Stress. **JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH**, 10 June 1985. 5523-5530.

9 ANEXO

ANEXO A – Carta estratigráfica da Bacia de Santos



Fonte: Boletim de Geociências da Petrobrás – V.15, n.2 – maio/nov. 2007.