

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

**GÊNESE E PADRÕES DE DISTRIBUIÇÃO DE MINERAIS  
SECUNDÁRIOS NA FORMAÇÃO SERRA GERAL (BACIA DO  
PARANÁ).**

HEINRICH THEODOR FRANK

**ORIENTADOR:** Prof. Dr. Milton Luiz Laquentinie Formoso

**CO-ORIENTADORA:** Prof<sup>a</sup> Dr<sup>a</sup> Márcia Elisa Boscato Gomes

**BANCA EXAMINADORA:** Prof. Dr. Adolpho José Melfi  
Prof. Dr. Alain Meunier  
Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer

**Tese de Doutorado apresentada como  
requisito parcial para obtenção do Título  
de Doutor em Geociências.**

Porto Alegre – 2008

# **Livros Grátis**

<http://www.livrosgratis.com.br>

Milhares de livros grátis para download.

Frank, Heinrich Theodor

Gênese e Padrões de Distribuição de Minerais Secundárias na Formação Serra Geral (Bacia do Paraná). / Heinrich Theodor Frank. – Porto Alegre : IGEO/UFRGS, 2008.

[322] p. il.

Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, RS - BR, 2008.

1. Minerais Secundários. 2. Formação Serra Geral. 3. Bacia do Paraná. I. Título.

---

Catálogo na Publicação  
Biblioteca do Instituto de Geociências - UFRGS  
Renata Cristina Grun CRB 10/1113

## AGRADECIMENTOS

Como em todos os projetos deste tipo, muitas pessoas ajudaram o autor. Certamente cometendo várias injustiças por esquecimento, quero agradecer:

Ao orientador, Prof. Milton Luiz Laquintinie Formoso e à Profa. Márcia Elisa Boscato Gomes;

Às equipes das Bibliotecas da Escola de Engenharia, do Instituto de Pesquisas Hidráulicas e do Instituto de Geociências da UFRGS, das Bibliotecas da Unisinos, da PUC, da CEEE e do DAER, entre outras;

Às equipes do Centro de Microscopia Eletrônica, do Laboratório de Difratomia de Raios X, do Laboratório de Geoquímica, do Laboratório de Espectrometria de Fluorescência de Raios X e do Curso de Pós-Graduação do Instituto de Geociências da UFRGS;

Às equipes dos estabelecimentos de fotocópias, pela paciência durante os inúmeros atendimentos ao longo dos anos;

Às gerências e às equipes das dezenas de pedreiras visitadas regularmente ao longo de mais de 8 anos, pelas reiteradas permissões de visitas;

Ao Prof. Gilberto Rocha pelo auxílio no desenvolvimento do modelamento meteorológico;

A Sérgio Brito (MG), John G. Cabrera (USA), Rudy Tschernich (USA) e aos alemães: Volker Betz, Berthold Ottens, Hans-Ulrich Schmincke e Werner Lieber;

A Margarete Wagner Simas, Carmem Peres e a Hella Johanna Frank;

Ao Sr. Roberto Steinhaus, do Acervo Histórico do Colégio Mauá, em Santa Cruz do Sul e ao nosso grande amigo Dr. Hardy Grunewaldt (in memoriam), de Arroio do Meio (RS).

Aos meus pais e à minha família: Mônica, Thomas e Walter.

“Os basaltos e meláfiros, rochas efusivas, ocorrem sob a forma de lençóis mais ou menos espessos. Exigem estudo cuidadoso pelo fato de serem muito traiçoeiros”.

Ernesto Pichler (1957, p. 4).

## RESUMO

As características vulcanológicas e geoquímicas das rochas vulcânicas da Formação Serra Geral (Eo-Cretáceo da Bacia do Paraná, América do Sul) foram integradas para avaliar os aspectos genéticos e a distribuição dos minerais secundários que são encontrados nas cavidades (vesículas, etc) dessas rochas. Mais de 70 afloramentos e pedreiras em uma área de 65.000 km<sup>2</sup> no NE do estado do Rio Grande do Sul (Brasil) permitiram o reconhecimento dos padrões locais e regionais de distribuição dos minerais secundários. Sua distribuição em três pedreiras é apresentada em detalhes, evidenciando alterações quantitativas e qualitativas da mineralogia secundária a distâncias que podem ser inferiores a dez metros. Sete fatores principais definem os minerais que se formam nas cavidades. A composição do derrame de lava hospedeiro e as porosidades primárias e secundárias dos derrames de lava individuais e da seqüência vulcânica são muito importantes. Voláteis vulcânicos do próprio derrame de lava que abriga as cavidades foram responsáveis pela cristalização de minerais secundários nessas cavidades provavelmente apenas em circunstâncias muito específicas. O baixo gradiente geotérmico e a ausência de outras fontes de calor na bacia intracratônica do Paraná restringem o metamorfismo de soterramento como agente formador de minerais secundários provavelmente apenas a grandes profundidades. Metamorfismo de contato, representado pelo impacto de calor e de voláteis vulcânicos dos derrames de lava sobre derrames pré-existentes, é o principal processo de formação de minerais secundários de temperaturas mais altas ( $T > 100^{\circ}\text{C}$ ). Fenômenos meteorológicos (tempestades de poeira e chuva) durante o extravasamento dos derrames de lava e a interação dos derrames com águas superficiais criaram condições específicas e muito localizadas de formação de minerais secundários. Fluidos ascendentes do aquífero Botucatu-Pirambóia sotoposto e fluidos descendentes do aquífero contido no edifício vulcânico são os principais responsáveis pela formação de minerais de baixas temperaturas ( $T < 100^{\circ}\text{C}$ ). Essa interação de vários fatores e processos genéticos de intensidades variáveis foi responsável pela distribuição dos minerais secundários por “domínios”. Domínios são definidos como volumes muito variáveis de rocha, de um ou mais derrames de lava, cujas cavidades abrigam as mesmas espécies minerais secundários com as mesmas morfologias e propriedades físicas (cor). Domínios normalmente são formados por rochas de derrames com as mesmas características vulcanológicas e da mesma composição química, apresentando tamanhos decamétricos a quilométricos. Os minerais cristalizam em todos os tipos de cavidades das rochas vulcânicas, mudam com o tipo e o

tamanho das cavidades e se distribuem aleatoriamente nas paredes das cavidades. Muito freqüentes são pseudomorfoses, perimorfoses e minerais com feições de dissolução, demonstrando que os minerais secundários são os produtos de várias fases de cristalização e de dissolução que se sucederam nas cavidades. As temperaturas elevadas ( $T > 100^{\circ}\text{C}$ ) necessárias para a cristalização de apofilita, laumontita, esolecita, heulandita, estilbita-estellerita e mordenita restringem a formação desses minerais à duração do evento vulcânico Serra Geral. Minerais de temperaturas mais baixas ( $T < 100^{\circ}\text{C}$ ) e ampla distribuição são chabasita, calcita e minerais do Grupo da Sílica (calcedônia, ágata e quartzo macrocristalino), cada qual com condicionantes genéticos específicos.

**Palavras-Chave:** Formação Serra Geral. Minerais Secundários. Zeolitas.

## ABSTRACT

The volcanological and geochemical characteristics of the volcanic rocks of the Serra Geral Formation (Eo-Cretaceous of the Paraná Basin, South America) were integrated to evaluate the genetic aspects and the distribution of the secondary minerals found in the cavities (vesicles, etc.) of these rocks. More than 70 outcrops and quarries in an area of 65.000 km<sup>2</sup> in the NE of the state of Rio Grande do Sul (Brazil) made it possible to recognize local and regional distribution patterns of the secondary minerals. Their distribution in three quarries is presented in detail, showing quantitative and qualitative changes, sometimes at distances of less than ten meters. Seven main factors define the kind of secondary minerals in the cavities. The composition of the host lava flow and the primary and secondary porosities of the individual lava flows and of the volcanic succession are very important. Volcanic volatiles of the cavity-hosting lava flow itself very rarely allowed the crystallization of secondary minerals in its cavities, probably only in very specific settings. The low geothermal gradient and the absence of other heat sources in the intracratonic Paraná Basin limit burial metamorphism as a secondary mineral forming agent probably only to great depths. Contact metamorphism, represented by the impact of heat and volcanic volatiles of lava flows over earlier flows, is considered the main process for the generation of secondary minerals of higher temperatures ( $T > 100^{\circ}\text{C}$ ). Meteorological phenomena (dust storms and rain) during the emplacement of the lava flows and the interaction of the flows with superficial waters created very specific and localized mineral-forming conditions. Ascending fluids from the underlying Botucatu-Pirambóia aquifer and descending fluids of the aquifer hosted in the volcanic edifice were responsible for low-temperature ( $T < 100^{\circ}\text{C}$ ) minerals. This interaction of different genetic factors and processes of variable intensities generated a distribution of secondary minerals in “domains”. Domains are very variable volumes of rocks, belonging to one or several lava flows, whose cavities host the same species of secondary minerals, with the same morphologies and physical properties (colors). Domains are usually formed by rocks from flows with the same volcanological characteristics and the same chemical composition, with sizes ranging from decametric to quilometric. The secondary minerals crystallize in all types of cavities of the volcanic rocks. They change according to the kind and the size of the cavities and occur randomly distributed on the walls of the cavities. Very frequent are pseudomorphosis, perimorphosis and minerals with dissolution features, proving that the secondary minerals are the product of several phases of crystallization and dissolution which



happened in the cavities. The higher temperatures ( $T > 100^{\circ}\text{C}$ ) necessary to crystallize apophyllite, laumontite, scolecite, heulandite, stilbite-stellerite and mordenite limit the formation of these minerals to the time of the volcanic Serra Geral event. Very frequent minerals of lower temperatures ( $T < 100^{\circ}\text{C}$ ) are chabazite, calcite and minerals of the silica group (chalcedony, agate and macrocrystalline quartz), each one with specific genetic conditions.

**Keywords:** Serra Geral Formation. Secondary minerals. Zeolites.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Mapa 1 - Mapa de localização simplificado da Bacia do Paraná e da Formação Serra Geral .....	28
Mapa 2 - Mapa de localização da área de estudo e mapa geológico simplificado .....	31
Quadro 1 - Listagem de ocorrências na área de estudo .....	32
Quadro 2 - Listagem e localização das Usinas Hidrelétricas (UHEs) construídas sobre derrames de lava da Formação Serra Geral .....	34
Fig. 1 - Lobo de lava com diques auto-intrusivos .....	46
Fig. 2 - Aspectos de sills na área de estudo .....	49
Fig. 3 - Marcas de ondulação eólicas no topo de uma duna Botucatu .....	57
Fig. 4 - Contato entre dois derrames de lava .....	59
Fig. 5 - Representação esquemática de falhas e dobras de ajuste.....	62
Fig. 6 - Junta-falha da Pedreira Ouro Preto .....	64
Fig. 7 - Falhas-bigode da UHE de Itaipu.....	66
Fig. 8 - Falhas Verticais Intraderrames da UHE de Ponte Nova.....	67
Fig. 9 - Diáclases concêntricas da Pedreira Municipal de Novo Hamburgo.....	70
Fig. 10 - Diáclases Circulares Subverticais da Pedreira Concepa.....	71
Fig. 11 - Diáclases Semi-Esféricas .....	72
Fig.12 - "Diques" de areia descendentes do topo do corpo magmático .....	77
Fig. 13 - Cavidades gigantes em derrame pouco espesso .....	83
Fig. 14 - Cavidades gigantes em topos de corpos magmáticos básicos .....	84
Fig. 15 - Feições de segregação.....	85
Fig. 16 - Cavidades de bases retas alinhadas.....	86
Fig. 17 - Cavidades gigantes esféricas em um derrame ácido.....	87
Fig. 18 - Tubo de lava com diaclasamento concêntrico .....	92
Fig. 19 - Tubo de lava com diaclasamento concêntrico .....	93
Fig. 20 - Perfil esquemático das tipologias de derrames na Formação Serra Geral.....	102
Fig. 21 - Derrames de basaltos de platô no Planeta Marte .....	112
Fig. 22 - Diferenças conceituais entre os modelos para derrames de Províncias de Basaltos de Platô .....	118
Fig. 23 - Diagrama do início da circulação de ar quente sobre um derrame em processo de extravasamento .....	128

Fig. 24 - Diagrama da evolução da coluna de ar quente sobre os condutos geradores de um derrame de lava de grande porte.....	129
Fig. 25 - Diagrama da evolução da coluna de gases quentes para uma nuvem convectiva de grande porte .....	130
Fig. 26 - Rastros de redemoinhos de poeira no Planeta Marte .....	132
Fig. 27 - Caminho percorrido por um magma da Formação Serra Geral.....	137
Fig. 28 – Feições de interação entre topo de derrame a areia subjacente.....	147
Fig. 29 - Areia em vesícula de um derrame de lava pouco espesso .....	147
Fig. 30 - Diagrama da circulação de águas ascendentes e descendentes no edifício vulcânico da Formação Serra Geral .....	152
Fig. 31 - Dendrites de Mn indicando a percolação de águas ascendentes.....	153
Fig. 32 - Densidade e porte de falhamentos .....	157
Fig. 33 - Esquema do impacto de corpos magmáticos posteriores a determinado derrame considerado.....	164
Fig. 34 - Preenchimento de fratura no topo de um derrame por derrame posterior .....	165
Fig. 35 - Exemplos de agregados submicroscópicos do Domínio 2 da Pedreira Municipal de Morro Reuter .....	176
Fig. 36 - Representação esquemática do perfil da Pedreira Incopel.....	178
Fig. 37 - Imagens da Pedreira Incopel.....	179
Fig. 38 - Fragmentos de cavidades representativas para os Domínios da Pedreira Incopel .....	184
Fig. 39 - Níveis de segregação do Domínio 3 da Pedreira Incopel .....	187
Fig. 40 - Imagens da Pedreira Municipal de Morro Reuter.....	191
Fig. 41 - Representação esquemática do perfil da Pedreira M. de Morro Reuter .....	192
Fig. 42 - Fragmentos de cavidades representativas para os Domínios da Pedreira Municipal de Morro Reuter .....	195
Fig. 43 - Representação esquemática, em planta, da Pedreira Sultepa-Tainhas.....	199
Fig. 44 - Imagens da Pedreira Sultepa-Tainhas.....	200
Fig. 45 - Fragmentos de cavidades representativas para os Domínios da Pedreira Sultepa-Tainhas .....	202
Fig. 46 - Representação esquemática da distribuição de minerais secundários por zonas horizontais .....	210
Fig. 47 - Representação esquemática da distribuição de minerais secundários por domínios .....	211
Fig. 48 - Plano de fratura atravessando cavidades maiores no Domínio 2 da Pedreira Municipal de Morro Reute .....	213

Fig. 49 - Exemplos de pseudomorfoses e perimorfoses em cavidades de rochas Serra Geral .....	217
Fig. 50 - Fragmento de cano de água revestido por calcita .....	228
Fig. 51 - Tipologia de ocorrência de apofilitas na área de estudo .....	231
Fig. 52 - Diagrama esquemático da gênese de apofilitas .....	233
Fig. 53 - Chabasitas representativas da área de estudo.....	236
Fig. 54 - Morfologias de cristais de estilbita-estellerita da área de estudo.....	239
Fig. 55 - Heulanditas características da área de estudo .....	242
Fig. 56 - Tipologias de ocorrência de laumontita na área de estudo .....	247
Fig. 57 - Aspectos típicos de mordenita na área de estudo.....	250
Fig. 58 - Ocorrência de esolecita em cavidades.....	254
Fig. 59 - Ocorrência de esolecita em níveis horizontais .....	256

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Distribuição por andar de sills relacionados à Formação Serra Geral na Bacia do Paraná .....	50
Tabela 2 - Composição química de elementos maiores e menores dos magmas-tipo de rochas básicas da Fm. Serra Geral .....	54
Tabela 3 - Composição química de elementos maiores e menores dos magmas-tipo de rochas ácidas da Fm. Serra Geral .....	55
Tabela 4 - Análises químicas de elementos maiores e elementos traços dos derrames das três ocorrências de minerais secundários .....	177
Tabela 5 - Domínios de minerais secundários na Pedreira Incopel.....	183
Tabela 6 - Domínios de minerais secundários na Pedreira Municipal de Morro Reuter .....	194
Tabela 7 - Domínios de minerais secundários na Pedreira Sultepa-Tainhas.....	203
Tabela 8 - Composição química de apofilitas .....	313
Tabela 9 - Composição química de chabasitas.....	314
Tabela 10 - Composição química de estilbitas .....	315
Tabela 11 - Composição química de heulanditas .....	317
Tabela 12 - Composição química de laumontitas.....	319
Tabela 13 - Composição química de mordenitas.....	320
Tabela 14 - Composição química do Grupo da Natrolita.....	321

## SUMÁRIO

<b>1. INTRODUÇÃO</b> .....	16
<b>1.1 O Estado da Arte na Formação Serra Geral</b> .....	19
<b>1.2 Formulação do Problema</b> .....	20
<b>1.3 Objetivo Geral</b> .....	21
<b>1.4. Objetivos Específicos</b> .....	21
<b>1.5 Avanço pretendido com a Tese</b> .....	22
<b>1.6 Metodologia</b> .....	23
<b>1.7 Estrutura da Tese</b> .....	25
<b>2. A FORMAÇÃO SERRA GERAL</b> .....	27
<b>2.1 A Bacia do Paraná</b> .....	27
<b>2.2 A Formação Serra Geral</b> .....	29
<b>2.3 Extensão e Volume</b> .....	35
<b>2.4 Geocronologia</b> .....	36
<b>2.5 Duração do Evento Vulcânico</b> .....	37
<b>2.6 Espaço Temporal entre Derrames Sucessivos</b> .....	38
<b>2.7 Corpos Extrusivos (Derrames)</b> .....	38
2.7.1 Macroderrames .....	39
2.7.2 Microderrames.....	42
<b>2.8 Corpos Intrusivos</b> .....	44
2.8.1 Diques gerados durante a formação do corpo ígneo hospedeiro .....	45
2.8.2 Diques gerados após a formação do corpo ígneo hospedeiro.....	46
2.8.3 Sills .....	47
<b>2.9 Tipos de Rochas</b> .....	51
2.9.1 Classificação Petrográfica .....	51
2.9.2 Classificação Geoquímica .....	53
<b>2.10 Contatos entre Derrames</b> .....	56
<b>2.11 Descontinuidades</b> .....	58
2.11.1 Falhas Transcorrentes .....	58
2.11.2 Falhas.....	60
2.11.3 Falhas e Dobras de Ajuste .....	61
2.11.4 Juntas-Falha.....	63

2.11.5 Fraturas de Alívio de Carga.....	65
2.11.6 Falhas Verticais Intraderrames .....	66
2.11.7 Diáclases .....	67
2.11.8 Juntas .....	70
2.11.9 Diáclases Circulares Subverticais.....	71
2.11.10 Diáclases Semi-Esféricas.....	72
2.11.11 Fraturas por Devitrificação.....	73
<b>2.12 Dobras.....</b>	<b>73</b>
<b>2.13 Litotipos Interderrames .....</b>	<b>74</b>
<b>2.14 Diques Clásticos .....</b>	<b>75</b>
2.14.1 Fendas de Topo de Derrame com Areias Eólicas.....	75
2.14.2 Diáclases Preenchidas por Areia .....	76
2.14.3 Diques Descendentes a Partir do Topo do Derrame.....	77
2.14.4 Diques Ascendentes a Partir da Base do Derrame .....	78
<b>2.15 Cavidades .....</b>	<b>79</b>
2.15.1 Níveis Vesiculares .....	79
2.15.2 Vesículas preenchidas por areia .....	81
2.15.3 Cavidades Gigantes .....	82
2.15.4 Cavidades em Feições de Segregação .....	85
2.15.5 Cavidades de Bases Retas Alinhadas .....	86
2.15.6 Cavidades em Derrames Ácidos.....	87
2.15.7 Cavidades Horizontais de Topo de Microderrame.....	88
2.15.8 Cavidades entre Microderrames .....	88
2.15.9 Cavidades de Frente de Derrame.....	89
2.15.10 Cavidades de Brechas.....	89
2.15.11 Túneis e tubos de Lava .....	90
2.15.12 Espiráculos .....	91
2.15.13 Trincas .....	94
2.15.14 Cavidades Tectônicas .....	94
<b>2.16 Lavas em Almofada.....</b>	<b>95</b>
<b>2.17 Estruturas Circulares.....</b>	<b>95</b>
<b>2.18 Tensões Residuais .....</b>	<b>97</b>
<b>2.19 Considerações Finais .....</b>	<b>98</b>

<b>3 O CENÁRIO DE "EMPLACEMENT" DA FORMAÇÃO SERRA GERAL.....</b>	<b>100</b>
<b>3.1 Topografia Pré-Emplacement .....</b>	<b>100</b>
<b>3.2 Paleoclimatologia da Formação Botucatu.....</b>	<b>104</b>
3.2.1 Registros Sedimentares .....	105
3.2.2 Registros Paleontológicos .....	107
3.2.3 Registro Mineralógicos.....	109
3.2.4 Clima do Deserto Botucatu .....	110
<b>3.3 O Evento Vulcânico .....</b>	<b>112</b>
3.3.1 O Modelo de Shaw e Swanson (1970) .....	113
3.3.2 O Modelo de Hon et al. (1994).....	114
3.3.3 O Modelo de Keszthelyi et al. (2006).....	115
3.3.4 Laki - O Caso Histórico Mais Conhecido .....	115
3.3.5 Características de um Evento Vulcânico Individual.....	117
<b>3.4 Meteorologia de Emplacement dos Derrames da Fm. Serra Geral.....</b>	<b>122</b>
3.4.1 Primeiros Instantes do Evento Vulcânico.....	124
3.4.2 Evolução da Coluna de Gases Ascendentes .....	127
3.4.3 Impacto na Superfície do Terreno .....	131
<b>3.5 Climatologia Sin- e Pós-Emplacement da Formação Serra Geral.....</b>	<b>132</b>
<b>4 MINERAIS SECUNDÁRIOS NA FORMAÇÃO SERRA GERAL</b>	
<b>FATORES E PROCESSOS GENÉTICOS .....</b>	<b>135</b>
<b>4.1 Composição da Rocha Hospedeira.....</b>	<b>135</b>
4.1.1 Origem dos Magmas Serra Geral .....	136
4.1.2 Contaminação em Câmaras Magmáticas Profundas .....	138
4.1.3 Contaminação em Fissuras Alimentadoras.....	139
4.1.4 Contaminação em Corpos Intrusivos Tipo Sill.....	140
4.1.5 Contaminação por Sedimentos Inconsolidados.....	141
<b>4.2 Voláteis Magmáticos Confinados .....</b>	<b>143</b>
<b>4.3 Influências Meteorológicas .....</b>	<b>146</b>
<b>4.4 Interação com Águas Superficiais.....</b>	<b>149</b>
<b>4.5 Fluidos Ascendentes .....</b>	<b>151</b>
4.5.1 Artesianismo do Aquífero Botucatu.....	151
4.5.2 Hidrocarbonetos em Rochas da Formação Serra Geral.....	153



4.5.3 Composição dos Fluidos Ascendentes no Edifício Vulcânico .....	154
4.5.4 Caminhos Preferenciais dos Fluidos Ascendentes .....	156
<b>4.6 Metamorfismo</b> .....	159
4.6.1 Metamorfismo Regional de Muito Baixo Grau .....	159
4.6.2 Metamorfismo de Soterramento .....	160
4.6.3 Metamorfismo de Contato .....	162
4.6.3.1 <i>Met. de Contato em Xenólitos</i> .....	162
4.6.3.2 <i>Met. de Contato sobre as Rochas Encaixantes</i> .....	163
<b>4.7 Águas Descendentes</b> .....	170

## **5 MINERAIS SECUNDÁRIOS EM OCORRÊNCIAS SELECIONADAS NA PORÇÃO S-SE DA BACIA DO PARANÁ .....**

<b>5.1 Diretrizes der Apresentação</b> .....	174
<b>5.2 Ocorrências Seleccionadas</b> .....	177
5.2.1 Pedreira Incopel.....	178
5.2.2 Pedreira Municipal de Morro Reuter.....	190
5.2.3 Pedreira Sultepa-Tainhas .....	199
<b>5.3 Discussão</b> .....	207

## **6 MODELO GENÉTICO .....**

<b>6.1 Sílica</b> .....	219
6.1.1 Sílica a partir de Águas Subterrâneas Ascendentes.....	220
6.1.2 Sílica a partir de Sedimentos Interderrames .....	220
6.1.3 Sílica a partir das Rochas Vulcânicas.....	223
<b>6.2 Calcita</b> .....	226
<b>6.3 Apofilita</b> .....	230
<b>6.4 Chabasita</b> .....	236
<b>6.5 Estilbita</b> .....	239
<b>6.6 Heulandita</b> .....	242
<b>6.7 Laumontita</b> .....	245
<b>6.8 Mordenita</b> .....	249
<b>6.9 Grupo da Natrolita, Mesolita e Escolcita</b> .....	253
<b>6.10 Considerações Finais</b> .....	257

<b>7 CONCLUSÕES.....</b>	<b>260</b>
<b>REFERÊNCIAS .....</b>	<b>263</b>
<b>APÊNDICE A – Difratomogramas .....</b>	<b>304</b>
<b>ANEXO A - Tabelas de composição química de apofilita e zeolitas.....</b>	<b>316</b>

## 1 INTRODUÇÃO

As rochas vulcânicas freqüentemente apresentam, além dos minerais essenciais e daqueles que ocupam os espaços intersticiais (cavidades dicitaxíticas), assembléias de minerais secundários em suas cavidades maiores (vesículas, etc.). Entre os minerais dessas cavidades, os representantes do Grupo das Zeolitas normalmente são importantes quantitativamente e qualitativamente, associando-se, em graus variáveis, minerais do Grupo da Sílica, filossilicatos, carbonatos e muitos outros, dependendo dos condicionantes geológicos de cada ocorrência.

Os minerais da Família das Zeolitas sempre se destacaram nestas mineralogias secundárias pelos belíssimos agregados de cristais vistosos que se formam nas cavidades das rochas vulcânicas. Estas zeolitas são conhecidas, há muitos séculos, pelos colecionadores, inicialmente da Islândia e, nas últimas décadas, dos basaltos da Província do Deccan na Índia, de onde provém enorme quantidade de peças disponíveis no comércio.

As rochas vulcânicas hospedeiras deste tipo de mineralização secundária podem ser divididas, de maneira geral, em três tipologias de ocorrência:

- (a) Ocorrências restritas em edifícios vulcânicos situados em ambientes tectônicos diversos, incluindo áreas continentais,
- (b) Basaltos oceânicos dos tipos MORB (= Mid Ocean Ridge Basalts) e OIB (= Ocean Island Basalts), e
- (c) Províncias de basaltos de platô continentais (CFB = Continental Flood Basalts) como a Formação Serra Geral na Bacia do Paraná.

Do primeiro grupo há incontáveis descrições de ocorrências isoladas, a maioria sintetizada em Tschernich (1992) e, constantemente atualizadas, em [www.mindat.org](http://www.mindat.org), detalhando profusamente as espécies minerais encontradas, seus tamanhos, formas, cores e outras propriedades físicas de interesse, sendo os aspectos genéticos apresentados, quando muito, de maneira muito sucinta. Incluem ocorrências na Nova Zelândia (GRAHAM et al, 2003), Groenlândia (NEUHOFF et al., 1997) e Irlanda. Característico é o trabalho de Schnorrer et al. (2004) para o basalto de Bramburg (Alemanha). Nessa localidade, os autores identificaram, a partir das coletas feitas ao longo de 28 anos, um conjunto de 45 minerais secundários. Como esses edifícios vulcânicos situam-se em contextos geológicos dos mais

variados, os processos genéticos dos minerais secundários igualmente diferem de localidade a localidade.

As ocorrências de MORB e OIB, por sua vez, apresentam extensas descrições e estudos regionais, iniciados há mais de três séculos (DEBES, 1673, apud JØRGENSEN, 2006). Os melhores detalhamentos estão disponíveis para a Ilha Martinica (WESTERCAMP, 1981), as Ilhas Färoer (JØRGENSEN, 2006) e principalmente a Islândia, com os trabalhos pioneiros de Walker (1951, 1959 e 1960) e muitos outros (JEFFERIS; VOIGHT, 1991; WEISENBERGER, 2005).

Dentre estes, a situação mais pesquisada e melhor compreendida é a da Islândia, cujas seqüências de lavas basálticas regionalmente metamorizadas exibem um preciso zoneamento horizontalizado de minerais secundários. Desenvolveram-se zeolitas características dos intervalos de pressão e temperatura de cada uma das zonas. Estas zonas de metamorfismo foram definidas como fácies zeolíticas nos trabalhos fundamentais de Fyfe et al. (1958, apud WEISENBERGER, 2005) e de Coombs et al. (1959), situando-se entre a diagênese e a fácies xistos verdes. A ilha caracteriza-se pelo alto gradiente geotérmico (temperaturas calculadas entre 50°C e >200°C), pela extensão restrita e por estar constituída por rochas jovens de grande uniformidade litológica (Terciárias - 16 Ma), cujos afloramentos possuem uma acessibilidade muito favorável. O padrão do zoneamento das zeolitas reflete, em alguns casos, fontes de calor localizadas (vulcões) em subsuperfície (WEISENBERGER, 2005).

Em relação às grandes províncias continentais de basaltos de platô, o reconhecimento da mineralogia secundária e dos seus processos genéticos se encontra em um estágio bem menos desenvolvido. Neste grupo incluem-se as Províncias do Columbia River (USA), dos Traps Siberianos (Rússia), do Karroo-Ferrar (África do Sul), do Keeweenawan (América do Norte), do Deccan (Índia) e de Paraná-Etendeka (Formação Serra Geral).

Para a Província do Columbia River (Washington, USA), por exemplo, apesar de detalhadamente estudada em relação a volumes de lava, extensões dos derrames, magmas-tipo e evolução, não existem avaliações de seus minerais secundários, apenas descrições isoladas de algumas ocorrências minerais sumarizadas por Tschernich (1992). Uma exceção é o artigo de Benson e Teague (1982) que, além de se restringir a uma situação pontual, constata que a identificação de muitas espécies minerais não foi possível devido ao seu tamanho diminuto (p. 598 e 600).

A Província dos Traps Siberianos conta com uma extensa bibliografia relativa aos depósitos de Ni-Cu-PGE (Níquel, cobre e elementos do grupo da platina) (LIGHTFOOT; KEAYS, 2005 e referências ali contidas), mas em relação aos outros tipos de minerais secundários a bibliografia é extremamente fragmentária e não foi possível encontrar textos de avaliação regional (FRANK 2005, Cap. II), esta última uma situação que se repete para as Províncias de Keeweenawan e do Karroo (FRANK 2005, Cap. IV).

A Província do Deccan apresenta-se melhor estudada, com os trabalhos pioneiros de Sukheswala et al. (1972, 1974). Desenvolvendo uma idéia apresentada alguns anos antes por G.P.L. Walker para a Islândia, Sukheswala et al. (1974) reconhecem 3 zonas de zeolitas (laumontita - basal, esolecita e heulandita) e, como estas zonas se dispõem obliquamente aos derrames de lavas, concluem que sua formação se deu posteriormente ao "emplacement" dos derrames de lava hospedeiros, a partir de metamorfismo de soterramento. Intrigante é a ocorrência freqüente, na Província do Deccan, de alguns minerais de fácil reconhecimento e que na Formação Serra Geral estão ausentes ou são muito raros, como okenita, girolita, cavansita, pentagonita, thomsonita, powellita, prehnita e pumpellyita, sugerindo diferentes processos genéticos de minerais secundários entre estas duas Províncias de Basaltos de Platô. Franco (1952, p. 14) já chamou atenção para este fato. Entretanto, a ausência dos minerais faujasita, gmelinita, erionita, phillipsita e harmotoma na Formação Serra Geral (FRANCO, 1952, p. 14) se repete na Província do Deccan, mas são abundantes em ocorrências de zeolitas de edifícios vulcânicos intraplaca isolados, o que reflete a heterogeneidade nos processos genéticos que geram zeolitas em rochas basálticas.

As diferentes abordagens da geologia e mineralogia das Províncias Continentais de Basaltos de Platô se encaixam em três "trends" bem definidos. Por um lado, a maioria dos autores apresenta basicamente dados geoquímicos, usando para suas conclusões dezenas ou centenas de análises de rocha total e devotando menos atenção aos aspectos físicos de campo e à mineralogia secundária. Em relação à Formação Serra Geral, um trabalho deste tipo é Bellieni et al. (1983). Um segundo grupo, muito menos numeroso (SPARKS, 1983, p. 323), analisa as feições vulcânicas das rochas e discute aspectos de vulcanologia física para concluir sobre o tipo de "emplacement" das rochas e dos comportamentos reológicos da lava/magma que originaram estas feições, com ênfase muito menor em aspectos geoquímicos, petrográficos e de mineralogia secundária. Um trabalho representativo dessa tendência é Bondre et al. (2004) para a Província do Deccan (Índia). O terceiro grupo de autores, menor ainda, é especializado em mineralogia e apresenta detalhadamente os minerais secundários

associados às rochas vulcânicas, sem se deter em aspectos geoquímicos e físicos das rochas hospedeiras como, por exemplo, Mason e Greenberg (1953). Estes três "trends" repetem-se internacionalmente, fazendo com que a literatura a respeito de determinado pacote vulcânico, mesmo farta, pouco ou nada informa sobre as mineralogias secundárias locais, menos ainda sobre seus processos genéticos.

### **1.1 O Estado da Arte na Formação Serra Geral**

Entre os textos que compõem a literatura a cerca da Formação Serra Geral, cerca de 150 trazem informações sobre minerais secundários (FRANK, 2005). Considerando a extensão de rochas Serra Geral aflorantes, de cerca de 500.000 km<sup>2</sup>, esta amostragem é muito reduzida e representa algo como um ponto a cada 1000 ou 2000 km<sup>2</sup>, não refletindo a diversidade nem a abundância relativa desses minerais.

A grande maioria das publicações se restringe a citações, refletindo um tipo de coleta e análise extensivamente praticada na Formação Serra Geral: uma coleta avulsa em locais com mineralogias secundárias interessantes constituídos por minerais grandes (~>1cm) bem formados em cavidades grandes (~>1cm). Normalmente, a localidade exata da coleta, o tipo e a posição do corpo magmático na seqüência vulcânica, o tipo de cavidade que hospeda a mineralogia secundária e a composição química dos minerais não são indicados, restringindo as possibilidades de uso dessas informações. Entre as análises morfológicas de espécies minerais individuais destacam-se as contribuições de Franco (1952) e de Lieber (1965). Análises químicas dos minerais foram publicadas em alguns casos, como em Franco (1952) e Murata et al. (1987).

Um número elevado de contribuições referem-se a áreas de exploração comercial de mineralizações secundárias, como de ágata no Distrito Mineiro de Salto do Jacuí (RS) e principalmente de ametista no Distrito Mineiro do Alto Uruguai (RS) (FRANK, 2005). As contribuições referentes ao Distrito Mineiro de Salto do Jacuí são abordagens texturais/mineralógicas, industriais ou possuem enfoques mineiros, sem detalhar aspectos genéticos, dificultados pelo alto grau de alteração das rochas portadoras de ágata. Bem ao contrário, os derrames portadores de ametista do Distrito Mineiro do Alto Uruguai estão precisamente descritos e a mineralização analisada em detalhes, mas, em termos de Formação

Serra Geral, os dois Distritos representam apenas casos isolados em áreas restritas (Alto Uruguai: ~1000 km<sup>2</sup>, Salto do Jacuí: ~ 300 km<sup>2</sup>), sem paralelos inclusive em outras províncias de basaltos de platô.

Considerações genéticas a cerca dos minerais secundários estão contidas em vários trabalhos. Franco (1952, p. 41) argumenta que “as soluções restantes da consolidação do magma foram as principais fontes do processo de zeolitização”, admitindo que os voláteis magmáticos do próprio derrame hospedeiro da mineralização secundária fizeram cristalizar os minerais nas cavidades dos derrames. Esta hipótese genética se encontra implícita em diversas outras contribuições. Uma outra proposta surge com Farjallat e Suguio (1966, p. 56), que admitem que, no caso apresentado pelos autores, as cavidades do derrame hospedeiro dos minerais secundários estiveram vazias após o resfriamento do derrame. Posteriormente, soluções geradas durante o “emplacemnt” do derrame superior promoveram a cristalização de zeolitas tanto nas cavidades do derrame inferior como também na areia interderrame que havia no local. A terceira tese surge com Murata et al. (1987), que atribuem a cristalização de zeolitas em sua área, que coincide em grande parte com a área de estudo desta tese, a um gradiente geotérmico em nível de Bacia do Paraná derivado de um intenso fluxo de calor gerado pela pluma do manto responsável pela separação dos continentes da América do Sul e da África.

## **1.2 Formulação do Problema**

A exaustiva avaliação das informações bibliográficas disponíveis e as experiências próprias de coleta ao longo de 8 anos em uma ampla área de estudo não permitiram reconhecer, nem ao menos em uma região restrita, algum padrão ou zoneamento na ocorrência de minerais secundários da Formação Serra Geral. Ao contrário, predominam bruscas variações qualitativas e quantitativas desses minerais secundários tanto nos derrames de lava individuais como entre derrames justapostos.

Esta realidade faz com que o detalhamento da mineralogia secundária em um ponto específico não seja representativo nem para o derrame de lava hospedeiro nem para a região em que o derrame se situa. Um levantamento desta natureza configura apenas uma situação pontual que, muito provavelmente, se modifica quantitativamente e qualitativamente

em outro ponto do derrame de lava considerado, mesmo que a apenas algumas dezenas de metros de distância do primeiro ponto.

Portanto, o reconhecimento dos processos que governam a distribuição de minerais secundários na Formação Serra Geral depende de uma investigação que extrapola o simples reconhecimento e descrição detalhada das espécies minerais secundárias em um ou mais pontos específicos. É necessária uma análise essencialmente qualitativa, desvinculada de uma ou mais ocorrências específicas, que integre os dados vulcanológicos, geoquímicos e mineralógicos sem, entretanto, prender-se em detalhes de cada uma destas abordagens. Obtém-se, através deste trabalho, um conjunto de diretrizes e condicionantes para a avaliação das mineralogias secundárias da Formação Serra Geral em pontos específicos de sua área de ocorrência.

### **1.3 Objetivo Geral**

O objetivo geral desta tese é o estabelecimento de uma proposta de modelo para a gênese e distribuição dos minerais secundários nas rochas da Formação Serra Geral. O modelo consiste na definição dos diferentes fatores e processos que geram minerais secundários, do estabelecimento das características de sua distribuição e dos condicionantes genéticos individuais para os minerais quantitativamente mais expressivos.

### **1.4 Objetivos Específicos**

- a) Integrar aspectos geoquímicos, vulcanológicos e mineralógicos na construção de uma releitura da Formação Serra Geral, com ênfase nas características físicas dos corpos magmáticos e dos litotipos interderrames que ofereçam indícios sobre a gênese e evolução do edifício vulcânico.
- b) Reconstituir, na medida do possível, os processos vulcânicos que construíram os derrames de lava e os fenômenos meteorológicos que acompanharam este vulcanismo.



- c) Identificar os fatores e processos que tiveram o potencial de formar, direta ou indiretamente, minerais secundários ao longo da história evolutiva do edifício vulcânico.
- d) Caracterizar as variações das mineralogias secundárias através da detalhada análise de alguns casos típicos verificados através do acompanhamento das frentes de lavra nas pedreiras por vários anos.
- e) Estabelecer um conjunto de diretrizes gerais que governam a gênese dos minerais secundários na Formação Serra Geral, abordando as principais espécies minerais presentes.

### **1.5 Avanço pretendido com a Tese**

Enquanto o estabelecimento de zonas aproximadamente horizontais, paralelas à paleosuperfície, de ocorrência de sucessivos minerais-índice que refletem condições gradualmente mais elevadas de temperatura e pressão é um fato notório para ocorrências de rochas vulcânicas em áreas de elevado gradiente geotérmico ou regionalmente metamorfizadas, sua aplicação automática em Províncias de Basaltos de Platô não é possível. A idade muito maior destas ocorrências e sua enorme complexidade fizeram com que não fosse possível, até o momento, na Formação Serra Geral na Bacia do Paraná, estabelecer nem ao menos os fatores e eventos que influenciaram na formação de minerais secundários. Em decorrência disto, os poucos autores que abordaram o assunto limitam-se a tecer comentários genéricos sobre cristalização de minerais secundários a partir de voláteis magmáticos, fluidos pós-magmáticos e processos de alteração hidrotermal posteriores.

O avanço pretendido na presente tese é a delimitação dos processos formadores de minerais secundários que agiram sobre o edifício vulcânico fornecendo, pela primeira vez para a Formação Serra Geral, um modelo que possa ser usado como guia na investigação de mineralogias secundárias específicas na área de ocorrência da Formação.

## **1.6 Metodologia**

A metodologia empregada para a consecução dos objetivos específicos constou de uma série de etapas, abaixo descritas.

### **a) Levantamento e Revisão Bibliográfica**

As características vulcanológicas e geoquímicas da Formação Serra Geral foram reunidas através de uma ampla revisão bibliográfica, com mais de 600 títulos, o que se somou ao reconhecimento da mineralogia secundária de Frank (2005). Através desta releitura da Formação Serra Geral, considerada fundamental, se resgatou um expressivo volume de descrições de feições vulcânicas decisivas na caracterização correta da seqüência vulcânica.

### **b) Pesquisa de Campo de Feições Vulcânicas**

Para complementar a releitura das características da Formação Serra Geral, foi incrementada uma pesquisa de campo já existente, de acompanhamento das feições vulcânicas em um conjunto de 70 ocorrências (principalmente pedreiras) na área de estudo. As feições foram registradas através de documentação fotográfica, somando mais de 4.000 imagens. Quando possível, sua identificação foi realizada através da comparação com feições similares de outras Províncias de Basaltos de Platô. Este trabalho permitiu avaliar a informações bibliográficas, testar as hipóteses de trabalho e encontrar elementos novos que complementaram o quadro traçado a partir da literatura disponível.

### **c) Modelamento do “emplacement”**

O conjunto de características físicas assim reunido foi usado, com as informações de outras regiões vulcânicas, em uma reavaliação e no modelamento dos mecanismos de "emplacement" dos corpos magmáticos da Formação Serra Geral, através de uma discussão que leva em conta principalmente questões vulcanológicas e pós-vulcânicas, para verificar até que ponto estes mecanismos influenciaram na gênese da mineralogia secundária.

### **d) Reconhecimento dos Eventos Potencialmente Formadores de Mineralogias Secundárias**

A partir dos dados e das indicações obtidas foram definidos os fatores e processos que potencialmente podem formar ou alterar as mineralogias secundárias ao longo da história evolutiva da Formação Serra Geral. Estas definições envolveram as litologias subjacentes, a evolução tectônica da Bacia do Paraná, o conjunto de feições das rochas vulcânicas e as mineralogias secundárias constatadas nas ocorrências que portam rochas vesiculares.

### **e) Caracterização dos Minerais Secundários de Ocorrências Seleccionadas**

As alterações qualitativas e quantitativas das mineralogias secundárias são apresentadas através da caracterização e análise destas mudanças em três ocorrências típicas, das quais estão disponíveis centenas a milhares de cavidades coletadas ao longo de mais de 8 anos. O excessivo volume de dados restringiu a análise às fases minerais quantitativamente expressivas. As rochas hospedeiras foram analisadas através de lâminas delgadas e análises químicas de rocha total para elementos maiores e elementos traços por Espectrometria de Fluorescência de Raios-X. Além das rochas das ocorrências de minerais secundários

detalhadas, foram realizadas análises de uma série de outras ocorrências, excetuando corpos intrusivos (sempre básicos), ocorrências sem minerais secundários, ocorrências adjacentes a ocorrências já analisadas e ocorrências com alto grau de alteração intempérica. As amostras com minerais secundários foram inicialmente serradas com serra diamantada ou prensadas com prensa hidráulica para separar o excesso de rocha. Posteriormente foram analisadas sob lupa binocular e fotografadas com lupa binocular com máquina fotográfica digital. As espécies cuja identificação visual não foi possível foram analisadas por via úmida, Difractometria de Raios X, Espectrometria de Fluorescência de Raios X e com Microscópio Eletrônico de Varredura com EDS (“energy dispersive system”).

#### **f) Estabelecimento de um Modelo para a formação das Mineralogias Secundárias**

Como produto da tese foi elaborada uma proposta de modelo de formação de minerais secundários que integra dados vulcanológicos, mineralógicos e geoquímicos das rochas vulcânicas. O modelo contém um conjunto de diretrizes gerais cuja utilização permite superar o estágio de simples identificação de minerais e o empirismo nas considerações genéticas das assembléias minerais secundárias da Formação Serra Geral.

### **1.7 Estrutura da Tese**

A tarefa mais simples em uma ocorrência de rochas vulcânicas vesiculares, contendo minerais secundários, é a identificação das espécies minerais presentes. Muito mais problemática é a identificação do contexto em que as cavidades hospedeiras da mineralização se situam. Como os minerais secundários registrados na Formação Serra Geral já foram sistematizados em Frank (2005), a **Seção 2** se dedica a uma cuidadosa releitura da Formação Serra Geral, a mais completa e detalhada possível no contexto desta tese, com especial ênfase nas feições das rochas que possam oferecer subsídios para a interpretação da gênese das cavidades dos minerais secundários.

Uma vez sistematizadas as informações bibliográficas, as observações de campo e os resultados de laboratório disponíveis, os mesmos são usados, na **Seção 3**, para uma reconstituição, na medida do possível, da tipologia de “emplacement” dos corpos magmáticos da Formação Serra Geral. Este item é essencial para reconhecer a gênese de muitas das feições vistas em afloramento. A paleotopografia e a paleoclimatologia pré-, sin- e pós-Serra Geral são integradas em uma discussão de caráter vulcanológico sobre a tipologia de “emplacement” destas rochas vulcânicas e sobre os fenômenos meteorológicos que acompanharam, provavelmente, as erupções vulcânicas que originaram os derrames de lava.

A análise das feições e dos aspectos de “emplacement” da Formação Serra Geral conduzida até este ponto permitiu individualizar os fatores e processos que podem potencialmente formar minerais secundários nas rochas da Formação Serra Geral ao longo da história evolutiva do edifício vulcânico. A **Seção 4** detalha estes processos, trazendo, quando possível, exemplos locais e de outras ocorrências dos mecanismos genéticos propostos.

Através da sistematização dos processos geradores de mineralização secundária torna-se possível compreender as alterações horizontais e verticais das mineralogias secundárias nos derrames individuais e entre derrames justapostos. Esta diversidade é discutida, pela primeira vez na Formação Serra Geral, através de algumas ocorrências apresentadas na **Seção 5**, obtidas através de um acompanhamento das frentes de lavra ao longo de vários anos, com a coleta de centenas a milhares de cavidades e um detalhado trabalho de laboratório.

Integrando os dados vulcanológicos, mineralógicos e geoquímicos, a **Seção 6** apresenta uma proposta de “Modelo Genético” para os minerais secundários, consistindo em um conjunto de definições centrais e de uma discussão dos aspectos genéticos das fases minerais de maior expressão quantitativa entre os minerais secundários da Formação Serra Geral.

As principais conclusões são apresentadas na **Seção 7**.

## **2 A FORMAÇÃO SERRA GERAL**

Para aproximar a discussão da gênese e da distribuição dos minerais secundários nas rochas da Formação Serra Geral ao máximo da realidade, o reconhecimento detalhado das características da Formação é absolutamente essencial.

Em função disso, o objetivo desta primeira seção é uma caracterização, eminentemente descritiva e o mais abrangente possível, da Formação Serra Geral. O levantamento dos dados bibliográficos considera não apenas a bibliografia acadêmica, mas extensivamente as informações providenciadas pelos “barrageiros”, os geólogos e engenheiros que construíram mais de 30 grandes barragens sobre basaltos no sudeste do Brasil a partir do final da década de 50. Integrando a bibliografia produzida pelos dois grupos e complementando o quadro com os dados de campo e laboratório produzidos a partir da área de estudo da presente tese, foi possível registrar com a maior precisão possível as principais feições da Formação Serra Geral.

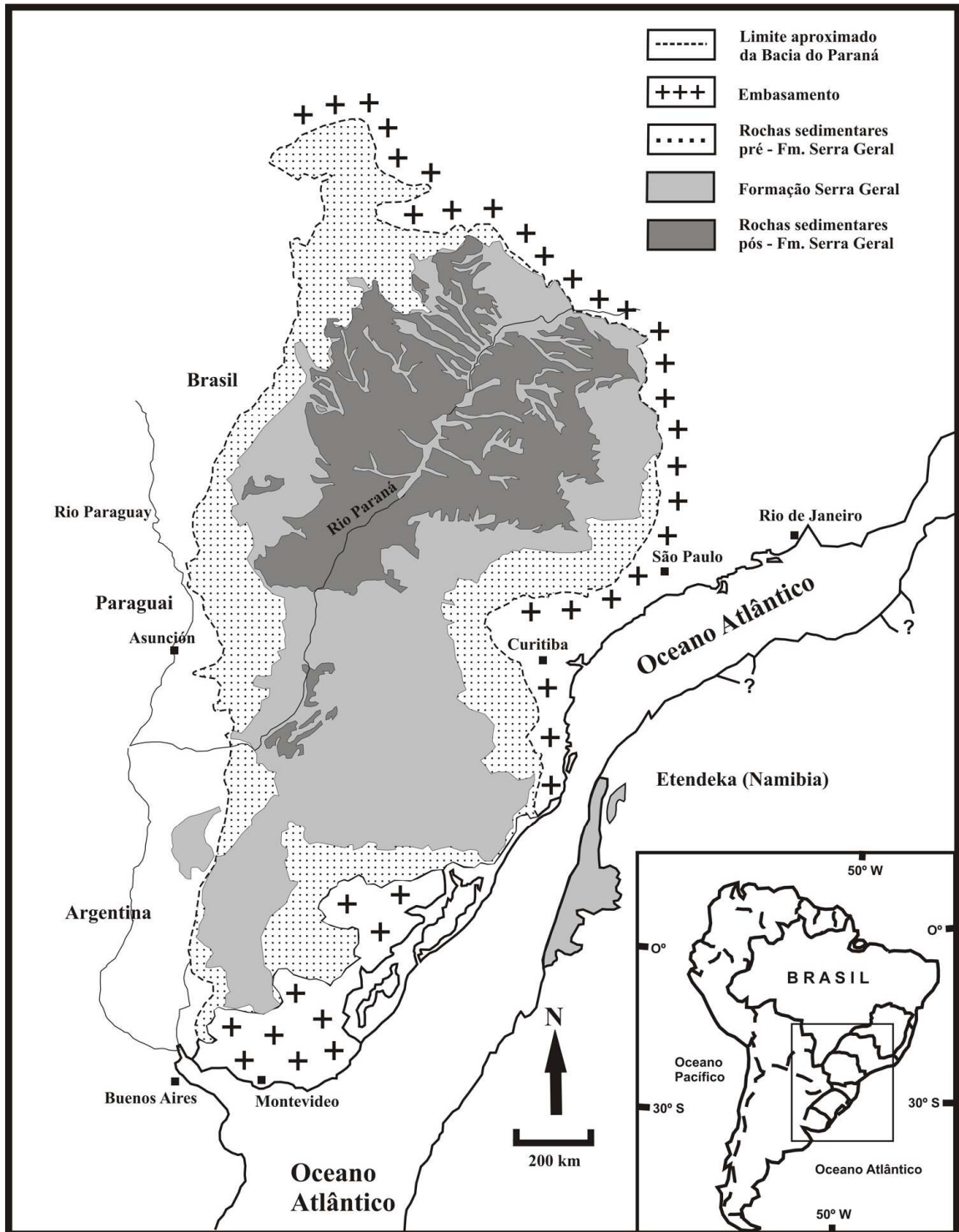
### **2.1 A Bacia do Paraná**

A Formação Serra Geral, porção maior da Província de Basaltos de Platô Paraná-Etendeka, localiza-se na Bacia do Paraná, uma estrutura intracratônica de grande porte, com 1,2 milhões de km<sup>2</sup> ou, incluindo a Bacia do Chaco-Paraná, 1,75 milhões de km<sup>2</sup> (ALMEIDA, 1981) (MAPA 1). A Bacia desenvolveu-se a partir do Paleozóico, documentando quase 400 milhões de anos da história geológica, do Ordoviciano Superior ao Cretáceo Superior (ALMEIDA, 1981; CORDANI et al., 1984; CONCEIÇÃO et al. 1988, ZALÁN et al. 1987, 1990).

Mesmo situada no interior do continente, a Bacia foi fortemente influenciada pela formação de crosta oceânica ao longo do Fanerozóico. Inicialmente um grande golfo aberto para o Panthalassa, sofreu o tectonismo que deu origem à crosta continental ao longo da margem Sul do Gondwana (Ciclos Famatiniano e Gondwânico), que acabou restringindo e finalmente excluindo as incursões marinhas à Bacia, assim aprisionada no interior do continente sul-americano (MILANI, 2000).

MAPA 1

Mapa de localização simplificado da Bacia do Paraná e da Formação Serra Geral, com a reconstituição da posição do continente africano com as rochas vulcânicas correspondentes na Namíbia e em Angola, antes da ruptura do continente de Gondwana.



FONTE: Mercosul (2001) e Peate et al., (1992), modificados.

Os ciclos de subsidência acelerada da Bacia e do seu “foreland” revelam um sincronismo notável, sugerindo uma história evolucionária comum que se traduz em ambientes sedimentares regionais e mecanismos principais de subsidência idênticos. O preenchimento da Bacia é constituído de seis unidades aloestratigráficas de 2ª ordem (superseqüências), denominadas, da mais antiga à mais jovem, de Rio Ivaí, Paraná, Gondwana I, Gondwana II, Gondwana III e Bauru. Juntas, perfazem localizadamente mais de 3,5 km de rochas sedimentares e 1,7 km de rochas ígneas (MILANI, 1997).

Quase ao final do preenchimento da Bacia, desenvolveu-se uma extensa área desértica cujos sedimentos vieram a constituir a atual Formação Botucatu. Neste ambiente, extravasaram as lavas inicialmente basálticas da Formação Serra Geral, ao mesmo tempo em que todo o pacote sedimentar da Bacia foi permeado por incontáveis corpos magmáticos intrusivos. Com o ambiente desértico ainda vigente no início do evento Serra Geral, houve intensa interação entre lavas e sedimentos, até que, para o topo da seqüência de derrames, as areias tornam-se mais raras e surgem outros sedimentos interderrames. Ao fim do ciclo Serra Geral, depositaram-se sobre as rochas vulcânicas os sedimentos do Grupo Baurú, que forma uma espessa e extensa cobertura sedimentar aproximadamente no depocentro da Bacia, encerrando o preenchimento da mesma.

## **2.2 A Formação Serra Geral**

As maiores manifestações vulcânicas do planeta formaram as Províncias de Basaltos de Platô (Large Igneous Provinces = LIPs), caracterizadas por imensos volumes de lava produzidos em espaços de tempo relativamente curtos, da ordem de alguns milhões de anos. Submarinas ou subaéreas, estão presentes em todos os continentes e assoalhos oceânicos. São conhecidas do Proterozóico, mas principalmente da época entre o Mesozóico e o Cenozóico. Entre as Províncias de Basaltos de Platô subaéreas, a Província Paraná-Etendeka, à qual pertence a Formação Serra Geral, é a segunda maior do planeta, menor apenas que a Província dos Traps Siberianos (WHITE; MCKENZIE, 1995, Tabela 1).

A Província Paraná-Etendeka é classificada por Hooper (2000) como Província de Basaltos de Platô Clássica, junto às Províncias do Deccan (Índia), Columbia River (USA), Traps Siberianos (Rússia) e Karoo (África do Sul).



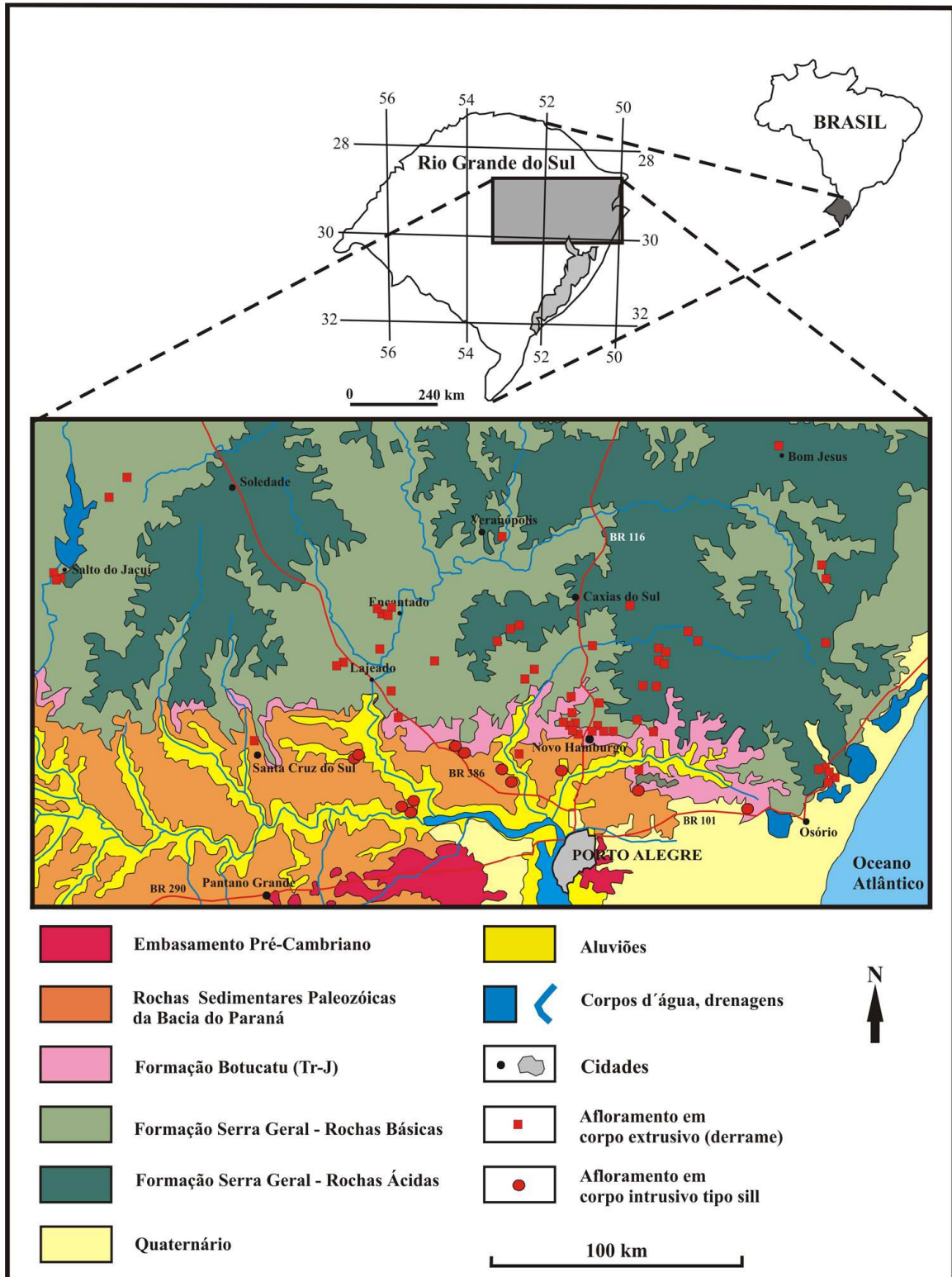
É composta pelas rochas vulcânicas extrusivas e intrusivas da Bacia do Paraná e da porção correspondente na África (Etendeka-Namíbia e Angola), além das rochas vulcânicas que ocorrem nas bacias marginais, tanto nas brasileiras (Santos, Campos, Espírito Santo e Pelotas) como naquelas da plataforma continental da Namíbia e África do Sul.

O evento vulcânico está relacionado com a abertura do "rift" entre a América do Sul e a África durante a ruptura do continente Gondwana. Inúmeros artigos (PEATE et al., 1990; HILL, 1991; WILSON, 1992, 1993; HAWKESWORTH et al., 1992; HARRY; SAWYER, 1992; WHITE; MCKENZIE, 1995; MILNER; ROEX, 1996; EWART et al, 1998; GIBSON et al., 1999; CAMPBELL, 2007) discutem, com maior ou menor ênfase, a geração do magmatismo Serra Geral a partir da ascensão e impacto de uma pluma mantélica ("hot-spot"), possivelmente a de Tristão da Cunha, na base da litosfera. Em nível internacional, as hipóteses da geração de derrames de basaltos de platô a partir de plumas do manto se consolidaram na década de setenta e se transformaram em um dogma contra o qual não se admitia contestação. Somente a partir da década de 90 este modelo foi sofrendo cada vez mais críticas (PEATE et al, 1990; COMIN-CHIARAMONTI et al., 1997; SHETH, 1999; ERNESTO, 2002; ERNESTO et al., 2002; MARQUES et al., 2005), culminando com a coleção de artigos na publicação de Foulger et al. (2005), que mostra que “os teóricos de plumas e hotspots estiveram embretados em um beco sem saída nos últimos 35 anos” (ALDEN, 2008). Mas a intensa discussão sobre o mecanismo gerador dos magmas Serra Geral continua, como também para outras Províncias de Basaltos de Platô (North Mountain Basalt, Canadá, KONTAK, 2008, p. 76) e para regiões vulcânicas específicas (e.g. Islândia, ANDERSON, 2005 contrasta com KITAGAWA et al., 2008).

A Formação Serra Geral recebeu seu nome de Israel Charles White (1908, v. 1, p. 17), pelo nome dado nos quatro estados do Sul do Brasil à escarpa voltada para leste formada pelas rochas basálticas. Para a sua caracterização, as informações bibliográficas, muitas provenientes das grandes Usinas Hidrelétricas (UHEs) (QUADRO 2), foram complementadas com observações próprias em uma área de 65.000 km<sup>2</sup>, localizada ao Norte de Porto Alegre (MAPA 2), na qual foram acompanhadas mais de 70 ocorrências (QUADRO 1). Por uma questão de espaço, as ilustrações no Item 1 retratam apenas as feições menos conhecidas, preferencialmente com exemplos da área de estudo.

## MAPA 2

Mapa de localização da área de estudo, mapa geológico simplificado e distribuição das ocorrências (pedreiras) acompanhadas (Quadro 1).



FONTE: MERCOSUL (2001). Modificado.

## QUADRO 1

Listagem de Cortes de Estrada (CE), Pedreiras Ativas (PA), Pedreiras Abandonadas (PN) e Garimpos Ativos (GA) situados em Rochas Extrusivas (E) ou Intrusivas (I), Básicas (B) ou Ácidas (A), com Rochas Maciças (M) ou com algumas Rochas Vesiculadas com Minerais Secundários (V) na área de estudo. Ocorrências com análise química de rocha total estão com o tipo em negrito. (continua).

Nº	Nome	Latitude S	Longitude W	Município	Tipo
01	Municipal	29° 20' 14,80''	51° 56' 00,80''	Arroio do Meio	PN-EA-M
02	Bom Jesus	28° 38' 54,84''	50° 26' 37,93''	Bom Jesus	PA-EA-V
03	Brasília-Guaíba (pedr.)	29° 26' 19,10''	51° 21' 00,50''	Bom Princípio	PA-EB-V
04	Brasília-Guaíba (jazida)	29° 28' 16,00''	51° 20' 08,70''	Bom Princípio	PN-EB-M
05	Campos Borges	28° 53' 14,44''	53° 00' 33,83''	Campos Borges	PA-EA-M
06	Pedracon	29° 38' 46,80''	51° 04' 36,46''	Campo Bom	PA-EB-M
07	Pedreira Canela	29° 18' 51,50''	50° 44' 56,00''	Canela	PN-EA-M
08	Municipal	29° 18' 12,60''	51° 28' 45,10''	Carlos Barbosa	<b>PA-EA-M</b>
09	Garimpo Silvestre	29° 14' 00,98''	50° 56' 39,69''	Caxias do Sul	GA-EA-V
10	Britagem Rio Bonito	29° 37' 54,00''	51° 07' 53,10''	Dois Irmãos	<b>PA-EB-V</b>
11	Giovanella Encantado	29° 14' 57,20''	51° 54' 25,60''	Encantado	PN-EA-M
12	Extração sem nome	29° 14' 45,20''	51° 54' 44,64''	Encantado	PN-EA-M
13	Britec	29° 14' 04,90''	51° 57' 06,10''	Encantado	PA-EA-M
14	Municipal	29° 14' 55,05''	51° 54' 31,49''	Encantado	PN-EA-M
15	Ritter (Campina Redonda)	28° 49' 48,33''	52° 57' 34,46''	Espumoso	PA-EA-M
16	Benno Hoch	29° 37' 38,50''	51° 10' 07,20''	Estância Velha	PA-EB-V
17	Pavimentadora Concórdia	29° 37' 45,20''	51° 09' 48,90''	Estância Velha	PA-EB-V
18	Gaúcha	29° 37' 44,70''	51° 09' 46,10''	Estância Velha	PN-EB-V
19	Sultepa Estância Velha	29° 37' 51,69''	51° 09' 10,35''	Estância Velha	<b>PA-EB-V</b>
20	Incopel	29° 37' 47,50''	51° 08' 46,90''	Estância Velha	<b>PA-EB-V</b>
21	Conpasul	29° 30' 36,40''	51° 55' 21,60''	Estrela	PA-EB-M
22	DAER	29° 12' 17,20''	51° 25' 57,90''	Farroupilha	PN-EA-M
23	Fabrita	29° 12' 24,60''	51° 25' 01,60''	Farroupilha	<b>PA-EA-V</b>
24	Municipal	29° 37' 07,30''	51° 49' 16,70''	Faz. Vilanova	PN-EB-M
25	Giovanella Forquetinha baixa	29° 24' 22,00''	52° 04' 34,50''	Forquetinha	<b>PA(N)-EB-V</b>
26	Giovanella Forquetinha alta	29° 24' 38,40''	52° 06' 07,10''	Forquetinha	PA-EB-M
27	Henrique Tomazelli	29° 28' 50,00''	50° 53' 48,20''	Gramado	PA-EA-M
28	Casa das Pedras			Gramado	PN-EA-M
29	Tonezer	29° 22' 24,10''	51° 09' 03,80''	Gramado	PA-EA-M
30	Municipal	29° 24' 45,80''	50° 51' 01,24''	Gramado	PA-EA-M
31	Do Asmuz	29° 49' 13,57''	51° 02' 23,77''	Gravatá	PA-IB-M
32	Trevo na Rota do Sol	29° 22' 43,57''	51° 44' 48,76''	Imigrante	<b>P(A)N-EB-V</b>
33	Garimpo (Get. Vargas)	--	--	Iraí	GA-EB-V
34	Municipal	29° 35' 09,60''	51° 10' 11,60''	Ivoti	PN-EB-M
35	Túnel BR-101	29° 44' 31,17''	50° 10' 51,33''	Maquiné	PA-EB-V

## QUADRO 1 - continuação.

Listagem de Cortes de Estrada (CE), Pedreiras Ativas (PA), Pedreiras Abandonadas (PN) e Garimpos Ativos (GA), situados em Rochas Extrusivas (E) ou Intrusivas (I), Básicas (B) ou Ácidas (A), com Rochas Maciças (M) ou com algumas Rochas Vesiculadas com Minerais Secundários (V) na área de estudo. Ocorrências com análise química de rocha total estão com o tipo em negrito.

Nº	Nome	Latitude S	Longitude W	Município	Tipo
36	Britel	29° 46' 59,64''	50° 10' 51,37''	Maquiné	<b>PA-EB-V</b>
37	Goldani	29° 46' 48,53''	50° 10' 39,81''	Maquiné	PA-EB-V
38	Fontanela (Arco)	29° 46' 25,18''	50° 10' 42,02''	Maquiné	PA-EB-M
39	José Inácio (Brecha)	29° 46' 32,75''	50° 10' 45,54''	Maquiné	PA-EB-M
40	Municipal	29° 32' 44,50''	51° 03' 41,80''	Morro Reuter	<b>PA-EB-V</b>
41	Mottola	29° 42' 04,63''	51° 38' 50,30''	Montenegro	PA-IB-M
42	Vila Rica	29° 48' 12,36''	51° 29' 10,36''	Montenegro	PA-IB-M
43	Carollo - Passo da Amora	29° 45' 04,40''	51° 29' 19,20''	Montenegro	PA-IB-M
44	Carollo - Pesqueiro	29° 46' 41,20''	51° 25' 40,80''	Montenegro	PN-IB-M
45	Golden Mix	29° 39' 51,60''	51° 23' 20,60''	Montenegro	PN(A)-EB-M
46	Municipal	29° 38' 52,20''	51° 07' 33,80''	Novo Hamburgo	<b>PA-EB-V</b>
47	Luiz Cunha Extratora	29° 43' 40,90''	50° 54' 48,60''	Novo Hamburgo	PA-EB-V
48	Extração Pedras São Jerônimo	29° 36' 15,16''	50° 51' 05,98''	Nova Hartz	PA(N)-EB-M
49	Municipal	29° 21' 05,90''	51° 02' 53,40''	Nova Petrópolis	PN-EA-M
50	Bripave	29° 37' 39,70''	50° 52' 08,10''	Parobé	PA-EB-M
51	Toniolo Busnelo	29° 43' 26,50''	51° 15' 24,81''	Portão	PA-IB-M
52	Saibreira Hanauer	29° 29' 06,10''	51° 10' 57,80''	Presidente Lucena	PA-EB-V
53	Rassweiler	29° 05' 42,20''	53° 14' 27,43''	Salto do Jacuí	PA-EA-M
54	Pedreirinha	29° 05' 38,21''	53° 14' 51,48''	Salto do Jacuí	GA-EB-V
55	Kellermann	29° 06' 09,71''	53° 13' 55,23''	Salto do Jacuí	GA-EB-V
56	Ouro Preto	29° 40' 02,20''	52° 08' 51,00''	Santa Cruz do Sul	<b>PA-EB-V</b>
57	Pedreira Municipal	29° 27' 23,50''	50° 56' 05,10''	Sta Ma. do Herval	PN-EA-M
58	Saibreira Municipal	29° 27' 31,50''	50° 55' 04,60''	Sta Ma. do Herval	PA-EA-M
59	do Romeu	29° 53' 43,20''	51° 55' 24,78''	Sto Amaro do Sul	PN-IB-M
60	do Ilton	29° 54' 34,65''	51° 52' 47,39''	Sto Amaro do Sul	PN-IB-M
61	de Santo Amaro	29° 56' 05,80''	51° 54' 17,61''	Sto Amaro do Sul	PN-IB-M
62	Rota do Sol (RST453)	29° 20' 53,55''	50° 10' 51,60''	São Fco de Paula	CE-EAB-V
63	Estr. Passo da Ilha	29° 11' 05,10''	50° 15' 34,50''	São Fco de Paula	CE-EA-V
64	Sultepa Tainhas	29° 12' 14,54''	50° 14' 31,99''	São Fco de Paula	<b>PA-EA-V</b>
65	DAER	29° 17' 30,70''	50° 45' 17,00''	São Fco de Paula	<b>PA(N)-EA-V</b>
66	Pavicom	29° 37' 36,19''	50° 52' 10,91''	Sapiranga	PA-EB-V
67	Concepa	29° 52' 51,31''	50° 33' 27,83''	Sto Ant. Patrulha	PA-IB-M
68	Municipal Velha	29° 40' 58,10''	52° 08' 51,80''	Venâncio Aires	PN-IB-M
69	Municipal Nova	29° 40' 00,40''	52° 08' 40,50''	Venâncio Aires	PA-IB-V
70	UHE Monte Claro	29° 01' 34,88''	51° 30' 59,02''	Veranópolis	PA(N)-EB-V

## QUADRO 2

Listagem e localização das Usinas Hidrelétricas (UHEs) construídas sobre derrames de lava da Formação Serra Geral e citadas no texto (continua)

<b>Nome Original</b>	<b>Nome Oficial</b>	<b>Rio</b>	<b>Estado</b>	<b>Municípios</b>
Água Vermelha	José Ermírio de Moraes	Grande	MG/SP	Iturama (MG) e Indiaporã (SP)
Bariri	Ministro Álvaro de Souza Lima	Tietê	SP	
Barra Bonita		Tietê	SP	Barra Bonita / Igarçu do Tietê
Cachoeira Dourada		Paranaíba	MG/GO	Cachoeira Dourada
Canoas I e II		Paranapanema	SP/PR	Palmital (SP) / Andirá (PR)
Capivara		Paranapanema	SP/PR	Porecatu
Chapécózinho		Chapécózinho	SC	Xanxerê
Foz do Areia	Gov. Bento M. da Rocha Netto	Iguaçu	PR	Pinhão/Bituruna
Ibitinga		Tietê	SP	Iacanga/Ibitinga
Ilha Solteira		Paraná	SP/MS	Pereira Barreto
Itá		Uruguai	RS	Itá (SC) / Aratiba (RS)
Itaipu		Paraná	BR/PG	Foz do Iguaçu / Ciudad Pres. Stroessner
Itaúba		Jacuí	RS	Arroio do Tigre / Júlio de Castilhos
Jupiaá	Francisco Lima de Souza Dias F <sup>o</sup>	Paraná	SP	Castilho (SP) / 3 Lagoas (MS)
Jurumirim	Armando A. Laydner	Paranapanema	SP	Jurumirim
Marimbondo		Grande	SP	Icem
Miranda		Araguari	MG	Uberlândia
Monte Claro		Antas	RS	Veranópolis / Bento Gonçalves
Nova Avanhandava		Tietê	SP	Buritama
Nova Ponte		Araguari	MG	Nova Ponte

## QUADRO 2 - continuação.

Listagem e localização das Usinas Hidrelétricas (UHEs) construídas sobre derrames de lava da Formação Serra Geral e citadas no texto.

Nome Original	Nome Oficial	Rio	Estado	Municípios
Passo Real		Jacuí	RS	Espumoso/ Cruz Alta
Porto Colômbia		Grande	SP/MG	
Porto Primavera		Paraná	SP/MS	
Promissão	Mario Lopes Leão	Tietê	SP	Promissão
Rosana		Paranapanema	SP/PR	Rosana (SP) e Diamante do Norte (PR)
Salto Grande	Lucas Nogueira Garcez	Paranapanema	SP/PR	Salto Grande e Ourinhos (SP) e Cambará (PR)
Salto Osório		Iguaçu		Quedas do Iguaçu
Salto Santiago		Iguaçu	PR	Laranjeiras do Sul / Chopinzinho
São Simão		Paranaíba	MG/GO	Santa Vitória (MG) e São Simão (GO)
Segredo		Iguaçu	PR	Mangueirinha
Taquaruçu		Paranapanema	SP	Teodoro Sampaio
Três Irmãos		Tietê	SP	Pereira Barreto
Volta Grande		Grande	MG/SP	Água Comprida
Xavantes		Paranapanema	SP	Xavantes

### 2.3 Extensão e Volume

A extensão atual da Formação Serra Geral na Bacia do Paraná é referida na literatura dos últimos 73 anos com dois números principais: 800.000 km<sup>2</sup> (BAKER, 1923) e 1.200.000 km<sup>2</sup> (OPPENHEIM, 1934). Uma avaliação realizada no decorrer da presente tese, a partir do Mapa de Integração Geológica da Bacia do Prata e Áreas Adjacentes (MERCOSUL, 2001) apresenta finalmente um número mais realista para esta extensão, de 916.000 km<sup>2</sup> (+- 10.000 km<sup>2</sup>) (FRANK et al., subm. 1).

Erros historicamente acumulados resultaram na apresentação de volumes de lava equivocados tanto para a Formação Serra Geral como para a Província Paraná-Etendeka.

O número mais citado para o volume das rochas Serra Geral, de  $\sim 800.000 \text{ km}^3$ , multiplica a estimativa de extensão de  $1.200.000 \text{ km}^2$  de Oppenheim (1934) com a estimativa de espessura média dos derrames de Leinz et al. (1966, p. 83), de 650 metros. Os volumes corretos, tanto da Formação Serra Geral como da Província Paraná-Etendeka, ainda são uma incógnita, exigindo investigações mais detalhadas.

## 2.4 Geocronologia

A investigação geocronológica da Formação Serra Geral pode ser dividida em quatro estágios, relacionados à evolução tecnológica e à resultante precisão das análises.

O primeiro estágio, desde o reconhecimento geológico inicial da Bacia do Paraná até o início da década de sessenta, consiste em conjecturas geocronológicas baseadas em critérios estratigráficos e no conteúdo fossilífero das formações subjacentes e sobrejacentes à Formação Serra Geral. Essa aproximação é dificultada pelo fato da formação subjacente, a Formação Botucatu, ser isenta de fósseis. As idades atribuídas à Formação Serra Geral situam-se entre o Triássico (Rético), o Jurássico (Liássico) e o Cretáceo, partindo de Freyberg (1917, p. 71), Baker (1923, p. 74), Du Toit (1927, p. 67), Walther (1927, p. 7), Washburne (1930, p. 66), Morais Rego (1940b, p. 169), Gordon Jr (1946), Almeida (1946, p. 335), Maack (1947), Leinz (1949, p. 4), Almeida (1950) e Sanford e Lange (1960).

O segundo estágio inicia com o advento das primeiras datações pelo método K-Ar e, secundariamente, pelo método Rb-Sr, no início da década de sessenta, estendendo-se por três décadas até o início dos anos noventa. O método K-Ar tem como problemas o pequeno conteúdo de K nas rochas analisadas (1 a 1,5%), a quantidade elevada de vidro na maioria das amostras e as alterações na rocha apesar da seleção por microscopia óptica. Duas centenas de análises K-Ar disponíveis para Minioli et al. (1971), tanto de rocha total como de feldspatos individuais, permitem delimitar com precisão bastante satisfatória o intervalo e o período de maior atividade do vulcanismo. Os autores deste estágio são Creer et al. (1965), Amaral et al. (1966), McDougall e Ruegg (1966), Vandoros et al. (1966), Melfi (1967), Cordani e Vandoros (1967), Sartori et al. (1975), Siedner e Mitchell (1976), Ernesto et al. (1979), Cordani et al. (1980), Sartori e Gomes (1980), Pacca e Ernesto (1982), Fodor et al. (1983), Fodor e Vetter (1985), Mantovani et al. (1985b), Almeida (1986, p. 337), Piccirillo et al.

(1987), Rocha-Campos et al. (1988), Ernesto e Pacca (1988), Fodor et al. (1989) e Roisenberg (1989, p. 56 a 70). Além disso, o estágio também registrou uma mal-sucedida incursão no exótico "Método de Kuznetsov" (GUIMARÃES, 1967).

O terceiro estágio inaugura a técnica  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ , no início dos anos noventa, com análises mais precisas. As idades são mais elevadas nos dois terços NW da Bacia, com datações entre 138 e 132 Ma (= milhões de anos). No SE as idades se situam entre 133-127 Ma. Os dados são de Renne et al. (1992), Turner et al. (1994), Mantovani et al. (1995), Stewart et al. (1996), Garland et al. (1996, p. 225), Renne et al. (1996), Renne e Ernesto (1996), Milani (1997), Cordani (1999) e Kirstein et al. (2001).

O quarto estágio inicia com Wildner et al. (2006), que datam com U-Pb os zircões contidos nas rochas do Fácies Chapecó, obtendo como idades  finais  do vulcanismo 135,5+-2,3 e 137,3+-1,8 Ma. Estes números são considerados mais precisos que os obtidos através do método  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  (WILDNER et al., 2006, p. 2).

## 2.5 Duração do Evento Vulcânico

As datações obtidas permitiram estimar a duração do evento vulcânico Serra Geral. Dados menos precisos (K-Ar) permitiram concluir que o evento durou várias dezenas de milhões de anos: Amaral et al. (1966) calcularam uma duração de quase 30 Ma. Em contrapartida, Pacca e Ernesto (1982), Ernesto e Pacca (1988) e Renne et al. (1992) propõe uma duração de apenas um milhão de anos. Milner et al. (1995) combinam seus resultados com os trabalhos de Ernesto e Pacca (1988), obtendo uma duração de 2,4 milhões de anos. Usando a técnica  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ , Turner et al. (1994) propõe uma duração total de 3,5 a 5,5 milhões de anos, enquanto Mantovani et al. (1995) e Stewart et al. (1996), com a mesma técnica, definem 10-12 milhões de anos. Em relação ao principal volume de magma, enquanto alguns autores defendem que se gerou ao longo de 10-12 Ma, com um pico de atividade ao redor de 132 Ma, outros enfatizam que foi extravasado em apenas 2-3 Ma (RENNE et al., 1996). Cordani (1999) considera que a questão da duração do evento, entre 1-2 Ma ou de 10 Ma, está "longe de ser resolvida", uma situação que continua perdurando (CORDANI, UMBERTO, comunicação oral, 4/2008).



## 2.6 Espaço Temporal entre Derrames Sucessivos

As técnicas analíticas atuais não permitem medir o intervalo de tempo que decorreu entre dois derrames sucessivos a partir da datação dos derrames, mas a noção da dimensão provável deste hiato é um dado importante na reconstituição das condições existentes para a formação de minerais secundários nessas rochas.

Evidentemente, os derrames não foram extravasados em intervalos regulares. Espessos pacotes de sedimentos interderrames e paleossolos (WILDNER et al., 2002b) constituem indícios consistentes de longos hiatos entre derrames sucessivos e mesmo entre pacotes de derrames básicos na porção inferior da seqüência e derrames ácidos no topo (SZUBERT et al., 1978). Além disso, os focos de extravasamento provavelmente migraram na Bacia do Paraná durante o evento. Desta forma, é possível apenas transmitir uma dimensão do intervalo entre dois derrames sucessivos.

A duração mínima admitida para o vulcanismo é de 1 Ma, proposto por Renne et al. (1992) a partir de dados coletados na escarpa leste gaúcha. Esta escarpa possui quase 1 km de altura, ocorrendo 18 derrames até a altitude de 541m (NUMMER et al., 2002) e, provavelmente, em torno de 35 derrames sucessivos até o topo. Para essa região, obtém-se, portanto, um intervalo mínimo de 28.500 anos entre dois derrames sucessivos. Usando o número de 32 derrames encontrados pelo poço da Petrobrás em Presidente Epitácio (SP), o intervalo é de 31.250 anos.

Como a duração do evento como um todo, de acordo com a maioria dos autores, é bem maior, números mais realistas poderão aumentar ainda mais o período entre dois eventos vulcânicos formadores de derrames sucessivos.

## 2.7 Corpos Extrusivos (“Derrames”)

Os corpos magmáticos mais conspícuos da Formação Serra Geral são os derrames de lava, apresentando-se, em muitos casos, como corpos tabulares de grande continuidade lateral. Na presente abordagem, será adotada a prática terminologia dos “barrageiros”, distinguindo entre “macro derrames” e “micro derrames”, uma divisão

evidentemente artificial que, entretanto, permite sistematizar as informações disponíveis. Os “macroderrames” constituem-se nos derrames espessos ( $\sim > 10\text{m}$ ), enquanto os “microderrames” são os derrames de lava pouco espessos (GUIDICINI, 1970; MOLER; CABRERA, 1976 - "Moler" é um erro de impressão, o nome do autor é William Möller).

### 2.7.1 Macroderrames

Os espessos derrames de lava, a feição mais proeminente e de mais fácil acesso da Formação Serra Geral, tornaram-se praticamente sinônimos desta Formação. Sua estrutura inclui um nível vesicular e/ou amigdaloidal superior de espessura muito variável e um núcleo de basalto maciço. Diáclases horizontais predominam no topo e na base, enquanto o núcleo do derrame apresenta diáclases predominantemente verticais (LEINZ, 1949, p. 14). Mas os macroderrames (básicos) apresentam grandes alterações desta estrutura, que deve ser considerada apenas um modelo geral. Os derrames ácidos, por sua vez, possuem estruturas mais complexas, ilustradas por Nardy et al. (2002, Fig. 6 e 7). A respeito desta estrutura de um derrame, Guido Guidicini (1979) observa que “a estrutura interna dos derrames basálticos está longe da simplicidade com que costuma ser apresentada nos textos didáticos”. E Brito et al. (1990, p. 455), a partir dos derrames encontrados na UHE (Usina Hidrelétrica) de Nova Ponte, insistem que “fica também patente a enorme complexidade da evolução estrutural de um derrame basáltico principalmente quando de grande espessura”.

A espessura da zona vesicular superior pode alcançar 15 metros, como no derrame intermediário da UHE de Marimbondo. Esta espessura não depende apenas da quantidade de voláteis da lava, mas principalmente da mobilidade que os gases conseguem alcançar. Assim, próximo à fissura alimentadora devem ser esperadas zonas vesiculares ausentes ou menores (temperaturas mais altas e viscosidades menores). À medida que o derrame se afasta da fissura alimentadora, com a lava mais fria e com viscosidade maior, os voláteis conseguem escapar em menor volume e as zonas vesiculares aumentam em espessura (CABRERA, 1971, p. 48). Na situação ideal, a zona vesicular pode ser subdividida em três níveis que refletem o movimento dos voláteis: um inferior com vesículas esféricas, um intermediário com vesículas alongadas verticalmente e um superior com vesículas alongadas horizontalmente (LEINZ, 1949).

Na base dos derrames desenvolve-se, quando muito, um nível vesicular decimétrico. Não existe a “zona basal vítrea”, com até 10 metros de espessura, estabelecida por Leinz (1949). Na área de estudo de Leinz (estrada de Terra de Areia a Tainhas - RS, NUMMER et al., 2002) ocorrem, intercalados aos derrames básicos, derrames ácidos (vítreatos) que foram interpretados como sendo zonas basais dos derrames básicos, um equívoco já referido por Sartori e Maciel Filho (1976).

Inicialmente, os pesquisadores tentaram definir as espessuras dos derrames e o número de derrames que, sobrepostos, compõe a Formação Serra Geral. Em um primeiro momento, que inicia com White (1908) e se estende até o final da década de 50, são apresentadas avaliações do somatório das espessuras dos derrames em diferentes pontos da Bacia do Paraná. Além de White (1908), registros deste tipo estão em Baker (1923), Oliveira (1927), Woodworth (1912), Huene e Stahlecker (1968), Guimarães (1933), Oppenheim (1934), Almeida (1946), Beurlen (1956, p. 70) e Barbosa (1957, p. 29). Os primeiros mapas de isópacas para a Formação Serra Geral são de Sanford e Lange (1960), seguidos por Leinz et al. (1966), Leinz et al. (1968), Zalán et al. (1986, 1987, 1990) e Milani (1997). Há três regiões na Bacia onde o conjunto dos derrames possui espessuras máximas: no estado de São Paulo, estendendo-se para Sul; em Torres (RS), estendendo-se para SE e NW e no NW do Uruguai, estendendo-se NE-SW.

O número máximo de macroderrames sobrepostos deriva de um poço da Petrobrás em Presidente Epitácio (SP). Assumindo que cada derrame possui uma zona vesicular superior, na clássica concepção de Leinz (1949, p. 14), 32 picos de raios gamma foram interpretados como correspondentes a 32 zonas vesiculares de derrames sobrepostos, uma interpretação sujeita a vários erros. Mas a estimativa pode estar próxima da realidade em se tratando de macroderrames. No Uruguai, Bossi et al. (1974, p. 52) constataram um número máximo de 28 derrames sobrepostos e uma perfuração da Petrobrás próxima à UHE de Jupiá constatou 26 derrames individuais com uma espessura total de 740 metros (GUIDICINI; USSAMI, 1969).

Quanto à espessura máxima do conjunto de derrames, há dois dados importantes. O dado de superfície é a espessura aflorante de derrames, com um valor máximo de aproximadamente 1000 metros registrado na escarpa de Torres (RS). Quanto ao dado de subsuperfície, a espessura máxima surgiu inicialmente em Sanford e Lange (1960), com o poço 2-PE-1-SP da Petrobrás em Presidente Epitácio (SP), que atravessou 1529 metros de basalto e 265 metros de diabásio de sills intrudidos na seqüência sedimentar subjacente

(BIGARELLA; SALAMUNI, 1967). Estas duas medidas são somadas para 1793 metros por Leinz et al. (1966), número muito citado posteriormente. Mais tarde, outro poço da Petrobrás, em Cuiabá Paulista (SP, 22°18'11,9''S e 52°02'21,6''W) registrou 1722 metros de basalto, mais 5 sills em subsuperfície (ALMEIDA, 1986, p. 337, MANTOVANI et al., 1988), somando aproximadamente 2000 metros (MILANI, 1997). Mas no alinhamento do Arco de Ponta Grossa, Stanley et al. (1985, p. 355, Fig. 10) mostram uma área com espessuras de vulcânicas superiores a 2500 metros.

A espessura máxima para um macroderrame individual é estimada por Leinz (1949, p. 13) em 130 metros, por Almeida (1954, p. 18) em 80 metros e por Almeida (apud BARBOSA, 1957, p. 29) em 150 metros. Melfi et al. (1988, p. 6) definem a espessura individual como em torno de 50 metros, variando entre 1 e 100 metros. O Instituto de Pesquisas Tecnológicas de São Paulo encontrou uma espessura máxima de 97,4 metros em locais pesquisados para barragens (CAMARGO, 1969, p. I-3). No Uruguai, as espessuras oscilam entre 8 e 60 metros, com uma média de 30 metros (BOSSI; NAVARRO, 1991, v. 2, p. 742). A possibilidade que as grandes espessuras representem vários derrames extravasados um imediatamente após o outro é citada por Leinz (1949, p. 13) e Leinz et al. (1966, p. 86), lembrando que as grandes espessuras foram registradas próximas a zonas de intenso magmatismo e as espessuras menores provavelmente constam nas regiões periféricas.

Muito mais precisas e informativas são as avaliações das variações das espessuras de derrames individuais em sua área de ocorrência. Corrêa (1995, p. 46), por exemplo, informa que, no Distrito Mineiro do Alto Uruguai (RS), os derrames apresentam até 60 metros de espessura na porção central ou frontal e 15 a 20 metros nas bordas ou porções laterais. As variações da espessura de um derrame individual na escala de alguns quilômetros são ilustradas de forma magnífica pelos derrames da UHE de Volta Grande (BRITO, 1971, p. 6 e 8): a base do derrame 2 é praticamente horizontal, subindo apenas 5 metros em 650,00 metros, mas o topo apresenta desníveis de 32,5 metros em 600,00 metros (localmente 10 metros de variação vertical em 60 metros horizontais), fazendo a espessura total variar entre 15 e 25 metros. No derrame sobreposto (n° 3), a base se adapta às irregularidades do derrame 2 sotoposto, mas o topo é bastante uniforme, com variações de grande dimensão inferiores a 2 metros. Assim, sua espessura varia entre 10 e 30 metros. Na UHE de São Simão, as espessuras do derrame superior variavam entre 10 e 15 metros, do derrame intermediário

entre 15 e 20 metros e do derrame inferior entre 35 e 45 metros (MOLER; CABRERA, 1976, p. 198; MARTINS, 1983, p. 163). Um desnível de 18 metros ao longo de apenas 170 metros foi verificado no topo do derrame intermediário da UHE de Foz do Areia (COPEL, 1995, desenho MT-FOA 6). Na área de estudo, variações desta amplitude foram verificadas no derrame explorado na Pedreira Conpasul, cuja espessura varia entre 14 e 24 m em uma extensão de aproximadamente 500 metros (ITAMAR (equipe Pedreira Conpasul), comunicação oral, 2007).

Apesar da possibilidade de correlacionar de forma segura macroderrames por dezenas de quilômetros apenas através de critérios petrográficos (FERNANDEZ; LEDESMA, 1974), a única cubagem para um grande derrame da Formação Serra Geral é encontrada em Bossi e Caggiano (1974, p. 305). Os autores estimaram o derrame portador de ametistas do Departamento de Artigas (Uruguai) como cobrindo pelo menos 3.000 km<sup>2</sup>, com uma espessura média de 40 a 50 metros, o que resulta em pelo menos 135 km<sup>3</sup> de lava basáltica. Foi possívelubar 38 dos 49 derrames individualizados no Uruguai por Bossi e Navarro (1991, v. 2, p. 722): 28 derrames apresentam volumes entre 0,3 a 6 km<sup>3</sup>, 9 tem entre 6 e 18 km<sup>3</sup> e o derrame n° 17 possui um volume de 72 km<sup>3</sup>.

Regionalmente, os derrames apresentam um mergulho muito baixo, de no máximo 6°, normalmente para o depocentro da Bacia, ao longo do eixo do Rio Paraná, decorrente de um basculamento regional originado no Terciário (ALMEIDA, 1986).

### 2.7.2 Microderrames

A primeira citação de pequenos derrames de lava na Formação Serra Geral é de Washburne (1930, p. 63, 65), quando se refere a derrames "Pahoe-hoe". Mais poéticos, Huene e Stahlecker (1968, p. 6) relatam em 1931 da região de Santa Maria (RS):

[...] parece ver-se a superfície ondulada do fluxo da lava, como se fosse uma "torta de lava"<sup>1</sup>. Observam-se lençóis totalmente irregulares, com 0,5-10 m de espessura, [...], com estrutura fluidal (fig. 1). Têm-se a impressão de ver ainda o rolar das massas de lava, também muito claramente mostrado pelo enfileiramento das vesículas.

---

<sup>1</sup> "Torta de lava" é uma tradução de "Fladenlava", um dos termos usados em alemão para formas de lavas pahoe-hoe ("Fladenlava", "Stricklava", "Schollenlava").

Os derrames de pequena espessura foram descritos inicialmente como “derrames secundários” por Guidicini (1970). Outros autores usaram os termos “subderrames” ou “subfluxos”. Guidicini (1970) descreve, da UHE de Ilha Solteira, no topo de um derrame com aproximadamente 45 metros de espessura, pequenos derrames com espessuras de apenas alguns metros e continuidade lateral de dezenas a centenas de metros até perderem a sua individualidade, integrando-se ao espesso derrame inferior. Situação análoga foi encontrada por Guidicini (1970) na UHE de Promissão, sugerindo a gênese destes derrames através de um colapso para dentro do derrame principal inferior e gerando “um caos litológico dificilmente interpretável em afloramento”.

Entre as muitas descrições de microderrames destacam-se aquelas relativas ao derrame intermediário (4-3) da UHE de São Simão, que apresentou uma grande complexidade na distribuição dos derrames, litotipos interderrames e microderrames (AREAS, 1983), detalhadamente descrita e ilustrada por Moler e Cabrera (1976, p. 200, figs. 1 a 7). O topo dos microderrames possuía uma textura de tábua de lavar roupa (“rolling washboard”- lava em corda) normal à direção de fluxo do microderrame (BRITO et al., 1974, p. VI-23.7; MOLER; CABRERA, 1976, fig. 6A) e havia muitas fraturas preenchidas por siltito (MOLER; CABRERA, 1976, p. 200, ABMS, 1983, p. 680). Dois tipos de cavidades surgiram associados aos microderrames (Ver item “Cavidades”).

Na obra da UHE de São Simão, reconheceu-se, pela primeira vez, que as superfícies constituídas por uma zona de oxidação de cor alaranjada, com uma espessura de 4 a 5 cm para ambos os lados do contato, eram contatos entre microderrames, abertos ou fechados, oxidados ou decompostos (BRITO et al., 1974, p. VI-23.5, MOLER; CABRERA, 1976, p. 201). Alguns desses contatos estavam abertos, com espaçamento de até 5 cm. Os contatos podiam estar horizontalizados ou formando uma mistura de dobras recumbentes (BRITO et al., 1974, p. VI-23.5), com fraturas em “V” no topo dos microderrames, brechas vulcânicas e zonas escoriáceas. Essas superfícies alaranjadas também foram encontradas nas Pedreiras Britagem Rio Bonito, Goldani, Pavicom e Hanauer na área de estudo e foram reconhecidas como tal também na Província do Deccan (Índia) por Bondre et al. (2004, p. 37).

Nos contatos superior e inferior de cada microderrame da UHE de São Simão havia vesículas alongadas verticais, as vesículas-cachimbo (“pipe-vesicles”, WILMOTH; WALKER, 1993), típicas de derrames pahoehoe. Leinz (1949, p. 16) já se refere a “tubos ascendentes” com até 2 metros de comprimento e um diâmetro variável entre 1 e 3 cm, verificados em Canela (RS), provavelmente nas obras da Barragem do Salto. Vesículas-

cachimbo foram encontradas na área de estudo principalmente na região a Oeste de Lajeado, onde os derrames basais são típicos derrames pahoehoe, com lava em corda, cilindros de vesículas e abundantes vesículas-cachimbo. Nessa região, os cortes da BR-386 expõem afloramentos magníficos destes derrames, a partir de 10 km a W da ponte sobre o Rio Taquari. O melhor e mais acessível desses afloramentos na área de estudo é o corte situado no quilômetro 331 da BR-386 (29°22'02''S; 52° 03'44,2''W). Essa abundância de vesículas-cachimbo contrasta com outras áreas na região de estudo onde os derrames nunca apresentam vesículas-cachimbo, como entre Estância Velha e Campo Bom e nas áreas cobertas por derrames de composição ácida (riodacitos, vitrófiros, etc). De uma maneira geral, vesículas-cachimbo são “comuns” na Formação Serra Geral, asseguram Wildner et al. (2002b).

Outras descrições de microderrames ou lavas pahoehoe incluem ocorrências uruguaias (BOSSI; CAGGIANO, 1974, p. 310), paranaenses (WAICHEL, 2006) e as litologias das UHEs de Salto Osório (BJORNBERG; KUTNER, 1983, p. 273; MARQUES FILHO et al., 1981, p. 60, figs. 11 e 12), Salto Santiago (LUDWIG et al., 1978b, p. 187; ABMS, 1983, p. 643), Porto Primavera (MARQUES et al. 1987b; TRESSOLDI et al. 1986, Fig. 6; TRESSOLDI et al. 1990a; ARAÚJO et al., 1987, p. 375, fig. 2; FERRAZ et al. 1986, p. 116 e TRESSOLDI et al. 1990b) e Itaipu (BARBI 1981, p. 466). Na área de estudo encontrou-se microderrames nas Pedreiras Britagem Rio Bonito, Pedraccon, Pavicom, Incopel, Sultepa-Estância Velha, Giovanella baixa, Britel, Goldani e Hanauer. Também nas obras do Túnel de Morro Alto (BR-101) e na Rota do Sol (RST 453), 300 m a Oeste do Viaduto da Cascata. Essa abundância evidencia que, em certos níveis e regiões, a Formação Serra Geral é constituída inteiramente por derrames de pequena espessura.

## 2.8 Corpos Intrusivos

Um grande número de corpos intrusivos, constituídos de rochas básicas e relacionados à Formação Serra Geral, ocorre nas rochas sedimentares da Bacia do Paraná. Mais conhecidos como “sills”, foram chamados de “soleiras” por Euzébio de Oliveira (LEINZ, 1949, p. 11), mas o termo não teve aceitação geral.

A histórica classificação estanque destes corpos intrusivos em diques e sills é arbitrária. Trata-se de intrusões básicas complexas intimamente relacionados entre si e

constituídas, em porcentagens variáveis, de corpos que foram descritos por Zalán et al. (1985), como bismálicos, lacólitos, sills, “sill jumps”, diques, apófises e “seagull structures”. Gomes (1959, p. 9, Fig. 1) demonstra a geometria destes corpos, com um dique alimentador central do qual partem apófises para ambos os lados que, quando aflorantes, são interpretadas como sills. Leinz (1938, p. 17) constrói uma figura mais dramática para a Bacia do Paraná:

Todo o pacote de sedimentos mencionados está atravessado por intrusões e derrames de diabásios mais recentes que reticulam de tal modo que se poderia comparar toda a bacia gondwânica brasileira a uma enorme brecha em que os blócos de sedimentos fossem os fragmentos e os diques e derrames formassem o cimento.

A complexidade desses corpos intrusivos “tipo sill” é ressaltada com veemência por Davino et al. (1982), que insistem que, por vezes, é impossível diferenciar corpos intrusivos de derrames subaéreos.

Apenas com finalidades descritivas e para manter a fidelidade às fontes bibliográficas, será mantida aqui a subdivisão clássica entre diques e sills.

### **2.8.1 Diques gerados durante a formação do corpo ígneo hospedeiro**

São diques verticais com espessuras constantes de alguns centímetros que se desenvolvem no sistema primário de diáclases do derrame que os contém, sem continuidade para cima ou para baixo do derrame hospedeiro (GUIDICINI, 1982, p. 419). Foram registrados em um derrame na UHE de Palmar (Uruguai) e contém pequenos fragmentos de basalto destacados provavelmente das paredes encaixantes.

Outro tipo de dique auto-intrusivo pode ocorrer na parte frontal de um microderrame (pequeno lobo de lava pahoehoe), quando este apresenta um conjunto de fraturas concêntricas, paralelas às margens do lobo. Se a lava do interior do microderrame é expulsa por estas fraturas, forma-se um conjunto de diques concêntricos (“squeeze ups”) cada qual com um metro ou mais de comprimento e espessuras de vários centímetros (MOLER; CABRERA, 1976, p. 201 e fig. 6). Diques deste tipo foram verificados na Pedreira Britagem Rio Bonito na área de estudo (FIG. 1). Diques auto-intrusivos radiais e concêntricos formam-se durante a gênese de estruturas de colapso (Item 2.17: “Estruturas Circulares”).



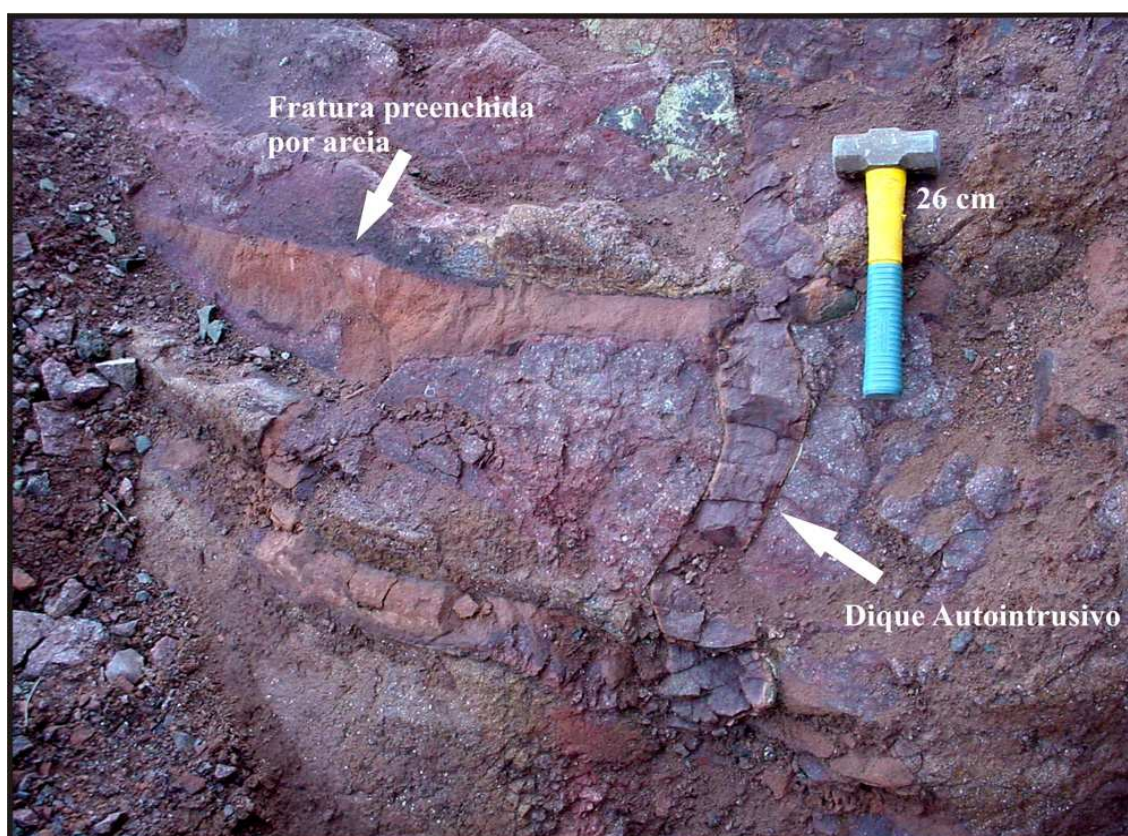


FIGURA 1 - Superfície de um lobo de lava com aproximadamente 2 m de altura que foi coberto por uma duna pequena, mostrando um conjunto de fraturas geradas pela inflação (aumento de volume) do lobo (“inflation clefts”). Algumas das fraturas atingiram o interior líquido do lobo e foram preenchidas por lava (“squeeze-ups”, escuros), formando diques autointrusivos. Outras fraturas não atingiram o interior e foram apenas preenchidas por areia (avermelhadas). Pedreira Britagem Rio Bonito, bancada superior, frente Norte, 2006. Fonte: autor.

### 2.8.2 Diques gerados após a formação do corpo ígneo hospedeiro

Encontrados por Baker (1923) desde as Ilhas Malvinas até a Amazônia, os diques de diabásio são uma feição proeminente na Bacia do Paraná, principalmente quando se sobressaem em áreas de rochas sedimentares gondwânicas. Sempre foram interpretados como antigas fissuras alimentadoras dos derrames, tendo Washburne (1930, p. 71) descrito uma situação em que é possível acompanhar a transição de um dique para um derrame de lava. São sistematizados por Fúlfaro e Suguio (1967), que individualizam 3 regiões com grande quantidade de diques, com espessuras médias de 80 metros para Fartura (SP) e 200 metros para as regiões da Rodovia do Café (PR) e de Tambaú (SP). Assinalam uma espessura máxima de 950 metros em um dique na rodovia do Café. Os contatos dos diques raramente

são abruptos, formando “apófises” que podem evoluir para formas intrusivas que lembram “sills”. Os diques apresentam mergulhos de 40° a 80°, informa Gomes (1959, p. 9).

Os diques do Arco de Ponta Grossa (Paraná) são detalhadamente descritos por Marini et al. (1978). São diques de diabásio, diorito, diorito-pórfiro e, subordinadamente, quartzo-diorito (dacito). Estas intrusivas, de direção N40W a N60W, apresentam a maior concentração na faixa Paranaguá-Tibagi (Arco de Ponta Grossa), em uma faixa com 50 a 80 km de largura e direção N 50-60° W. Em seção perpendicular aos corpos intrusivos, os diques apresentam uma frequência de 1,5 diques/km. No centro desta faixa ocorrem em média 2-3 diques/km, localmente 4 diques/km. A espessura dos diques varia entre 20 e 600 metros e seu comprimento entre 1 e 50 quilômetros, mais frequentemente entre 5 e 20 km (MARINI et al., 1978, p. 313). Datações destes diques forneceram idades entre 120,8 e 131,4 Ma, com um pico em 130,6 Ma (RENNE; ERNESTO, 1996). Outro enxame de diques encontra-se na Ilha de Santa Catarina e na área continental adjacente (MARQUES et al., 2004).

Quanto ao porte, Almeida (1958b) cita um dique com pelo menos 20 km de comprimento e 30 metros de espessura. Bossi e Navarro (1991, v. 2, p. 717) citam dois diques de diabásio que se destacam no Uruguai, com espessuras superiores a 10 metros e dezenas de quilômetros de comprimento. Nem todos os diques são retos, como os diques em zigue-zague citados por Leinz (1949, p. 22), o que ocorre quando os diques acompanham alternadamente o sistema de fraturas WNW e o sistema de fraturas NE. Putzer (1953, Fig. 21K) ilustra um dique pequeno com este comportamento. Um dique citado por Fúlfaro e Suguio (1967, p. 35) muda sua atitude de NE para NW, “chegando a formar uma aresta”.

### **2.8.3 Sills**

Os corpos intrusivos do tipo sill possuem dimensões entre centimétricas até mais de 400 metros de espessura. Sills pequenos com formatos dos mais variados selecionados entre afloramentos de mais de 100 minas de carvão em Santa Catarina são retratados de maneira extremamente ilustrativa por Putzer (1953, p. 65 e fig. 21). Melfi et al. (1988, p. 6) informam que os sills apresentam espessuras entre 2 e 200 metros, com grandes variações nas extensões laterais, mas as espessuras podem atingir 440 metros, como no sill de Morungava (RS).

Alguns sills gigantes são repetidamente descritos. Um sill em Urussanga (SC), descrito por Rocha e Scorza (1940, p. 81) possui pelo menos 112 km<sup>2</sup> de área, de acordo com o mapa apresentado. Putzer (1953, p. 65) refere-se a este sill como “Montanhão”, atribuindo-lhe 120 a 300 metros de espessura e mais de 200 km<sup>2</sup> de área. Outro sill, em Piracicaba-Limeira, possui até 900 km<sup>2</sup> de área (LEINZ, 1949, p. 23). Almeida e Barbosa (1953, p. 66) o descrevem como composto por “um conjunto de intrusões diversamente ramificadas”, com a porção principal intrusiva no Membro Tatuí, e numerosos apêndices que alcançam a parte média da formação Estrada Nova. A maior espessura deste sill é de 175 metros, no Morro Azul a oeste de Limeira. Morais Rego (1940a, p. 41) refere-se a este sill como o “Lacólito do Morro do Pau D’Alho” e Zalán et al. (1985, p. 226) relacionam a estrutura à intrusão de um bismálito. Outras referências a esta estrutura estão em Almeida (1954, p. 19), Washburne (1930, p. 99) e Soares (1974, p. 109).

Ainda entre os sills paulistas, Leinz (1949, p. 21) refere-se a um sill com até 180 metros de espessura, no município de São Pedro, com várias dezenas de quilômetros quadrados de área. Esses sills são descritos e classificados em quatro grupos geoquímicos por Machado et al. (2005, Fig. 3), que se referem às suas espessuras como alcançando até 300 metros individualmente. Na área de estudo desta tese também ocorrem grandes sills desse tipo, com grandes variações nos padrões de diaclasamento e nas feições de contato (FIG. 2).

Davino et al. (1982, p. 1740), por outro lado, negam a existência de sills “gigantes”, argumentando que se trata de alinhamentos ou agrupamentos de corpos intrusivos individuais menores que foram tomados como uma unidade só. Outros tipos de corpos intrusivos possuem um parco registro na literatura. No Uruguai, os sills correlacionáveis à Formação Serra Geral foram agrupados na Formação Cuaró (BOSSI; NAVARRO, 1991, v. 2, Cap. 14), e um conjunto de sills no Rio Grande do Sul é designado de Fácies Lomba Grande por Wildner et al. (2003, p. 209).

Os sills em determinada região podem apresentar características geoquímicas distintas dos derrames da mesma área, mostrando que a geração dos sills e dos derrames geograficamente próximos se deve a processos de diferenciação magmática e eventos temporalmente distintos (MACHADO et al., 2005, p. 16). Os sills também podem conter veios pegmatíticos de segregação (PUFFER; HORTER, 1993), como o sill da Pedreira Bela Vista na área de estudo.

Pode ser difícil ou impossível diferenciar os primeiros derrames de corpos intrusivos situados próximos ao topo da Formação Botucatu (BAKER, 1923, p. 72), como o



FIGURA 2 - Aspectos de sills na área de estudo. (A) Diaclasamento vertical estreitamente espaçado ("basalto palito") em um sill espesso (Pedreira Bela Vista). (B) Sill espesso com diaclasamento predominantemente horizontal (Pedreira Mottola). (C) Contato de sill espesso com a encaixante (arenito argiloso), com pequenas irregularidades (Pedreira Carollo-Pesqueiro). Marreta com 26 cm. (D) Xenólito decamétrico de rochas sedimentares encaixantes que "afundou" do topo para dentro do corpo intrusivo, que está profundamente alterado na porção superior (Pedreira Carollo - Passo da Amora). Fonte: autor.

sill de Igarapava (SP) (MELFI; GIRARDI, 1962). A indefinição aumenta se os sills possuem topos vesiculares/amigdalóides, como no caso descrito por Wernick e Landim (1966). Outros sills de diabásios amigdalóides são citados em Limeira, Angatuba e Laranjal Paulista (SP). Neste contexto, vários corpos magmáticos na região de São Paulo, nas "serras" de Angatuba, Cajuru, São Pedro e Santana, considerados até então como derrames, são reinterpretados como corpos intrusivos concordantes, ou seja, sills (WERNICK; EBERT, 1967; SOARES, 1975, p. 243, ROCHA-CAMPOS et al., 1988, p. 38). Essa situação é discutida com veemência por Davino et al. (1984), que consideram inconcebível que estes sills tenham sido considerados por tanto tempo como "inselbergs" constituídos por remanescentes de derrames basálticos.

Uma situação desse tipo é ilustrada de forma magnífica pelas pedreiras municipais Velha e Nova de Venâncio Aires na área de estudo. A pedreira Velha, voltada para oeste, mostra uma parede maciça com mais de 30 metros de altura e um diaclasamento

vertical bem espaçado que forma prismas enormes, facilmente confundida com um derrame espesso. Instalada no lado oposto do morro, a apenas 230 metros da pedra Velha, a pedra Nova expõe um complicado entrelaçado de apófises vesiculadas com poucos metros de espessura e um padrão de diaclasamento completamente caótico, mostrando o estilo estrutural das bordas da intrusão. Nas adjacências, rochas com vesículas até centimétricas contribuem para dificultar a interpretação do corpo ígneo intrusivo.

A distribuição dos sills nos sedimentitos pré-Serra Geral foi investigada historicamente em bastante detalhe, visto que eventuais horizontes preferenciais de intrusão condicionam a geração e migração de hidrocarbonetos (TAB. 1).

TABELA 1 - Distribuição por andar de sills relacionados à Formação Serra Geral na Bacia do Paraná. Total de 801 intrusões com espessura média de 35 metros, de 104 furos da PETROBRÁS. A coluna de "Espessura Total" foi obtida retirando da extensão total perfurada pelos 104 furos a metragem de sills atravessados pelos furos nas rochas sedimentares de cada uma das idades geológicas.

	Espessura Total	% da Espess.	Número Sills	% de Sills
Siluriano	2.550 m	9 %	51	6 %
Devoniano	6.020 m	21 %	110	14 %
Carb. - Perm.	19.171 m	68 %	614	77 %
J sup - K inf.	530 m	2 %	26	3%

FONTE: Zalán et al. (1986)

As sucessivas campanhas de sondagens para petróleo permitiram a construção de mapas de isópacas para as intrusões do tipo sill, como aquele apresentado por Zalán et al. (1986). Áreas expressivas do centro e do norte da Bacia possuem espessuras somadas de sills de até mais de 1000 metros, enquanto que no sul da Bacia as espessuras totais não passam de 150 - 250 metros. A área de maior espessura de derrames (mais de 1500 metros) não corresponde à área de maior espessura de sills (mais de 1000 metros), situada a SW da primeira. O volume total de magma contido nestes corpos intrusivos, segundo esse mapa, é superior a 100.000 km<sup>3</sup>. Como o mapa está desatualizado e só se refere à porção brasileira da Bacia do Paraná, o volume de intrusivas Serra Geral pode se igualar ao volume de lava de toda a Província Columbia River (USA), de 176.000 km<sup>3</sup> (TOLAN et al., 1989).

## 2.9 Tipos de Rochas

“Nossos atuais conhecimentos petrográficos sobre as rochas vulcânicas ... são muito mais profundos que os conhecimentos geológicos...” dizia Viktor Leinz (1949, p. 24). A situação, mais de meio século depois, continua semelhante, por isso a petrografia será tratado aqui de forma muito sucinta.

Existem três classificações para as rochas da Formação Serra Geral. A Classificação Geológico-Geotécnica foi desenvolvida pela Geologia de Engenharia (OLIVEIRA, 1969, CABRERA, 1971, p. 114 e 118, MARQUES FILHO et al., 1981, p. 54-56, FRASCÁ, 1998), e foge do escopo do presente trabalho. Aqui pertinentes são a Classificação Petrográfica e a Classificação Geoquímica.

### 2.9.1 Classificação Petrográfica

Às rochas básicas, extensivamente descritas (GUIMARÃES, 1933; SCHNEIDER, 1964), foram atribuídas uma série de designações. Entre estes, basaltito (= basalto com olivina), meláfiro (= basaltito amigdaloidal ou vesicular em que a massa fundamental está inalterada) e espilito (= basaltitos amigdaloidais e vesiculares alterados onde os feldspatos se transformam em albita e o piroxênio acha-se alterado) (SANTOS; RUIZ, 1963b, p. 484). A grande maioria das rochas subaéreas é formada por basaltos tholeiíticos, andesi-basaltos, andesitos e, subordinadamente, por basaltos, latitos, latibasaltos, latiandesitos, dacitos, hawaiiitos e mugearitos, informam Comin-Chiaramonti et al. (1988), que apresentam detalhadas descrições petrográficas destes tipos. "Tholeiítico" é um termo cunhado por Steiniger (1840), que descreveu a rocha de um grande corpo intrusivo, hoje um morro (Schaumberg), localizado ao lado do povoado de Tholey (Sarre, Alemanha).

As rochas intermediárias e ácidas foram descritas, ao longo do tempo, como hialo-dacitos, leidleitos, basaltos silicificados, rochas granofíricas, granófiros, islanditos, dacitos, vitrófiros dactíoides, quartzo-pórfiros, riolitos, hialoriodacitos, dellénitos e quartzo-latitos. Também como shastaito (dacito = andesito quartzífero), hialo-shastaito, augita-andesito e ungaito (dacito) (MIRANDA, 1933). A dificuldade de sua classificação deve-se à

sua textura muito fina a vítrea, generalizando-se finalmente o uso dos termos riolito e dacito ou a classificação mais abrangente de riodacito (SZUBERT, 1979, p. 115). As rochas equivalentes em Etendeka (Namíbia) são denominadas de quartzo-latitos (ERLANK et al., 1984).

Rochas derivadas de magmatismo sódico (ankaratritos, nefelinitos e fonolitos) e potássico (theralitos, essexitos e ijolitos) associam-se ao magmatismo tholeiítico Serra Geral no Paraguai (COMIN-CHIARAMONTI et al., 1997).

O nome atribuído às rochas depende, em parte, dos diagramas de classificação usados: Yoder e Tilley (1962), Middlemost (1975), Streckeisen (1980), De La Roche et al. (1980), Cox et al. (1981), Bellieni et al. (1981), Le Bas et al. (1986), De La Roche (1986), Zanettin (1986), Le Bas e Streckeisen (1991) ou outros menos usados, bem como se a classificação é feita baseada na composição modal ou, na impossibilidade desta devido ao abundante material vítreo, da composição química.

Um litotipo descrito em detalhes na literatura Serra Geral é o “basalto leve”, encontrado na UHE de Primavera em bolsões com extensões entre 10 e 300 m e espessuras entre 2 e 20 m (MARQUES et al., 1987a; MARQUES et al., 1987b; FERRAZ et al., 1986; RÉ; PACHECO, 1994; TRESSOLDI et al., 1986). Não foi possível, entretanto, correlacionar o “basalto leve” a um litotipo vulcânico apenas pelas descrições disponíveis. As características e a gênese do “basalto leve” são discutidas detalhadamente por Tressoldi et al. (1986, p. 239-240), que propõem sua origem a partir do preenchimento, pela lava, de depressões contendo água, gerando um resfriamento extremamente rápido. Marques et al. (1987b, p. 384), por outro lado, sugerem uma origem por alteração intempérica.

Os minerais primários constituintes das rochas vulcânicas formam uma assembléia reduzida. Nas rochas básicas, plagioclásios são os minerais mais abundantes, ocorrendo labradorita e andesina. Entre os piroxênios, a augita é dominante, com a pigeonita ocorrendo de maneira subordinada. Olivina-Mg é bem mais rara, normalmente ocorrendo como fenocristais alterados a argilominerais. Os opacos comuns são magnetita, magnetita-Ti e ilmenita (COMIN-CHIARAMONTI et al. (1988a). Entre os acessórios, ocorrem apatita e zircão. A mineralogia das rochas ácidas é semelhante: na fácies Chapecó o plagioclásio é  $An_{35-47}$  e na fácies Palmas é  $An_{45-60}$  (GARLAND et al., 1995). Quanto aos piroxênios, a pigeonita é rara na fácies Chapecó e comum na fácies Palmas.

A mesóstase, que preenche os interstícios entre os feldspatos, os piroxênios e os opacos, pode ser microcristalina ou ser formada por “vidro vulcânico”. Quando

microcristalina, compõe-se de grãos de quartzo (às vezes bem desenvolvidos), K-feldspato e argilominerais, associando-se agulhas de apatita e opacos (GOMES, 1996, p. 33-34). “Vidro vulcânico” é um termo extensivamente usado para o resíduo intergranular quando este se apresenta como um material afanítico, uma massa contínua de cor negra ou marrom, isótropa ou de baixa birrefringência, com textura hialofítica (NARDY et al., 2002, p. 17), constituindo até 88% da rocha. A presença de quartzo na mesóstase demonstra claramente a natureza tholeiítica destas rochas. A composição da mesóstase está enriquecida em Si, Na, K e elementos incompatíveis em relação ao basalto como um todo. As lâminas delgadas das rochas das três ocorrências detalhadas nesta tese não apresentam diferenças em relação às características petrográficas gerais das rochas Serra Geral apresentadas na literatura.

## 2.9.2 Classificação Geoquímica

Uma sistematização das análises geoquímicas de rocha total foi possível após um período de aquisição de dados que se estendeu por várias décadas, integrando-se a características texturais, modais e de química mineral destas rochas. Inicialmente as rochas eram vistas como composicionalmente homogêneas (LEINZ, 1949). Posteriormente, ainda na década de 70, Rüegg e Amaral (1976) tentavam comprovar variações e anomalias geoquímicas regionais através do traçado de "curvas de isotores" para elementos maiores em nível de Bacia do Paraná. Melfi et al. (1988) usam 1743 análises químicas de rocha total para a Formação Serra Geral e Peate et al (1992, Fig. 3) trabalham com 1583 análises. O banco de dados, entretanto, continua muito pouco representativo em relação à extensão da Formação Serra Geral, pois representa, com atualmente ~5000(?) análises, menos de uma análise por 100 km<sup>2</sup> de rochas vulcânicas aflorantes, sem considerar 400.000 km<sup>2</sup> de rochas cobertas por sedimentos pós-Serra Geral.

Algumas classificações pioneiras foram de Bellieni et al. (1984a) e Mantovani et al. (1985a), que subdividiram as rochas básicas em Alto-Ti (>2% em peso TiO<sub>2</sub>), ocorrendo predominantemente na porção Norte da Bacia do Paraná, e em Baixo-Ti (<2% em peso TiO<sub>2</sub>), mais abundantes no Sul da Bacia. Este limite de 2% TiO<sub>2</sub> é completamente arbitrário (Peate et al., 1992, p. 124). Subgrupos foram reconhecidos por Fodor et al. (1985), Petrini et al. (1987), Piccirillo et al. (1988a, 1988d) e Peate et al. (1990). A integração destes dados, refletindo a



evolução do conhecimento sobre as rochas da Bacia, é apresentada por Peate et al. (1992, Tabs. 2 e 3), definindo a natureza fortemente bimodal ("basaltos" x "riolitos") das lavas Serra Geral, com uma lacuna de sílica ("silica gap") entre 60-64% SiO<sub>2</sub> (TABELAS 1 e 2).

As **rochas básicas** são classificadas em Alto-Ti/Y, com as fácies Urubici (ou Khumib, em Etendeka), Pitanga e Paranapanema, e Baixo-Ti/Y, com as fácies Ribeira, Esmeralda e Gramado (TAB. 2).

TABELA 2 – Composição química de elementos maiores e menores dos magmas-tipo de rochas básicas da Formação Serra Geral. Óxidos em porcentagem de peso, elementos em partes por milhão (ppm).

<b>ROCHAS BÁSICAS (SiO<sub>2</sub> &lt; 60%)</b>						
	Alto Ti (TiO <sub>2</sub> > 2,0%)			Baixo Ti (TiO <sub>2</sub> < 2,0%)		
<b>Fácies</b>	Urubici	Pitanga	Paranapanema	Ribeira	Esmeralda	Gramado
<b>SiO<sub>2</sub></b>	> 49	> 47	48 – 53	49 – 52	48 – 55	49 – 60
<b>TiO<sub>2</sub></b>	> 3,3	> 2,8	1,7 – 3,2	1,5 – 2,3	1,1 – 2,3	0,7 – 2,0
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	> 0,45	> 0,35	0,2 – 0,8	0,15-0,5	0,1 – 0,35	0,05 – 0,4
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(t)</b>	< 14,5	12,5–18	12,5 – 17,0	12 – 16	12 – 17	9,0 – 16
<b>Sr</b>	> 550	> 350	200-450	200-375	< 250	140 – 400
<b>Ba</b>	> 500	> 200	200-650	200-600	90 – 400	100 – 700
<b>Zr</b>	> 250	> 200	120-250	100-200	65 – 210	65 – 275
<b>Ti/Zr</b>	> 57	> 60	> 65	> 65	> 60	< 70
<b>Ti/Y</b>	> 500	> 350	> 350	> 300	< 330	< 330
<b>Zr/Y</b>	> 6,5	> 5,5	4,0 – 7,0	3,5 – 7,0	2,0 – 5,0	3,5 – 6,5
<b>Sr/Y</b>	>14,0	> 8,0	4,5 – 15,0	5 – 17	< 9	< 13
<b>Ba/Y</b>	>14,0	> 9	5,0 – 19,0	6,0 – 19	< 12	< 19

Fonte: Peate et al. (1992).

As **rochas ácidas** do vulcanismo Serra Geral foram subdivididas inicialmente pelo teor em Zr. Rochas ácidas com alto-Zr formam a fácies Chapecó e aquelas com baixo-Zr a fácies Palmas (BELLIENI et al., 1986a). Fácies adicionais foram reconhecidas nestes grandes grupos mais tarde. Peate et al. (1992) subdivide a fácies Palmas nos magmas-tipo Caxias do Sul, Anita Garibaldi e Santa Maria e a fácies Chapecó nos magmas-tipo Ourinhos e Guarapuava. Duas novas fácies são identificadas por Machado (2003): na fácies Palmas é individualizado o magma-tipo Jacuí e na fácies Chapecó é individualizado o magma-tipo

Tamarana. Outro magma-tipo da fácies Chapecó é Sarusas (Etendeka-Namibia) (TAB. 3). Uma abordagem integral das rochas ácidas, com considerações genéticas detalhadas, é apresentada por Garland et al. (1995).

TABELA 3 – Composição química de elementos maiores e menores dos magmas-tipo de rochas ácidas da Formação Serra Geral. Óxidos em porcentagem de peso, elementos em partes por milhão (ppm).

ROCHAS ÁCIDAS ( $\text{SiO}_2 > 64\%$ )							
	Palmas ( $\text{Zr} < 400 \text{ ppm}$ )				Chapecó ( $\text{Zr} > 500 \text{ ppm}$ )		
	$> 0,9\%$			$< 0,9\%$			
FÁCIES	Caxias do Sul	Anita Garibaldi	Jacuí	Santa Maria	Guarapuava	Ourinhos	Tamarana
$\text{SiO}_2$	64,27-68,65	66,55 – 68,44	70-72	68, 76 – 72, 16	63,18 – 65,26	65,3 – 65,7	
$\text{TiO}_2$	0,86 – 1,09	1,00 – 1,08	1,04-1,17	0,66 – 0,79	1,37 – 1,48	1,19 – 1,24	1,4 - 1,5
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,24 – 0,32	0,30 – 0,32	0,28 - 0,32	0,19 – 0,22	0,41 – 0,48	0,31 – 0,32	0,38 - 0,42
$\text{Fe}_2\text{O}_{3(t)}$	5,62 – 6,94	6,19 – 6,97		5,02 – 5,87	7,17 – 7,85	6,5 – 6,86	
<b>Sr</b>	94,5 - 154	119 - 165		83,4 - 111	357 - 441	305 - 375	
<b>Ba</b>	565 - 786	548 - 608		640 - 794	640 - 794	1046 - 1256	
<b>Zr</b>	258 - 322	271 - 283		323 - 344	593 - 669	584 - 602	
<b>Y</b>	39 - 62	47 - 108		59 - 230	71 - 108	55 - 66	

Fonte: Garland et al. (1995, Tab. 1), Luchetti et al. (2005), Machado (2003).

Essa classificação exclusivamente geoquímica criou sérios conflitos com as metodologias de trabalho de campo similares às aplicadas à Província Columbia River (REIDEL; HOOPER, 1989), porque não permite individualizar (mapear) derrames com composições iguais mas com características de campo completamente distintas. Os conflitos fizeram surgir uma série de denominações informais.

Entre as fácies informais criadas para as **rochas básicas** da Formação Serra Geral estão as fácies “Campo Erê” e “Alegrete” (WILDNER et al., 2003). Os autores salientam “que os grandes grupos (fácies) ora caracterizados têm caráter informal” (WILDNER et al., 2003, p. 205). Freitas et al. (2003), usando extensivamente critérios de campo, subdividem as rochas Serra Geral no Oeste do estado de Santa Catarina e usam apenas alguns dos termos propostos por Peate et al. (1992), criando as unidades “Cordilheira Alta”, “Campos Novos” e “Alto Uruguai”. Trabalhando com uma metodologia similar, a geologia

do Sudoeste do Paraná apresentada em Jost (2006) acrescenta as unidades “Capanema” e “Nova Laranjeiras”, informando que “a nomenclatura proposta é informal” e “não tem conotação estratigráfica formalizada” (JOST, 2006, pgs. 14 e 17).

Entre as fácies informais criadas para as **rochas ácidas** da Formação Serra Geral estão a fácies “Machadinho” (dacitos – Freitas et al., 2003) e a fácies “Várzea do Cedro” (CPRM, 2007), um conjunto de derrames vítreos pouco espessos encontrados no topo da seqüência Serra Geral no NE do Rio Grande do Sul.

A mesma metodologia foi aplicada aos corpos intrusivos: um conjunto de sills com composições picríticas ( $MgO = 4-27\%$ ) na extremidade SE da área de ocorrência da Formação Serra Geral (MARQUES et al., 2005) é denominado de fácies “Lomba Grande” por Wildner et al. (2003, p. 209).

Um outro tipo de abordagem das rochas vulcânicas para fins de mapeamento é apresentado por Arioli et al. (2008). Com muito menos ênfase em aspectos geoquímicos e mais detalhamento dos aspectos de vulcanologia física, os autores agrupam as rochas vulcânicas e os litotipos interderrames em associações faciológicas.

Estas tentativas de integração dos dados geoquímicos com aspectos da litoestratigrafia clássica produziram um ordenamento precário de baixa aplicabilidade, que tem o potencial de transformar cada derrame de grande porte em uma fácies individualizada. Assim, há um amplo campo para a organização de uma classificação mais prática para as rochas da Formação Serra Geral.

Na área de estudo, apesar de sua extensão, foram caracterizadas, por composição química e critérios de campo, apenas 3 das fácies da Formação Serra Geral: as rochas básicas são da fácies Gramado e as rochas ácidas predominantemente da fácies Caxias do Sul. Uma ocorrência expressiva da fácies Várzea do Cedro ocorre na região a Oeste de Tainhas (São Francisco de Paula, RS).

## **2.10 Contatos entre Derrames**

Na situação mais simples, o contato entre dois derrames de lava consecutivos apresenta-se praticamente horizontal, abrupto, fechado e sem quaisquer discontinuidades. Como esta situação não é a regra, os contatos entre derrames consecutivos foram investigados

em detalhe durante a construção de UHEs.

Enquanto nos contatos dos microderrames se formam as superfícies oxidadas laranjas (Ver item “microderrames”), os contatos basais dos macroderrames desenvolvem, quando muito, uma zona decimétrica com vesículas centimétricas. Brechas basais são igualmente muito raras. A imensa maioria das brechas referidas na literatura são misturas de sedimentos (areia e silte) com blocos vesiculares da zona de topo de derrames espessos. Quando um derrame cobre um depósito sedimentar, por outro lado, o contato é reto e nítido. Raramente pequenos fragmentos da lava são empurrados para dentro da areia ou pequenos (dm) “diques” de areia formam-se no derrame a partir do preenchimento de fraturas com sedimento. O recobrimento é tão suave que as “ripples” eólicas nos topos das dunas são preservadas pela lava, como visto nas Pedreiras Incopel e Britagem Rio Bonito na área de estudo (FIG. 3).



FIGURA 3 – Marcas de ondulação eólicas (“ripple marks”) no topo de uma duna Botucatu. A duna foi coberta suavemente por derrames de lava básicos pouco espessos (<0,5m) que, uma vez intemperizados, foram removidos, expondo as marcas de ondulação preservadas. A direção dos derrames está indicada pela seta grande; a seta pequena mostra estrias provocadas pelo movimento da lava. Pedreira Incopel, topo da frente Leste, 2006. Fonte: autor.

Contatos entre derrames são considerados por Oliveira et al. (1976, p. 416) "descontinuidades de extensão lateral tão grande quanto a própria ocorrência dos derrames", com aberturas entre 0,1 e 3 mm, localmente alcançando 3,0 a 10,0cm. Na UHE de Itaipu, por exemplo, o contato entre os derrames A e B (ABMS, 1983, p. 343) e, especialmente, entre C e D, estavam abertos, com uma espessura de vários centímetros, lisos e preenchidos por argila próximo à superfície do terreno (ITAIPU BINACIONAL, 1994, BARBI, 1981, p. 465). Na UHE de Taquaruçu, os contatos entre os três derrames interceptados e a junta-falha no interior do derrame B apresentaram-se com abertura média de um centímetro, localmente atingindo 20 cm (SERRA JR, 1986, p. 255), uma situação que se repetiu na UHE de Água Vermelha (BJORNBERG; KUTNER, 1983, p. 278; SOARES et al., 1983, p. 317). Contatos abertos com superfícies alaranjadas, justapostos a contatos completamente fechados, também foram verificados em várias pedreiras na área de estudo (FIG. 4).

Contatos entre os derrames e os litotipos interderrames igualmente podem estar abertos, como na UHE de Volta Grande, onde o contato do derrame 2 com a brecha arenosa sotoposta foi encontrado aberto, com percolação de água que gerou zonas, com até 0,5 metro de espessura, de brecha alterada ao longo deste contato.

## **2.11 Descontinuidades**

Neste item, incluíram-se todas as feições que, nos maciços basálticos, se constituem em "superfícies físicas de separação de massas rochosas de constituição petrográfica similar ou diversa" (BJORNBERG e KUTNER, 1983, p. 265). As feições são apresentadas em ordem de grandeza decrescente.

### **2.11.1 Falhas Transcorrentes**

Desde o início da década de 80 demonstrou-se que a importância das falhas transcorrentes na evolução das bacias cratônicas brasileiras era muito maior que inicialmente suspeitado, sendo muito mais regra que exceção (Zalán 1986a, p. 246; Zalán, 1986b, p. 258). Na Bacia do Paraná, as grandes falhas transcorrentes geraram grande quantidade de estruturas

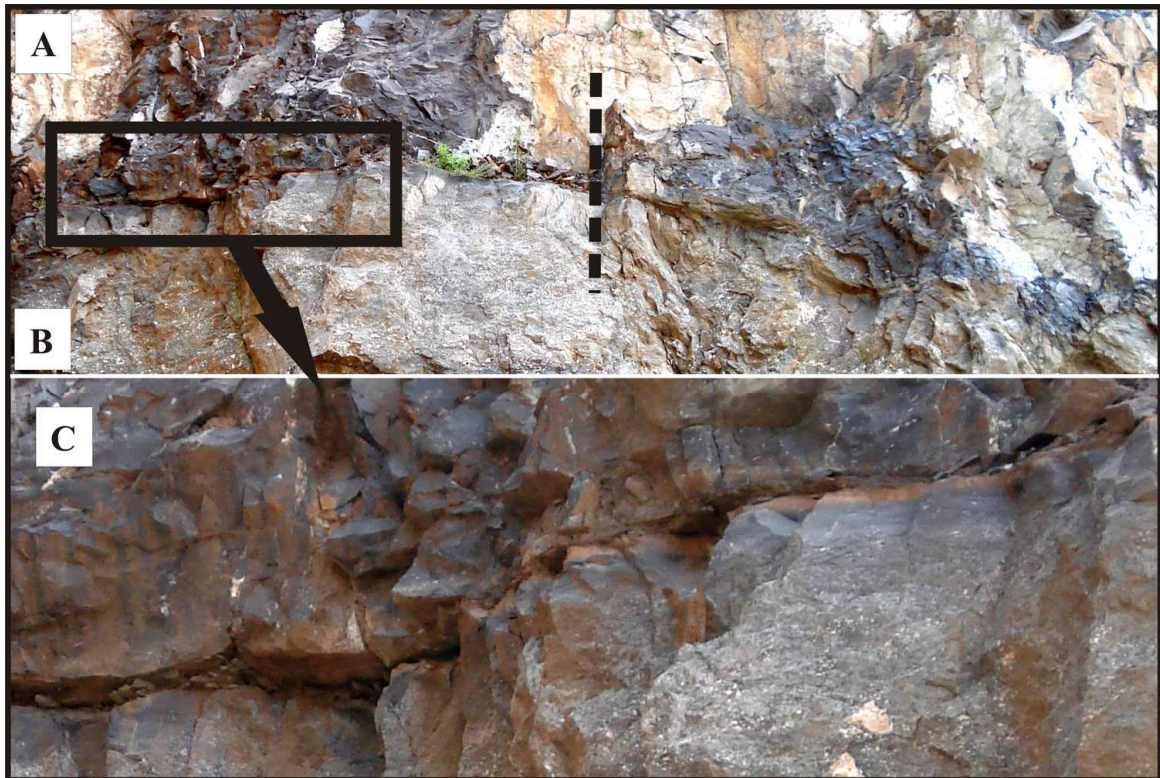


FIGURA 4 - Contato entre um derrame de lava superior (A) e um derrame inferior (B). A linha tracejada separa uma extensão de contato aberto (à esquerda) de uma extensão de contato fechado ou "soldado" (à direita). Largura da imagem aproximadamente 7 metros. Em "C", detalhe do contato aberto, com uma abertura centimétrica e as típicas superfícies de alaranjadas que acompanham um contato oxidado. Pedreira Goldani, frente Norte, fev/2008. Fonte: autor.

típicas (Zalán, 1986b), afetando os sedimentitos paleozóicos e mesozóicos (Zalán, 1986a, p. 246). As estruturas mais características são as “estruturas-em-flor”, positivas, negativas ou desenvolvidas pela metade, que podem assumir geometrias muito complexas em seção. As falhas transcorrentes podem ou não apresentar estas estruturas e, quando estão presentes, podem ocorrer apenas em determinadas porções da falha. Outra estrutura relaciona-se à posição dos blocos em relação à falha transcorrente e é denominada “Efeito do Golfinho” (Zalan, 1986b, p. 262), implicando em grande complexidade estratigráfica e estrutural ao longo das falhas. Dependendo do tipo de estruturas (de transpressão ou de transtensão) forma-se um conjunto muito característico de feições de alta complexidade.

Esses grandes falhamentos geram zonas cisalhadas profundas e relativamente espessas muito susceptíveis ao intemperismo. Um exemplo da complexidade dessas zonas foi revelado na UHE de Salto Santiago (BJORNBERG; KUTNER, 1983, p. 272). A zona de falha do local foi interpretada como uma falha transcorrente de pequeno rejeito onde as falhas de rejeito vertical representam casos particulares (LUDWIG et al., 1978a, p. 149; LUDWIG et

al., 1978b, p. 187). De um total de 8 falhas, destacam-se as falhas de número 4 e 5. A Falha 5 é provavelmente uma falha de gravidade com rejeito superior a 100 metros, sugerido pela ausência de correspondência entre os 3 espessos (50 m) derrames da chamada “Seqüência Norte” e os 8 a 10 derrames (com microderrames) da “Seqüência Sul”. A zona decomposta possui uma largura de 30 metros (ABMS, 1983, p. 643), prolongando-se em profundidade por pelo menos 100 metros. A faixa central está brechada e cisalhada, com preenchimento de argilas expansivas amarelas e esverdeadas de aspecto ceroso. Nos testemunhos de uma sondagem realizada ao longo do plano de falha, constatou-se grande quantidade de pirita, materiais de aspecto amigdalóide e microamigdalóide alterados, muitos espelhos de falha e estrias (LUDWIG et al., 1978b, p. 189). As zonas decompostas das outras falhas apresentam larguras máximas de pelo menos 10 metros (Falha 4) e 15 metros (Falha 7). Outras feições incluem um horst (entre as falhas 2 e 4), um graben (entre as falhas 4 e 5), uma falha rotacional (Falha 3) e rejeitos verticais entre 5 e 30 metros.

### **2.11.2 Falhas**

Lineamentos tectônicos com dimensões entre poucos quilômetros e centenas de quilômetros são extremamente freqüentes nas rochas da Formação Serra Geral e podem ser visualizados com grande facilidade em qualquer imagem aérea ou de radar se a cobertura sedimentar pós-vulcânica não é espessa. Diferenciar e classificar estes lineamentos de portes diversos, gerados por eventos diferentes, requer uma cuidadosa interpretação das feições do lineamento.

Um dos principais eventos tectônicos que gerou falhas na Bacia do Paraná foi a Reativação Wealdeniana da plataforma Sul Americana, do Mesozóico (ALMEIDA, 1981, 1986). Um conjunto de falhamentos gerou-se devido à Orogenia Cape Ventana (Permiano Superior - Triássico) e, posteriormente, no Jurássico sup. - Cretáceo inf., a região foi retrabalhada pelo arqueamento da Bacia através de processos de distensão crustal que formaram as fissuras alimentadoras dos derrames do evento Serra Geral (ZALÁN et al., 1987). Os grandes alinhamentos estruturais foram Arcos (Arco de Assunção, Arco de Goiânia/Alto Parnaíba, Arco de Ponta Grossa e Arco de Rio Grande), Zonas de Falha (ZF de Guapiara, ZF Lancinha-Cubatão e ZF Blumenau-Soledade), Lineamentos (L. de Araçatuba, L.

Rio Uruguai, L. Rio Piquiri e L. Transbrasiliano) e a Sinclinal de Torres (ALMEIDA, 1981, ZALÁN et al. 1990).

Falhas com um porte de algumas dezenas de quilômetros formam dois sistemas subparalelos bem definidos de direção NE e NW (LUDWIG et al., 1978b, p. 185; STRUGALE et al. 2004, p. 307), originando um padrão em “X” que inclusive condicionou o padrão da drenagem. Este padrão em “X” formou, no Distrito Mineiro do Alto Uruguai (RS) (CORRÊA, 1995, p. 53), blocos poligonais que podem ser observados em várias escalas em imagens remotas, apresentando entre si rejeitos de 30 a 100 metros devido a basculamentos da ordem de 4 a 6°. As falhas indicam a existência de dois esforços compressivos tangenciais à crosta, desenvolvendo duas direções maior intensidade, aproximadamente N-S (Mesozóico) e E-W (mais antigo) (BJORNBERG; MEISMITH, 1975).

Strugale et al. (2004, p. 307) caracteriza as concentrações de falhamentos como “zonas de falha”. Formam faixas com larguras de 3 a 8 km de grande concentração e continuidade dos alinhamentos estruturais e diques de diabásio. Um segundo evento deformacional, de idade provavelmente Terciária, parece estar bem marcado nos basaltos (STRUGALE et al 2004, p. 313 e 315), segundo um tensor orientado NE-SW a ENE-WSW, dando origem aos lineamentos N-S e E-W.

Falhamentos que foram gerados durante o evento vulcânico Serra Geral são descritos por Morris (1963, p. 34), Bossi et al (1974, p. 55) e Haberlehner (1983). Falhamentos de grande porte são descritos por Putzer (1953), Hausman (1966, p. 185 e 193), Wernick (1972), Soares (1974), Tressoldi (1987, p. 358), Souza Jr e Campos (1986), Souza Jr (1986), Zalán et al. (1987), Marques et al. (1987b, p. 382), Peate et al. (1999, p. 460), Kitahara (2005) e Silveira et al. (2005).

### **2.11.3 Falhas e Dobras de Ajuste**

“Falhas e dobras de ajuste” é um termo criado para designar o conjunto de dobras de arrasto e de falhas de pequeno a médio comprimento com rejeitos da ordem de uma a três centenas de metros relacionados, em toda a Bacia do Paraná, a três mecanismos que não guardam nenhuma relação com eventos tectônicos regionais (FIG. 5).



O primeiro mecanismo relaciona-se ao peso da seqüência de derrames, que varia entre poucas dezenas de metros nas bordas da Bacia até mais de 1,5 km no centro da Bacia do Paraná. Essa distribuição heterogênea dos derrames está representada no Mapa de Isópacas de Zalán et al. (1987, Fig. 13).

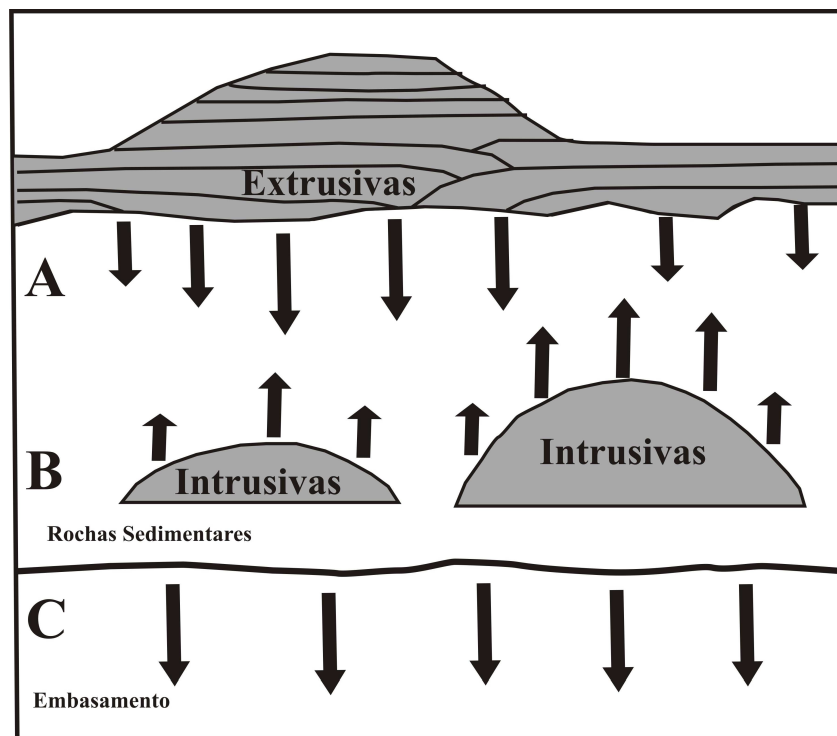


FIGURA 5 - Representação esquemática, sem escala, dos esforços que originaram falhas e dobras de ajuste relacionadas às rochas extrusivas e intrusivas da Formação Serra Geral na Bacia do Paraná. (A) O peso das rochas Serra Geral extrusivas, irregularmente distribuído, provoca ajustes nos sedimentos subjacentes. (B) A distribuição heterogênea de corpos intrusivos soergue a Bacia de maneira igualmente heterogênea. (C) O peso conjunto de rochas extrusivas + corpos intrusivos atua sobre o embasamento da Bacia provocando ajustes isostáticos. Fonte: autor.

Por outro lado, a intrusão de mais de 100.000 km<sup>3</sup> de magma na forma de centenas de milhares de corpos intrusivos Serra Geral em toda a Bacia do Paraná, com espessuras individuais de até mais de 400 metros, gerou uma gama enorme de feições de ajuste. Visto isoladamente e desconsiderando processos isostáticos, de compactação e assimilação das rochas sedimentares encaixantes, os esforços de compressão horizontal e vertical originados pelos corpos intrusivos durante o processo de criação do espaço que ocupam (ZALÁN et al., 1985) geraram uma tendência de soerguimento de toda a superfície da Bacia do Paraná. Em média, relacionando a atual área de ocorrência da Formação Serra

Geral ( $\sim 900.000 \text{ km}^2$ ) a este volume ( $> 100.000 \text{ km}^3$ ) de intrusivas, calcula-se o soerguimento de toda a superfície da Bacia em pouco mais de 100 metros apenas devido ao “emplacement” dos corpos intrusivos. Como a distribuição de intrusivas é muito irregular (FRANK et al., 2007), o potencial soerguimento igualmente é extremamente heterogêneo, com áreas sendo soerguidas apenas 50 metros e outras sendo soerguidas mais de 1000 metros.

Finalmente, o peso conjunto dos corpos extrusivos e intrusivos da Formação Serra Geral gerou movimentos isostáticos diferenciados intrabacia. Como as áreas de maior espessura somada de corpos intrusivos não coincidem com as áreas de maior espessura somada de derrames, gerou-se um quadro extremamente complexo de ajustes isostáticos durante o nivelamento da Bacia até os dias atuais.

#### **2.11.4 Juntas-Falha**

Praticamente todas as construções de UHEs na Formação Serra Geral nos últimos 40 anos registraram fraturamentos horizontalizados com centenas de metros de extensão (BRITO et al., 1990, p. 457) que foram chamados inicialmente de “juntas principais” e depois de “falhas horizontais” (SOUZA JR; CAMPOS, 1987). Consagrou-se, entretanto, o uso do termo “juntas-falha”, criado por Guidicini e Campos (1968, p. 24) (CAMARGO, 1969, p. I-4; OLIVEIRA et al., 1976, p. 416), porque as paredes das fraturas apresentam milonitos, estrias de fricção e outras feições de movimentação relativa ao longo do plano da junta-falha (GUIDICINI, 1979). Em inglês a feição é chamada de “flow joints” ou “flow shear zones” (CABRERA, 1971). Um grande volume de informações foi acumulado relativamente às juntas-falha, porque constituem condutos importantes dos aquíferos contidos em basaltos.

Trata-se de fraturas simples ou fraturas paralelas estreitamente espaçadas que formam um sistema cuja espessura pode passar de um metro. A abertura da fratura simples normalmente é de alguns milímetros, mas pode alcançar 3 a 10 cm (OLIVEIRA et al., 1976, p. 416). A superfície da junta-falha é levemente ondulada (MOURA FILHO; SORREGOTTE, 1975, Fig. 6; MIDÉA et al., 1975, Foto 5), com ondulações superiores a 2 metros (BRITO, 1971, p. 17). Estas ondulações são classificadas por Moller e Pinto (1976, p. 436). O deslocamento dos blocos justapostos da junta-falha pode ser decimétrico (UHE de Itaipu, PAES DE BARROS; GUIDICINI, 1981, p. 253) a métrico (Derrame I da UHE de Nova

Ponte, BRITO et al., 1990, p. 456). Quase sempre ocorrem juntas verticais acima e abaixo da junta-falha, sem atravessá-la, assim como as juntas-falha não passam de um derrame para outro (MOLLER; PINTO, 1976, p. 434; MOLER; CABRERA, 1976, p. 203).

Juntas-falha podem ser extremamente freqüentes: na UHE de Porto Primavera foram encontradas 6 juntas-falha em 50 metros (TRESSOLDI, 1987, p. 358) e na UHE de Canoas I foram constatadas 9 extensas juntas-falha em apenas 47 metros de derrames (KITAHARA, 2005). Na área de estudo, uma junta-falha foi identificada na Pedreira Ouro Preto (FIG. 6).



FIGURA 6 - Feição interpretada como junta-falha, pela notável semelhança com várias das imagens publicadas de juntas-falha. Trata-se de faixas cizalhadas sub-horizontais, de espessuras variadas, que seguem um padrão entrelaçado. Traços escuros verticais são furos de detonações. Pedreira Ouro Preto (2006). Fonte: autor.

As juntas-falha podem desenvolver-se (1) no contato entre o derrame e a rocha subjacente (xisto no caso da UHE de Nova Ponte), (2) no contato entre dois derrames sucessivos, (3) na brecha inter-derrames, (4) entre a zona vesicular-amigdalóide e a zona maciça de um derrame ou (5) dentro da zona maciça do derrame, em posições diferentes de derrame para derrame. Um derrame individual pode apresentar várias juntas-falha (MARQUES et al., 1987a, p. 198).

Guidicini (1970) propõe uma gênese para juntas-falha, mas, quase uma década depois, Guidicini (1979, p. 17) considera-a superada sem estabelecer outra origem. Outras considerações genéticas são feitas por Moller e Pinto (1976, p. 435), Moler e Cabrera (1976, p. 203) e Souza Jr e Campos (1987a, p. 63). A discussão está longe de ser conclusiva, mas a descrição das juntas-falha permite classificá-las como zonas de cisalhamento.

### 2.11.5 Fraturas de Alívio de Carga.

São fraturas que surgem depois do “emplacement” dos derrames, por dois mecanismos. O primeiro é a retirada de determinados volumes de rocha através do intemperismo e da erosão, aliviando a tensão a que estiveram submetidos os derrames de lava. É um processo lento que gera fraturas principalmente horizontais ou abrindo feições horizontais anteriormente seladas como contatos entre derrames (UHE de Volta Grande, BRITO, 1971, p. 12) e juntas-falha (UHE de Volta Grande, BRITO, 1971, p. 19; UHE de São Simão, MOLER; CABRERA, 1976, p. 203).

Um processo mais rápido e que gera predominantemente fraturas verticais é a formação de um vale fluvial, porque a retirada de rocha provoca um alívio lateral que se traduz em fraturas verticais paralelas ao vale em questão, além de um deslocamento decimétrico de massas rochosas em direção ao vale. Com a conseqüente diminuição das cargas verticais, as tensões horizontais acumuladas passam a ser as tensões dominantes descomprimindo o maciço rochoso. Se o vale é largo e possui fundo plano, surgem fraturas sub-horizontais abertas, com “flambagem” das lajes superficiais de rocha. Se o vale é profundo, as tensões horizontais da descompressão originam horizontes de rocha fraturados e conectados.

Um exemplo muito ilustrativo deste deslocamento horizontal de enormes massas de rocha foi verificado no UHE de Itaipu, onde se constataram quatro destas zonas de cisalhamento por descompressão, chamadas de “falhas-bigode”. A erosão do Rio Paraná desconfinou as massas rochosas que, por isso, deslocaram-se levemente (rejeitos de até 30 metros, ABMS, 1983, p. 343) em direção ao rio (FIG. 7) (ITAIPU BINACIONAL, 1994).

O desconfinamento (alívio de carga) também abre descontinuidades como diáclases, fraturas e falhas, elevando a sua permeabilidade com a deposição de argilominerais ao longo dessas feições (Brito et al., 1990, p. 458). Zonas de fraturas por desconfinamento também foram encontradas nas UHEs de Itá (MAFRA e ARAÚJO, 2003), Machadinho (MARQUES FILHO et al., 1981, p. 59), Itaúba (GUIDICINI et al., 1987, p. 226), Dona Francisca (CEEE, Ano Desconhecido, p. 4-12), Ilha Solteira (BJORNBERG; KUTNER, 1983, p. 277), Porto Colômbia (CABRERA, 1971, p. 58, fig. 26), Foz de Areia (MARQUES FILHO; LEVIS, 1981, p. 75 e 76; ABMS, 1983, p. 225) e Volta Grande (BRITO, 1971, p. 12), evidenciando serem fenômenos comuns em vales profundos e estreitos.

Os prováveis mecanismos de gênese das "falhas-bigode", que poderiam incluir um arqueamento do fundo do vale por desconfinamento, são apresentados por Paes de Barros e Guidicini (1981). Os autores constatam que cada pacote de rocha da coluna estratigráfica se deslocou em relação às adjacentes, mas todos o fizeram em direção ao centro do vale fluvial.

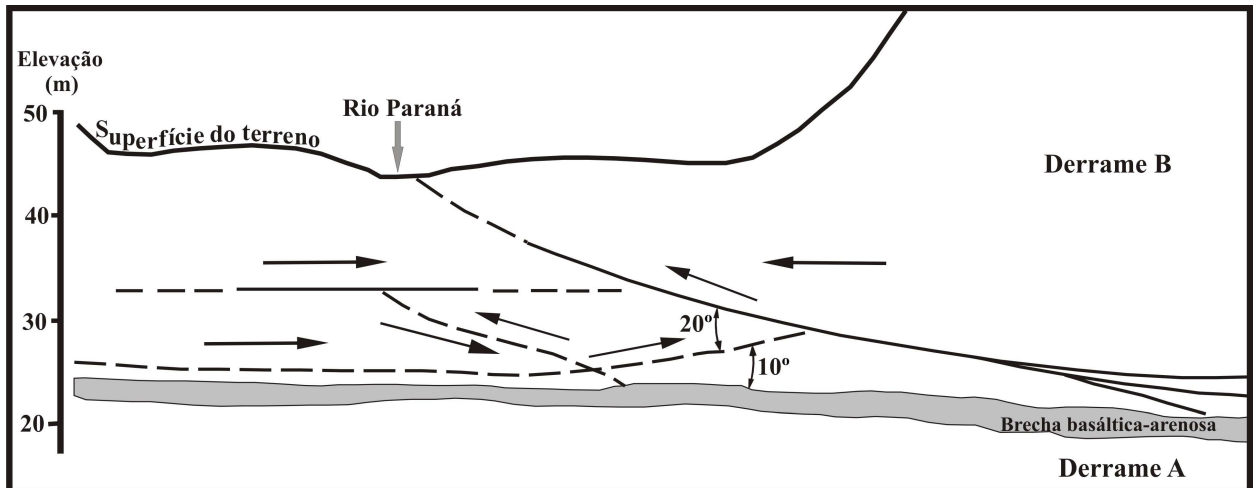


FIGURA 7 - Falhas-bigode encontradas durante a construção da UHE de Itaipu. Massas rochosas deslocaram-se, de ambos os lados, em direção ao rio, com deslocamentos que atingiram localmente 30 metros. Modificado de Itaipu Binacional (1994, Fig. 4.4).

### 2.11.6 Falhas Verticais Intraderrames

São falhas verticais confinadas à zona maciça do derrame hospedeiro, não passando para as litologias sobrejacentes ou subjacentes. Descritas em detalhe no Derrame I da UHE de Nova Ponte por Brito et al. (1990), possuem espessuras de até 10 cm e centenas de metros de desenvolvimento horizontal (FIG. 8).

Junto à base, “separam-se em várias juntas inclinadas e curvas, como um leque invertido, cuja parte mais interna se encontra sempre brechada e muito alterada em argilo-minerais verde-claros com veios de carbonatos” (BRITO et al., 1990, p. 457). Os materiais verdes que preenchem as falhas apresentam frequentemente estrias subhorizontais com rejeitos NE e NW provavelmente da ordem de poucos centímetros. Feições semelhantes foram descritas por Serra Júnior et al., (1986) da UHE de Taquaruçu. Com base nas características desta feição, Brito et al. (1990, p. 458) são enfáticos em classificar a feição como primária, ou seja, formada durante a consolidação da lava.

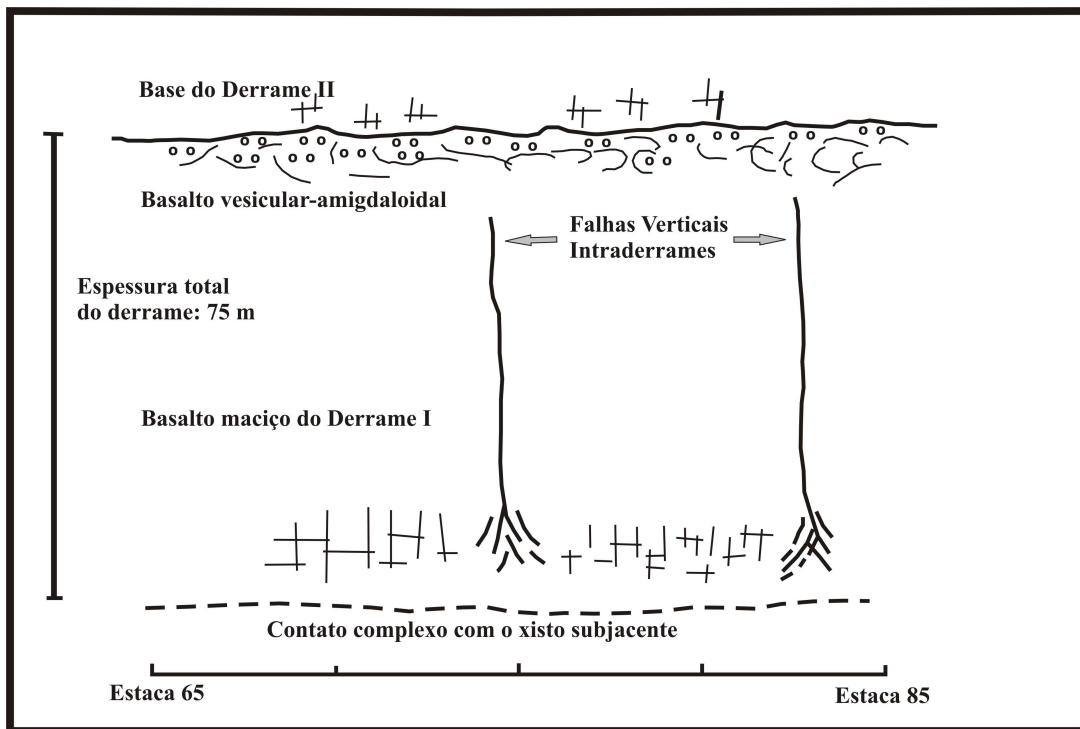


FIGURA 8 - Falhas Verticais Intraderrames no Derrame I da UHE de Ponte Nova. Modificado de Brito et al. (1990, Fig. 5) .

### 2.11.7 Diáclases

Diáclases (ou juntas) são as descontinuidades dos corpos magmáticos geradas durante o resfriamento da lava, quando “stress” termal induz a um processo de contração da lava, gerando diáclases que se desenvolvem do topo e da base em direção ao interior do corpo magmático (WATERS, 1960; SPRY, 1962). Assim, as diáclases refletem a história termal do corpo magmático (derrame ou corpo intrusivo) e estão presentes em todos os corpos extrusivos e intrusivos Serra Geral. Um padrão definido de diáclases (p.ex., colunas) é gerado por um padrão definido (lento) de resfriamento que se traduz em uma distribuição isotrópica de “stress” termal. Um padrão irregular de diaclasamento é gerado por uma distribuição irregular das temperaturas em derrames de lava, ou seja, por uma distribuição anisotrópica de “stress” termal – uma situação que é a regra e não a exceção, como já reconhecido por Wentworth (1934).

Na Formação Serra Geral, os derrames pouco espessos (< 1m) dos tipos “S” e “P” e aqueles com um perfil “normal” (zonas vesiculares de topo e de base e uma zona central maciça) desenvolvem um fraturamento muito irregular, decorrente de seu rápido e irregular

resfriamento. Nessas situações, a classificação do diaclasamento em um padrão definido torna-se muito difícil.

À medida que a espessura dos derrames aumenta, desenvolve-se um padrão de diaclasamento que é passível de análise. Em derrames de porte médio (< 10m), as diáclases podem ter disposição preferencial horizontal ou vertical, sem que seja possível estabelecer um padrão universal. De um modo geral, as zonas vesiculares dos derrames apresentam muito menos diáclases em relação aos níveis de basalto maciço (CABRERA, 1971, p. 52) e muitas diáclases apresentam estrias de fricção nos materiais que as preenchem, devido a pequenas acomodações dos blocos rochosos (CAMARGO et al., 1971).

Derrames espessos (> 10m), por outro lado, desenvolvem padrões complexos, que podem seguir a estrutura proposta por Leinz (1949, p. 14), com um nível superior e um nível inferior de diáclases horizontais e uma zona central com diáclases verticais. Este modelo, entretanto, está sujeito a inúmeras variações: seis estruturas são ilustradas por Szubert et al. (1978, figs. 3 a 8) para a região de Santa Catarina, cinco estruturas por Bossi e Navarro (1991. v. 2, p. 723) para o Uruguai e duas estruturas para a região de Frederico Westphalen (RS) por Gomes (1996, p. 25-32). Nesses derrames frequentemente é possível distinguir zonas de diaclasamento com padrões colunado (“collonade”) e entablatura (“entablature”), cuja ocorrência distingue, por exemplo, os dois tipos de derrames apresentados por Gomes (1996). Variações laterais podem ocorrer nesses derrames, como no exemplo apresentado por Corrêa (1995, p. 92-93): a porção central do principal derrame portador de ametista no Distrito Mineiro do Alto Uruguai (RS) apresenta um padrão de diaclasamento que se aproxima de um padrão colunado, enquanto as porções marginais apresentam um padrão de fraturamento muito mais irregular.

Na área de estudo, não ocorrem derrames ostentando as clássicas colunas verticais hexagonais (colunado), como ilustrado por Cas e Wright (1988, Fig. 4.10). Predominam diaclasamentos irregulares que se aproximam do padrão entablamento, uma situação referida para outras regiões da Formação Serra Geral por Souza Jr e Campos (1987, p. 62). Dos estados de São Paulo e do Paraná, entretanto, são conhecidos derrames com colunados bem desenvolvidos (GOMES; RODRIGUES, 1999; MACHADO, 2003).

Alternâncias bruscas de níveis horizontais alternados de diáclases de padrões colunado e entablamento, como ilustrado por muitos derrames em várias partes do planeta (SPRY, 1962), também não foram encontradas na área de estudo, mas ocorrem na porção Norte da Bacia do Paraná (Derrame Tipo II de GOMES; RODRIGUES, 1999). Estas

alternâncias só se formam quando o derrame em resfriamento é inundado por águas fluviais (LONG; WOOD, 1986; LYLE, 2000). Mesmo chuvas fortes, como atualmente no Hawaii, não conseguem induzir a alternância de entablamento e colunado em um derrame. Como o clima durante o "emplacement" dos derrames Serra Geral foi muito mais seco do que, por exemplo, o clima durante o "emplacement" da Província Columbia River (USA), a formação de lagos rasos sobre derrames em resfriamento foi um fato muito raro na Formação Serra Geral, provavelmente ocorrendo apenas em regiões mais úmidas do Deserto Botucatu e, por isso, as alternâncias bruscas de padrões de diaclasamentos só são encontradas no Norte da Bacia do Paraná.

O entablamento nos derrames Serra Geral é formado por 3 tipos de juntas (SOUZA JR, 1994b). As juntas Tipo I possuem entre 20 e 30 cm de largura, comprimento variável e conferem ao conjunto seu aspecto pseudo-colunar vertical. As juntas tipo II definem "micro-colunas" (<10cm) e as juntas Tipo III, pouco persistentes e de disposição aparentemente caótica, favorecem a fragmentação do entablamento em blocos prismáticos de tamanhos variados (SOUZA JR, 1994b, Fig. 1), um padrão típico de derrames de lava (SPRY, 1962, Fig. 4). Descrições de feições atípicas entre as diáclases são muito raras, mas Brito et al. (1990, p. 456) se referem a uma estrutura colunar em leque numa zona onde o Derrame I da UHE de Nova Ponte cobriu uma região do embasamento topograficamente muito irregular. Um padrão concêntrico esférico de diáclases foi localizado na área de estudo da presente tese, ilustrado na FIG. 9.

Os corpos intrusivos (sills) na área de estudo também não ostentam o padrão hexagonal de diaclasamento (colunado). Poucos sills possuem um padrão colunado bem desenvolvido (Pedreiras Bela Vista e Concepa), mas que nunca é hexagonal: os prismas possuem normalmente 4 a 5 lados. A maioria dos sills possui um diaclasamento extremamente semelhante a derrames espessos, às vezes predominando o diaclasamento horizontal (Pedreira Mottola) ou o vertical (Pedreira Toniolo-Busnello), situação que já fez muitos autores interpretarem sills como derrames (DAVINO et al. 1982).

Progressos no reconhecimento dos processos de formação dos diferentes padrões de diáclases só serão obtidos com a incorporação, na discussão, dos novos modelos de "emplacement" de derrames de lava de províncias de basaltos de platô, todos posteriores às teorias de diaclasamento.



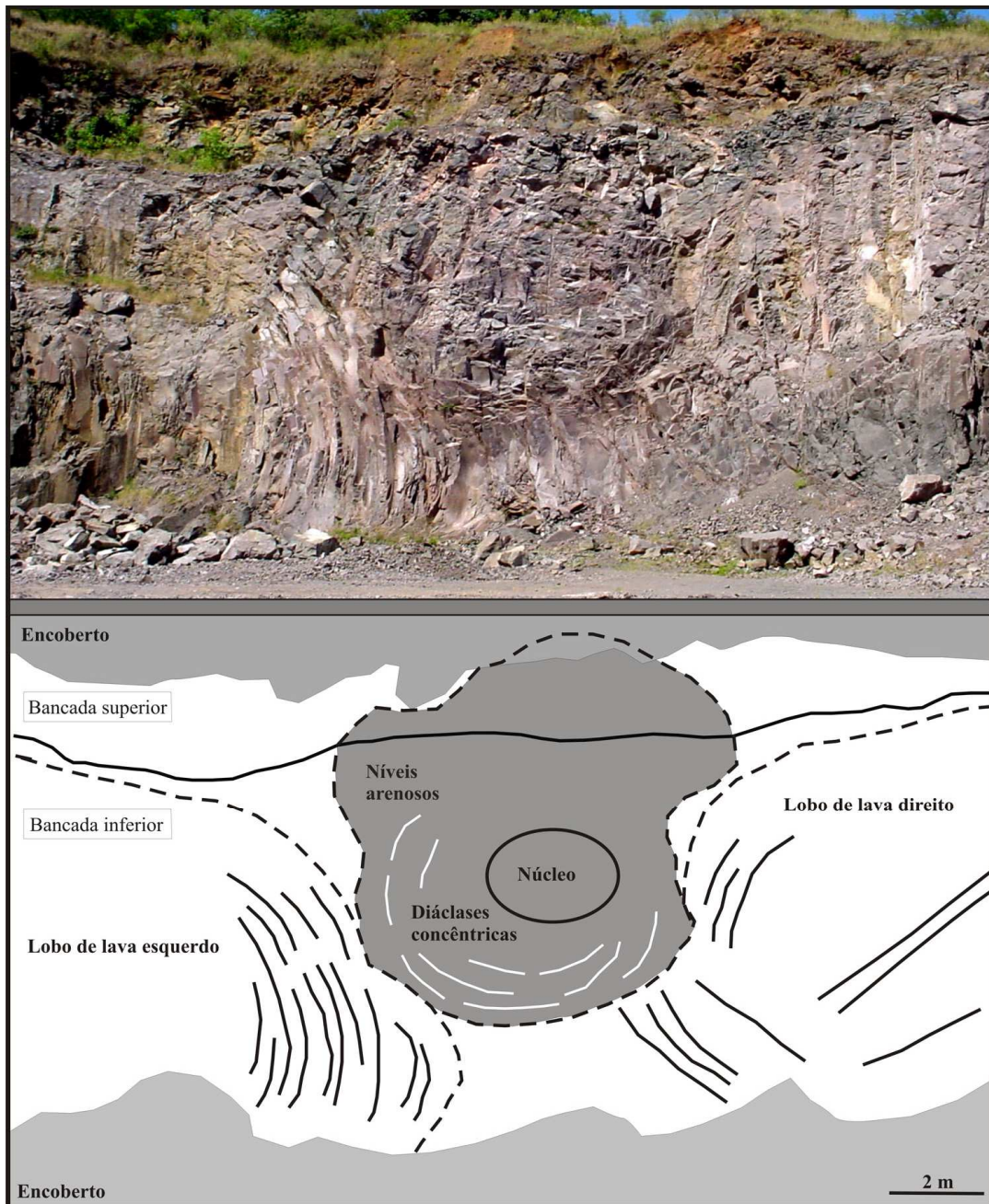


FIGURA 9 - Imagem e interpretação tentativa das diáclases em uma feição (sombreada na imagem inferior) interpretada como preenchimento de lava de uma depressão entre dois lobos de lava contíguos. No topo da feição ocorrem níveis irregulares arenosos. O diaclasamento concêntrico é esférico em contraste a um tubo de lava, que é uma feição com um diaclasamento concêntrico cilíndrico. Pedreira Municipal de Novo Hamburgo, parede Sul, 2006. Fonte: autor.

### 2.11.8 Juntas

Este item foi mantido apenas para manter a fidelidade às fontes, mas as feições descritas são diáclases (Item 1.10.7). Juntas preenchidas por calcita e pirita em grande quantidade são reportadas por Pichler (1950) para Salto Grande, no rio Paranapanema (SP).

As juntas descritas por CEEE (1970) apresentam-se abertas e alteradas até várias dezenas de metros abaixo da superfície do terreno. No furo IT-101, esta zona de juntas abertas estende-se a até 50 metros abaixo da superfície. A mesma situação, de uma zona profunda no basalto apresentando fraturas abertas e intemperizadas é descrita por COPEL (1995) para a UHE de Foz do Areia.

### 2.11.9 Diáclases Circulares Subverticais

Os trabalhos de campo efetuados no sill explorado pela Pedreira Concepa permitiram individualizar este tipo de diáclase. Consistem em planos de diáclases perfeitamente circulares com entre 0,5 e 1,0 metro de diâmetro, que surgem aleatoriamente, às vezes em maior número, em meio ao pouco espaçado diaclasamento vertical (colunado) que caracteriza esta ocorrência (FIG. 10).

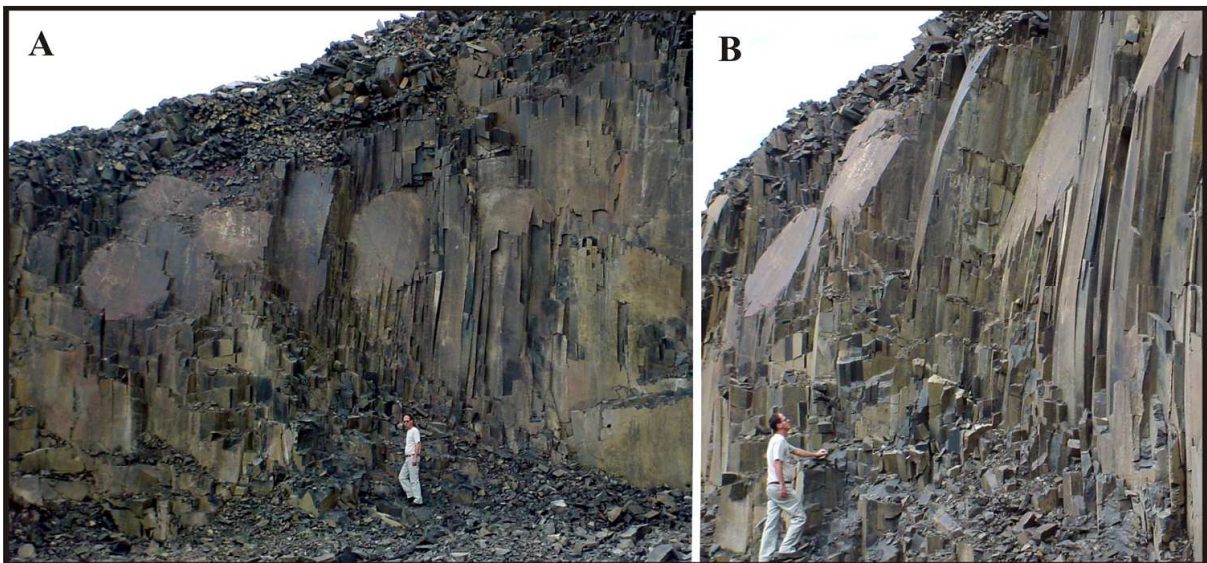


FIGURA 10 - Diáclases Circulares Subverticais expostas na Pedreira Concepa, em meio ao diaclasamento vertical pouco espaçado ("basalto-palito") típico deste corpo intrusivo. (A) Vista de frente e (B) vista de lado. Altura do observador 1,85 m. Fonte: autor.

A atitude das diáclases circulares é subvertical, com um ângulo em relação à vertical que alcança 20 graus para dentro da parede rochosa. Não são feições comuns, localmente estão desenvolvidas menos perfeitamente, mas são muito conspícuas. Diáclases

sempre são descontinuidades decorrentes do padrão de resfriamento do corpo magmático e, nesse caso, a origem deste tipo de diáclase deve estar relacionada a uma alteração do padrão normal de resfriamento deste corpo intrusivo.

#### 2.11.10 Diáclases Semi-Esféricas

Esse tipo de diáclases, encontrado na área de estudo, compõe-se de fraturas que, ao invés de serem planas, são perfeitamente esféricas, se sobressaindo nas diáclases planas por até 50 cm, com um diâmetro que varia entre 15 cm e 1 metro (FIG. 11).

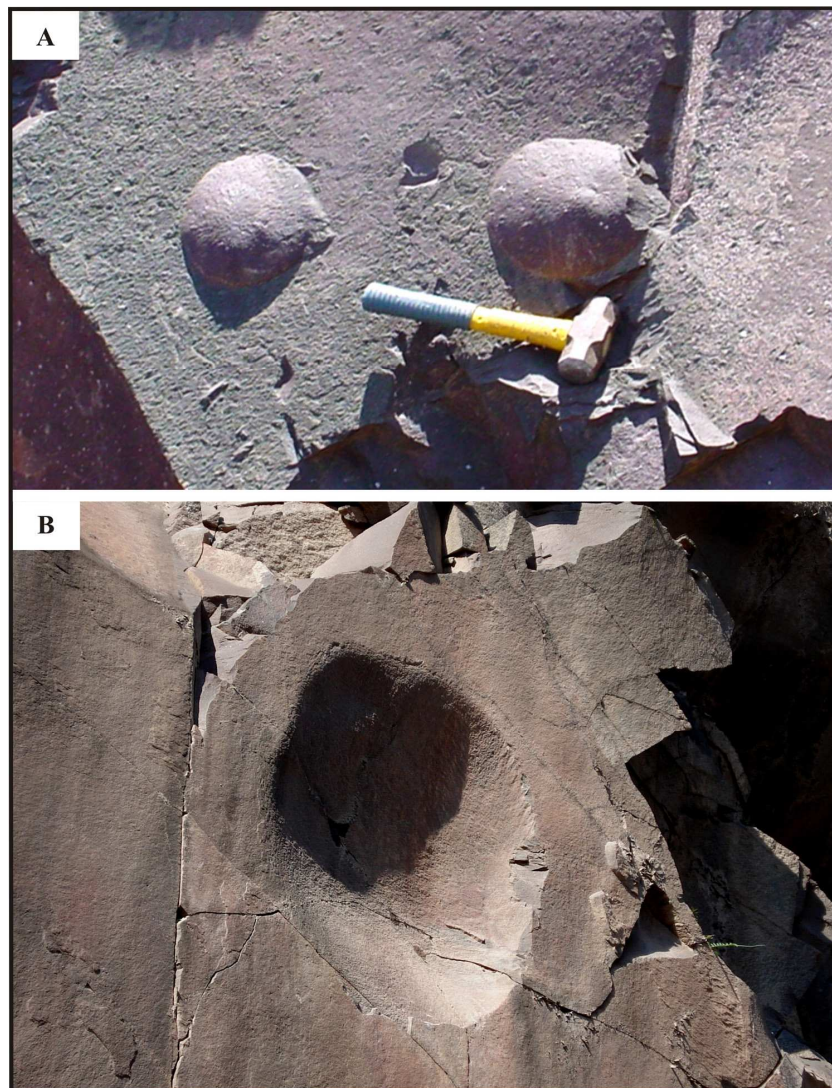


FIGURA 11 - (A) Diáclases Semi-Esféricas em plano de diáclase na Pedreira Britel. Marreta com 26 cm. (B) Molde de diáclase semi-esférica de maior porte (~60cm) na Pedreira Pavicom. Fonte: autor.

Quando ocorrem em meio a grandes diáclases planas são muito conspícuas. Foram registradas em um corte da rodovia RS-130 próximo a Arroio do Meio (29°23'00,32''S; 51°55'45,36''W), no derrame de lava superior explorado pela Pedreira Britel e principalmente no lago de lava inferior e no derrame superior explorados pela Pedreira Pavicom, onde são abundantes.

Se o fraturamento da rocha é irregular, as diáclases semi-esféricas são menos evidentes, mas mesmo assim facilmente reconhecíveis. Internamente mostram-se maciças, sem estruturas. Deste tipo também não foram encontradas descrições correlacionáveis na bibliografia e sua gênese, como no item anterior, deve estar associada a uma alteração definida e ainda não investigada do padrão de resfriamento do corpo ígneo.

#### **2.11.11 Fraturas por devitrificação**

Quando a rocha vulcânica contiver um teor de vidro vulcânico elevado, em torno de 20%, a tendência deste material em devitrificar acaba gerando tensões devido à diminuição de volume pelo aumento da densidade. Vidro vulcânico é um constituinte comum das rochas Serra Geral, em porcentagens que superam 80%. Estas tensões de cristalização se expressam como fraturas paralelas pequenas a microscópicas de pequena extensão (Cabrera, 1971, p. 58).

#### **2.12 Dobras**

Diversas estruturas suavemente dobradas são conhecidas em superfície na Formação Serra Geral. São principalmente anticlinais, devidas provavelmente a um soerguimento (“upwarping”) de algumas porções da Bacia no final do Terciário.

Próximo às Cachoeiras de Marimbondo (SP), um alto estratigráfico se assemelha a uma estrutura anticlinal que mergulha para o sul, com o rio contornando o eixo da estrutura em uma curva fechada. O flanco Oeste da dobra possui um mergulho aparente de

quase 5 m/km. A estrutura pode referir-se a elevações criadas por uma fissura alimentadora, que acaba se transformando em eixo da estrutura (CABRERA, 1971).

Outra estrutura anticlinal muito discreta ocorre na UHE de São Simão. Seu eixo é quase W-E e os flancos possuem inclinações de 2° a 2,5° para S-SW e para NE, provavelmente devido a suaves arqueamentos da região ao final do Pleistoceno (Cabrera, 1971, p. 166 e 168). As Sete Quedas no Rio Paraná provavelmente coincidem com o eixo de uma flexura monoclinal que mergulha suavemente (1°) para montante, com um flanco um pouco mais pronunciado para jusante (CABRERA, 1971, p. 192).

### **2.13 Litotipos Interderrames**

Os litotipos interderrames são as rochas que podem ser encontradas entre derrames de lava sucessivos. Normalmente são sedimentares, com ou sem um componente vulcanogênico como blocos de basalto vesicular. O termo “intertrap”, muito usado para estas rochas, não é adequado porque “trap” é uma corruptela da palavra sueca “trappa” (= escada), com que Torbern Olaf Bergström (1745-1784) designou a morfologia em forma de escada das vertentes com sucessivos derrames de lava aflorantes. A palavra, portanto, se refere ao conjunto de derrames e, na hipótese de ser usada para litotipos interderrames, deveria designá-los de “intratrappas”.

As melhores descrições de litotipos interderrames são encontradas nos artigos produzidos a partir das obras das grandes barragens sobre basaltos, na região sudeste do Brasil. Uma sistematização destas descrições produziu um conjunto de informações tão volumoso que está sendo apresentado paralelamente (FRANK et al., subm. 2).

Os litotipos interderrames diretamente derivados das rochas vulcânicas são o aglomerado basáltico (blocos soltos amontoados de basalto vesicular), a lava aglomerática (blocos de basalto englobados por lava posterior) e a brecha vítrea (blocos de basalto cimentados por vidro vulcânico). Rochas sedimentares incluem conglomerados, bolsões de argilitos/siltitos e, principalmente, arenitos na forma de lençóis, preenchimentos de depressões e como dunas de portes variados. No topo dos derrames, muito frequentemente ocorre uma mistura de blocos de lava com sedimentos. Estas misturas, dada à angularidade dos blocos, foram denominadas de “brechas basálticas-arenosas”, “brechas basálticas-siltosas” ou

“brechas basálticas-argilosas”, dependendo de sua matriz. Às vezes os espaços entre os blocos de lava foram posteriormente preenchidos por calcita, gerando as “brechas basálticas-calcárias”. Quando o depósito é extremamente heterogêneo, foi chamado de “brecha mista”. As brechas formam depósitos contínuos que podem ser acompanhados, em alguns casos, por mais de 20 quilômetros (SZUBERT et al., 1979).

As conclusões mais interessantes derivadas dos litotipos interderrames referem-se à reconstituição das condições paleoclimáticas durante o vulcanismo Serra Geral. São abundantes as evidências de sedimentos depositados por águas correntes: preenchimentos de canais, areias derivadas de rios anastomosados, lâminas de argila com fendas de ressecamento, sedimentos lacustres, etc. Estas evidências desfazem a imagem de extrema aridez normalmente atribuída ao clima durante o vulcanismo.

## **2.14 Diques clásticos**

Sob esta denominação, são agrupadas aqui as feições das rochas Serra Geral descritas na literatura como “diques de areia”, “diques de arenito”, “diques clásticos de arenito”, “diques de areia cozidos”, “diques de siltito”, “veias de areia” e “vieiros de arenito”, todos referindo-se a ocorrências de sedimentos que ocupam descontinuidades nas rochas vulcânicas, normalmente sob formas que lembram diques. Por uma questão de simplificação, a palavra “dique” será usada no texto sem aspas, como seria o correto. Diques clásticos são um assunto complexo (DILLER, 1889; JOLLY; LONERGAN, 2002) e, ocorrendo em basaltos, sempre chamaram a atenção (ENGLERT, 1927, p. 87; FREYBERG, 1927, p. 148). Foram reconhecidos 4 tipos de diques, abaixo discutidos.

### **2.14.1 Fendas de topo de derrame com areias eólicas**

A primeira descrição deste tipo foi apresentada por Washburne (1930, p. 60-63, Fig. 65), que o classifica como inconfundível. Gera-se através de fendas pré-existentes no topo do derrame que possuem larguras entre 2 e 30 cm e que se projetam até 3 metros para

dentro do derrame. O preenchimento destas fendas consiste em areia trazida pelo vento e os diques não apresentam ramificações. Praticamente a mesma descrição foi feita por Huene e Stahlecker em 1931, como um conjunto de “largas fendas de resfriamento ... preenchidas por arenito, ... recozido somente na parte mais alta das fendas. São vieiros de arenito estratificado horizontalmente, que se ramificam para baixo e afinam cada vez mais” (HUENE; STAHLECKER, 1968, p. 7 e fig. 2).

Outros autores a se referirem a este tipo são Morais Rego (1940a, p. 38) para o estado de São Paulo e Beurlen (1956, p. 68) para os estados do Paraná, Rio Grande do Sul e Mato Grosso do Sul (município de Nioaque). Guidicini e Campos (1968) afirmam que este tipo de dique é muito mais comum que os diques aqui classificados como ascendentes. Exemplos clássicos destes diques, em forma de cunha, com larguras de até 60 cm no topo e comprimentos (profundidades) de até 5 m, foram encontrados na Pedreira Pavicom na área de estudo.

Quando da ocorrência de estruturas de colapso (Veja "Estruturas Circulares"), sempre ocorrem fraturas tensionais no topo do derrame desabado que foram mais tarde preenchidas por areias eólicas (CABRERA, 1971, p. 32), gerando um dique de areia deste tipo.

#### 2.14.2 Diáclases preenchidas por areia

Neste caso, as fendas preenchidas por areia, hoje com aspecto de dique, são as diáclases derivadas do resfriamento da lava. Portanto, os diques são tabulares e verticais a subverticais, conforme já discutido por Scherer (1998, p. 132).

“Diques de arenito em anastomose” são descritos por Arid e Landim (1967, p. 55), aflorantes no piso do terraço do Canal do Ferrador, na Cachoeira do Marimbondo, no rio Grande (SP-MG). Em cinco localidades do estado de São Paulo, Paraguassu (1970, p. 29) descreve o mesmo tipo de dique, como “seguindo as direções das diáclases e dos pequenos falhamentos existentes nos magmatitos”. Na região de Santa Maria (RS), Veiga (1973, p. 37) encontrou as juntas verticais do primeiro derrame e as juntas inclinadas do segundo derrame freqüentemente preenchidas por areia. Estes preenchimentos podem originar uma rede de diques em padrão pseudo-hexagonal, enfatiza Wildner (2002b, 2004, p. 69). Na área de

estudo dessa tese esse tipo de dique é raro, com ocorrências isoladas de preenchimentos centimétricos de diáclases na Pedreira Britagem Rio Bonito.

#### 2.14.3 Diques descendentes a partir do topo do derrame

São diques preenchidos por areia (vermelha) ou silte (marrom escuro), com espessuras entre poucos milímetros e 15 cm, que iniciam no topo do derrame, normalmente a partir de uma camada ou lente interderrame do mesmo material que o dique. Ao contrário das fendas de topo de derrame (item 1.13.1), que apresentam formato em “V” e são menos extensas, estes diques apresentam bordos aproximadamente paralelos ao longo de toda sua extensão, podendo projetar-se para dentro do derrame por até 20 metros. As bordas são retilíneas a convolutas e apresentam, em graus variáveis, bordas de reação escuras (FIG. 12).

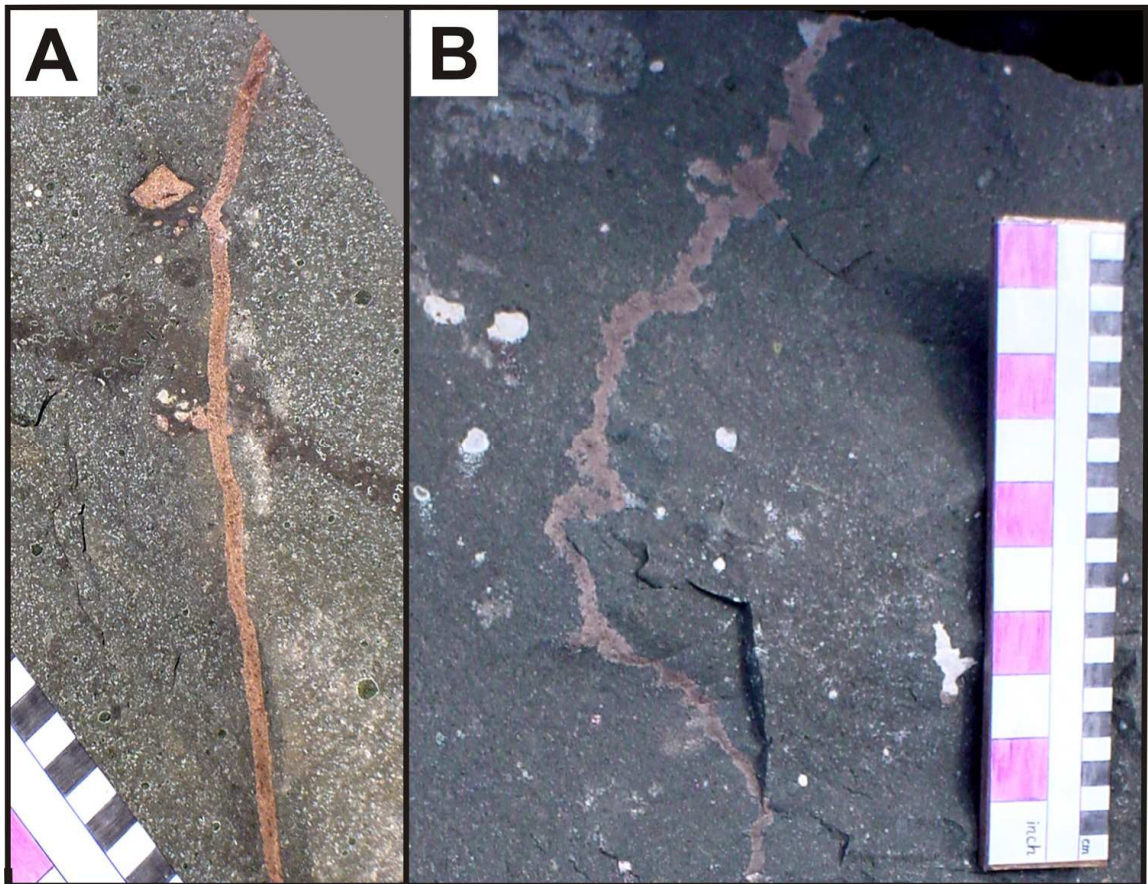


FIGURA 12 - "Diques" de areia descendentes do topo do corpo magmático de contatos retos (A), preenchendo com areia as vesículas encontradas pelo caminho e (B) de contatos sinuosos. Pedreira Incopel, frente Leste, 2005. Intervalos p/b da escala = 1 cm. Fonte: autor.



Esses diques são muito comuns nos derrames básicos de muitas das pedreiras na área de estudo (Sultepa-Estância Velha, Pavimentadora Concórdia, Benno Hoch, Incopel, Britagem Rio Bonito, Pedraccon, Pavicom, Ouro Negro, Pedreirinha, Kellermann). Foram constatados ocasionalmente nos derrames ácidos de topo de seqüência vulcânica (Pedreira Fabrita). Quando este tipo de dique penetra no derrame, preenche integralmente com sedimento as cavidades menores que encontra pelo caminho. Cavidades grandes são preenchidas apenas parcialmente, quando então a areia se concentra na base da cavidade. Sobre esta areia desenvolvem-se laumontita, calcita e estilbita-stellerita, principalmente. Quando o dique intercepta um nível de segregação, penetra nas cavidades do nível por alguns centímetros. Os sills na área de estudo nunca apresentam estes diques.

No Uruguai, Bossi e Caggiano (1974, p. 311-312) descrevem, no derrame portador de ametista no Departamento de Artigas, veios de areia descendentes que preenchem vesículas com areia e que evoluem, localmente, para calcedônia e ametista.

#### 2.14.4 Diques ascendentes a partir da base do derrame.

Trata-se do tipo mais descrito, formado por diques preenchidos por material clástico que partem da base do derrame, ascendendo até alcançar, em alguns casos, inclusive o topo do derrame. Suas espessuras normalmente não excedem a 5 cm, mas podem alcançar várias dezenas de centímetros (CABRERA, 1971, p. 34). Seu comprimento mais freqüente é de vários metros e são muito silicificados, de cores vermelho escuras ou marrom acastanhadas, sendo mais resistentes ao intemperismo que a rocha encaixante. Freyberg (1927, p. 148) encontrou as “curiosas veias delgadas de areia” apenas na base dos derrames e supôs sua origem pela passagem de lava sobre areia embebida de água, ocorrendo “uma produção violenta de gás que escapa por uma veia que se forma na lava, arrastando consigo a areia”. Esta mesma hipótese genética foi ventilada por Washburne (1930, p. 60), Almeida (1946, p. 227), Pichler (1950), Beurlen (1956, p. 69) e Guidicini (1982, p. 417-419), mas principalmente por este último autor.

A hipótese genética para esses diques deriva do comportamento da areia nestas feições. Washburne (1930, p. 60) informa que os diques podem estar conectados a “sand-sills” ou formar “apófises estendendo-se para cima de um dique de areia principal”. O autor

descreve um dique que parte da base do derrame, ascende até a zona amigdaloidal do mesmo e ali forma um “sill” com 1 cm de espessura e mais de um metro de comprimento (WASHBURNE, 1930, p. 62). Cabrera (1971, p. 34) também insiste no “sill” de areia associado ao dique, originado pela injeção da areia em “flow joints”.

Pichler (1950, 1952) descreve os diques clásticos de Salto Grande (SP), definindo suas espessuras de submilimétricas até mais de 30 cm, com média de 5 cm, enfatizando que não são verticais nem retos, assumindo formas curvadas e podendo ocorrer na horizontal. Praticamente a mesma descrição é apresentada por Guidicini e Campos (1968), ABMS (1983, p. 612) e Suguio e Fúlfaro (1974, p. 110). Na área de estudo desta tese, entretanto, este tipo de dique é raro e, quando ocorre, possui comprimentos de poucos decímetros.

## **2.15 Cavernas**

A investigação dos processos genéticos dos minerais secundários nas rochas da Formação Serra Geral precisa considerar os processos genéticos das cavernas em que se situam, visto que a origem da caverna é um dos fatores que influencia na formação e evolução de minerais secundários em seu interior. Em função disto, apresentam-se abaixo as cavernas de acordo com sua origem, uma sistemática que necessita de refinamento à medida que for possível reconhecer cavernas com processos genéticos diferenciados.

### **2.15.1 Níveis Vesiculares**

As cavernas mais conhecidas em derrames de lava de qualquer espessura são as cavernas pequenas (< 5 cm) que se concentram, em um derrame, principalmente próximo ao topo, constituindo um nível vesicular superior e, de forma muito mais restrita, junto à base do derrame, formando um nível vesicular inferior, onde podem se desenvolver as frequentes vesículas-cachimbo (“pipe vesicles”).

Derrames de pequena espessura (dm) podem ser formados inteiramente por rocha vesiculada mas, à medida que a espessura do derrame aumenta (>1m), desenvolve-se no seu interior uma porção maciça, densa, desprovida de vesículas. Uma classificação dos derrames de pequeno porte em Tipo S ("spongy" - esponjoso) e Tipo P (com "pipe vesicles") é apresentada por Wilmoth e Walker (1993).

A formação das vesículas é discutida através de dezenas de artigos (p. ex., BOTTINGA; JAVOY, 1990, 1991). Uma vez em superfície, a descompressão da lava libera um grande volume de voláteis (H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, SO<sub>2</sub>, HCl, HF e outros) que inicialmente se concentram entre os cristais em formação (cavidades dikytaxíticas) e coalescem formando "bolhas" submilimétricas. A coalescência de "bolhas" sucessivamente maiores forma as vesículas, sendo o processo governado pela temperatura da lava e pelo volume de voláteis, principalmente. Uma vez formadas, as "bolhas" ascendem na lava líquida pela Lei de Stokes até encontrar a frente de solidificação superior do derrame.

Teoricamente simples, o processo possui uma série de complicadores, pois a rápida perda de temperatura dos topos de derrames e o "emplacement" de derrames pelo modelo dos lobos inflados (HON et al., 1994) restringem enormemente o tempo disponível para que as vesículas coalescam e ascendam.

As vesículas dos níveis vesiculares podem estar vazias, como em várias ocorrências na área de estudo, ou preenchidas com minerais secundários. Devido ao seu tamanho diminuto, o preenchimento freqüentemente é completo ("amígdalas"), dificultando o reconhecimento das espécies minerais. Nesse contexto, muitos autores referem-se a estes minerais apenas como "zeolitas", sem a identificação das espécies minerais individuais (p. ex., KONTAK, 2008). Quando os níveis vesiculares apresentam densidades de amígdalas de 100 ou mais por 100 cm<sup>2</sup>, o reconhecimento dos minerais secundários só é possível através de lâminas petrográficas e Difractometria de Raios X. Neste caso, assumiu-se normalmente que o preenchimento parcial e facilmente identificável das vesículas maiores reflete a mineralização contida nas vesículas menores. Também as vesículas-cachimbo, quando presentes, podem estar vazias ou preenchidas, na área de estudo, por exemplo, com laumontita (Túnel da BR-101) ou por argilominerais verdes, calcedônia e quartzo (Pedreira Giovanella-Forquetinha baixa).

### 2.15.2 Vesículas preenchidas por areia

Como as vesículas preenchidas por areia têm várias implicações no processo de emplacamento dos derrames de lava e na formação de minerais secundários em sítios específicos, relacionou-se neste item algumas referências a esta feição.

Nas obras de várias UHEs esta feição foi anotada, como na UHE de Itaúba (CEEE, 1970, p. 20) onde se verificou basalto vesicular e basalto com amígdalas preenchidas com calcita, zeolita, calcedônia e um mineral verde, localmente com vesículas preenchidas por areia (Furo IT-106, 83,45 a 85,03 m). Também ocorreram na UHE de Ilha Solteira, de onde Oliveira (1969) descreve em detalhes o “Derrame II”, diferenciando entre “Zona de Topo Simples” e “Zona de Topo Complexa”. Nesta última, os basaltos vesiculo-amigdaloidais estão muito fraturados e alterados, e suas vesículas contêm zeolitas (chabasita e analcima), calcedônia, quartzo, calcita e material argiloso. Além destes, ocorrem vesículas preenchidas por basalto e material arenoso, podendo ocorrer mistas, de zeolitas e material arenoso, este último normalmente na base da vesícula. Na UHE de Água Vermelha, no topo do derrame I, havia diques e vesículas preenchidas por areia e silicificados (CABRERA, 1971, p. 148).

Farjallat e Suguio (1966) descrevem uma lente (30m x 0,7m) arenosa interderrame entre Sidrolândia e Nioaque (MT). No basalto amigdalóide sotoposto, ocorrem pequenos diques de areia verticais e as amígdalas podem estar preenchidas parcial ou totalmente por areia. Quando o preenchimento é parcial, a areia ocupa apenas a porção inferior da amígdala. Também no Uruguai, Bossi e Caggiano (1974, p. 306) citam filões e algumas vesículas cheias de arenito para o derrame portador de ametista do Departamento de Artigas (Uruguai).

Na área de estudo, preenchimentos parciais ou totais de areia em vesículas são muito comuns, inclusive em vesículas-cachimbo (“pipe-vesicles”), encontradas preenchidas com areia no Túnel da BR-101. Nas pedreiras, em geral, quando os derrames, de qualquer espessura, se misturam a corpos arenosos de formas das mais diversas, formam-se vesículas com areia, freqüentemente, preenchidas a partir de um “dique” de areia descendente a partir do topo do derrame. A mineralização secundária associada às areias das vesículas é formada principalmente por calcita e laumontita, secundariamente por heulandita e estilbita-stellerita.

### 2.15.3 Cavidades Gigantes

Apesar da grande frequência de basaltos vesiculares na Formação Serra Geral, a ocorrência de cavidades grandes sempre chamou a atenção. Neste contexto, Hausman (1966) refere-se a amígdalas de até mais de 50 cm como “verdadeiramente gigantes”.

As cavidades gigantes que podem ser encontradas em derrames de lava são as “megavesículas”, um termo que se aplica a qualquer grande cavidade derivada da acumulação de voláteis (“bolha”) em um derrame de lava. É uma feição que integra a estrutura de lobos de lava pahoehoe inflados, de acordo com o modelo proposto por Self et al. (1998, Fig. 8). Normalmente, as megavesículas localizam-se no limite entre a zona vesicular superior e a zona maciça central. Podem ocorrer ainda na porção basal da zona vesicular ou isoladas na porção superior da zona maciça central. Entretanto, o grande número de derrames sem megavesículas, mas também classificados como lobos de lava pahoehoe inflados (como ocorre no Paraná, descrito por JOST, 2006), sugere que os derrames com megavesículas formaram-se através de um processo de “emplacement” ainda não reconhecido. As cavidades gigantes podem representar concentrações mais elevadas de voláteis na lava, voláteis confinados a núcleos de derrames inflados ou, alternativamente, bolhas gigantes extravasadas juntamente com a lava (GOMES et al., 2008). Esses voláteis conseguem ascender em lavas básicas menos viscosas, gerando as formas de bases côncavas (como no Distrito Mineiro do Alto Uruguai), enquanto em lavas ácidas, mais viscosas, desenvolvem formas irregulares ou esféricas (Pedreiras Fabrita, Daer-São Francisco de Paula e Sultepa-Tainhas).

Na Formação Serra Geral, as megavesículas mais conhecidas são aquelas revestidas por calcedônia e quartzo macrocristalino da variedade ametista, extensivamente exploradas para fins comerciais. Enquanto as megavesículas do Distrito Mineiro do Alto Uruguai (RS) possuem formato predominantemente cônico, as megavesículas do Distrito Mineiro de Artigas (Uruguai) possuem forma elíptica, com o eixo maior horizontalizado. Uma outra ocorrência de megavesículas foi o episódio “Das Antas” (FRANK, 2005), onde as cavidades gigantes, infelizmente sem descrição nem registro fotográfico, estavam revestidas com cristais de apofilitas e zeolitas. Nessas ocorrências mineiras, é usado o termo “geodo” para as megavesículas revestidas com minerais secundários.

Outras referências a cavidades gigantes são raras. Foram encontradas durante a construção da UHE de São Simão. Entre o nível de basalto vesicular e o basalto maciço foram

detectadas cavidades com até 70 cm de diâmetro, distribuídas de maneira irregular (BRITO et al., 1974, p. VI-23.4).

Na área de estudo, foram encontradas várias cavidades gigantes cuja forma e posição nos derrames não permitem classificá-las, em um primeiro momento, como megavesículas de acordo com Self et al. (1998). Uma exposição deste tipo ocorreu na Pedreira Sultepa-Estância Velha, em um derrame de menor espessura (~ 4m), com cavidades gigantes (até 60 cm de comprimento) em meio ao basalto denso do interior do derrame (FIG. 13). As cavidades gigantes estão claramente dissociadas do nível vesicular superior do

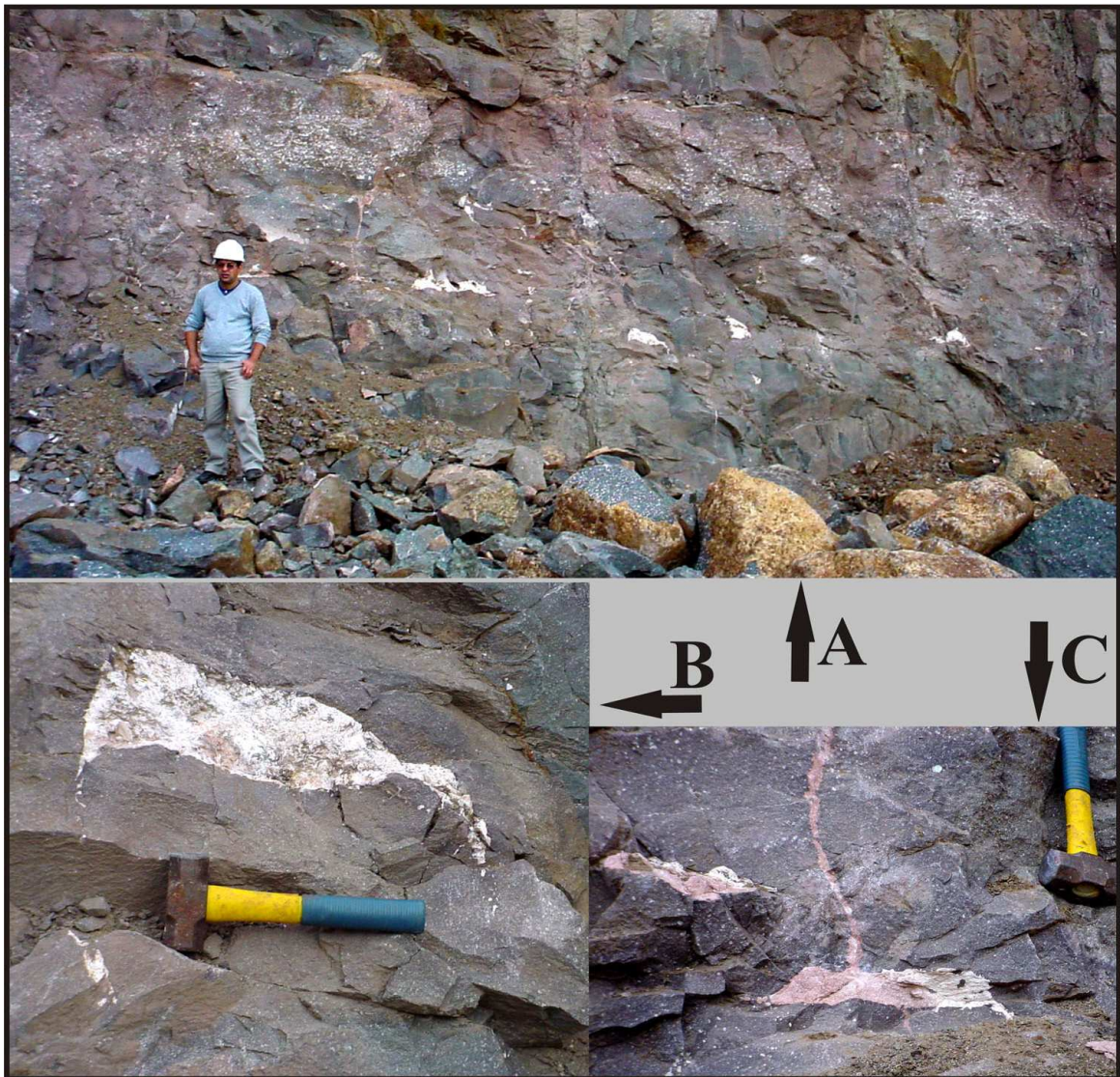


FIGURA 13 - Cavidades gigantes em um derrame pouco espesso. (A) Na parede está exposto um derrame de pequena espessura (~4m), com um nível vesicular superior bem definido e com cavidades gigantes (B) na porção central maciça (na altura do capacete do observador), claramente dissociadas do nível vesicular superior e do nível vesicular inferior. As cavidades estão parcialmente preenchidas por areia e laumontita (C), secundariamente por calcita ou escolecita. Pedreira Sultepa-Estância Velha, lado Leste, outono/2007. Marreta com 26 cm. Fonte: autor.

derrame. A base côncava das cavidades indica uma tendência de subida no derrame e estão, às vezes, interceptadas por um "dique" de areia descendente que preencheu parcialmente a cavidade com areia. Cavidades gigantes com formas distintas foram encontradas durante a construção do trevo de acesso a Ivoti pela BR-116 e na Pedreira Fabrita (FIG. 14).

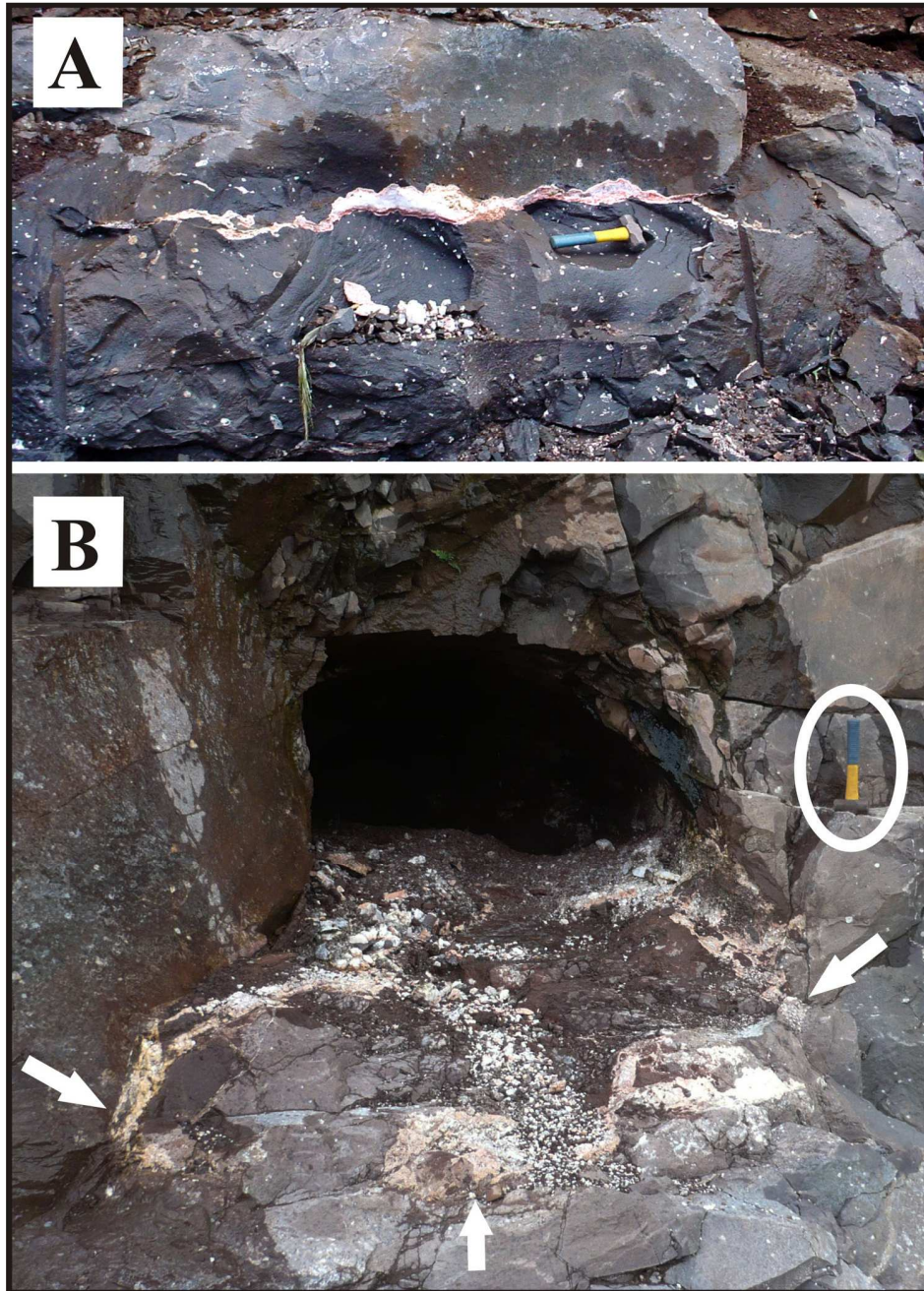


FIGURA 14 - Cavidades gigantes em topos de corpos magmáticos básicos. **(A)** Cavidade gigante, preenchida por apofilita, quartzo e calcita. Trevo de acesso a Ivoti na BR-116, 2007. Marreta com 26 cm. **(B)** Uma das raríssimas cavidades gigantes de lagos de lava. Dimensões: 3,2 m de profundidade, 1,7 m de largura e 0,8 m de altura. A base da cavidade estava atapetada com laumontita vermelha, calcita leitosa e hialita, secundariamente com apofilita e chabasita. Setas indicam limites da cavidade. Pedreira Pavimentadora Concórdia, bancada superior, maio de 2008. Marreta (na elipse) com 26 cm. Fonte: autor.

#### 2.15.4 Cavidades em Feições de Segregação

Uma feição relativamente comum na área de estudo, mas pouco descrita na bibliografia, são os planos de segregação ("segregation sheets"). Possuem poucos centímetros de espessura e são formados por um material mais escuro que a rocha hospedeira, contendo um grande volume de cavidades pequenas (ANDERSON et al., 1984; GOFF, 1996), quase sempre inteiramente preenchidas por mineralização secundária branca a incolor (calcita, heulandita, laumontita, quartzo, etc.) (FIG. 15). Apenas Cabrera (1971, p. 47-48) se refere a estas feições na Formação Serra Geral, quando relata que "zonas vesiculares de extensão restrita a poucos metros podem ocorrer no interior da parte central dos derrames, gradando lateralmente, a pouca distância, a basalto denso".

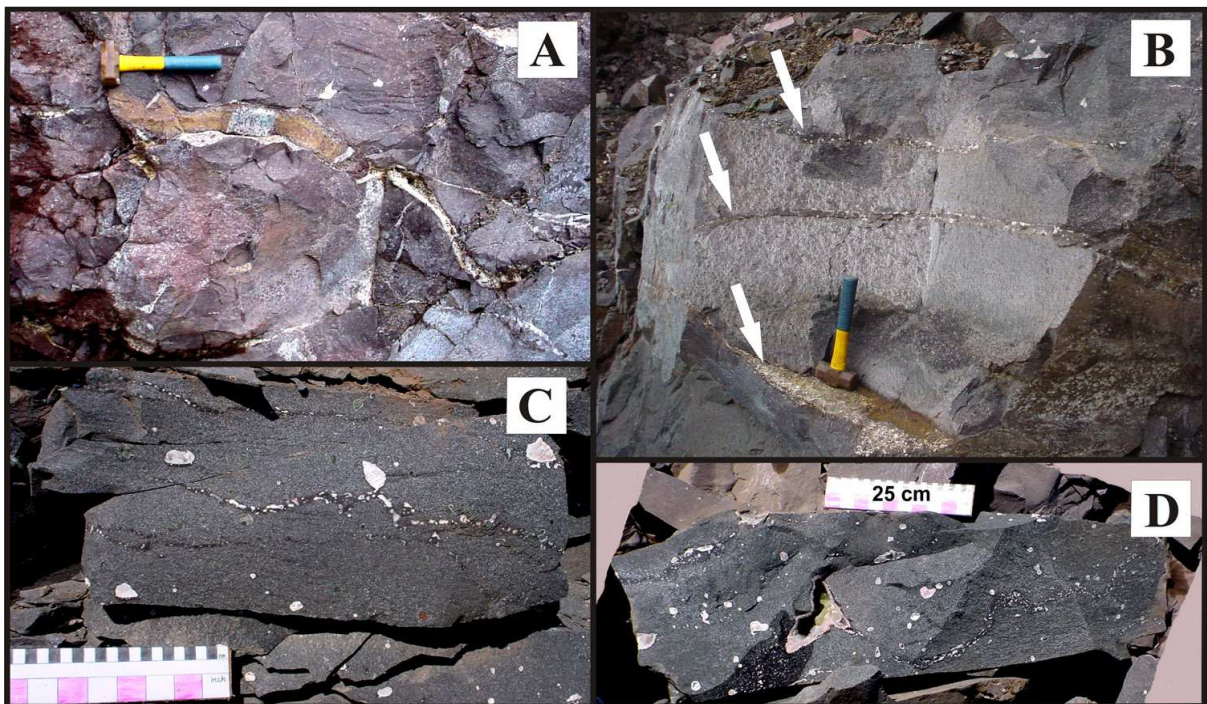


FIGURA 15 - Feições de segregação. **(B)** Níveis horizontalizados (setas) em derrame de pequena espessura (~4m), lateralmente **(A)** intrudidas por lobo de lava posterior (imagens na posição da situação em campo), evidenciando que os níveis de segregação, já após o emplacament do derrame, constituíam discontinuidades na porção maciça. Pedreira Sultepa-Estância Velha, lado Leste. Outono/2007. Marreta com 26 cm. **(C-D)** Cavidades em feições de segregação. Níveis sinuosos de vesículas, aproximadamente horizontais, contém cavidades maiores, parcialmente ou totalmente preenchidas com minerais secundários. Pedreira Incopel, 2005. Escala com 25 cm. Fonte: autor.



As feições de segregação podem estar perfeitamente horizontalizadas quando ocorrem em derrames de menor espessura ( $\sim < 5\text{m}$ ) ou se apresentam como bandas subhorizontais onduladas quando no topo de espessos lagos de lava interdunas ( $> 30\text{ m}$ ). Ocasionalmente, verificam-se nestes níveis grandes cavidades (até 20 cm) que contém abundante, conspícua e diversificada mineralização secundária. Os níveis de segregação são muito freqüentes nas pedreiras da região de Novo Hamburgo - Estância Velha (RS), sempre ocorrendo em derrames, nunca em sills. São muito freqüentemente interceptados por "diques" de areia descendentes, que, neste caso, preenchem com areia as pequenas cavidades contidas nos níveis.

#### 2.15.5 Cavidades de Bases Retas Alinhadas

São cavidades de bases retas e porção superior irregular, normalmente integralmente preenchidas por minerais secundários, principalmente por estilbita, secundariamente por laumontita, apofilita, quartzo e calcita (FIG. 16). Seus comprimentos variam desde uma dezena de centímetros até 1 metro. A relação comprimento/altura das maiores é de 5/1 a 10/1. Ocorrem sempre nas porções superiores dos espessos lagos de lava (básicos - fácies Gramado) na área de estudo. Não foram encontrados nos derrames básicos da porção superior nem nos derrames ácidos (riodacitos e vitrófiros). As cavidades ocorrem

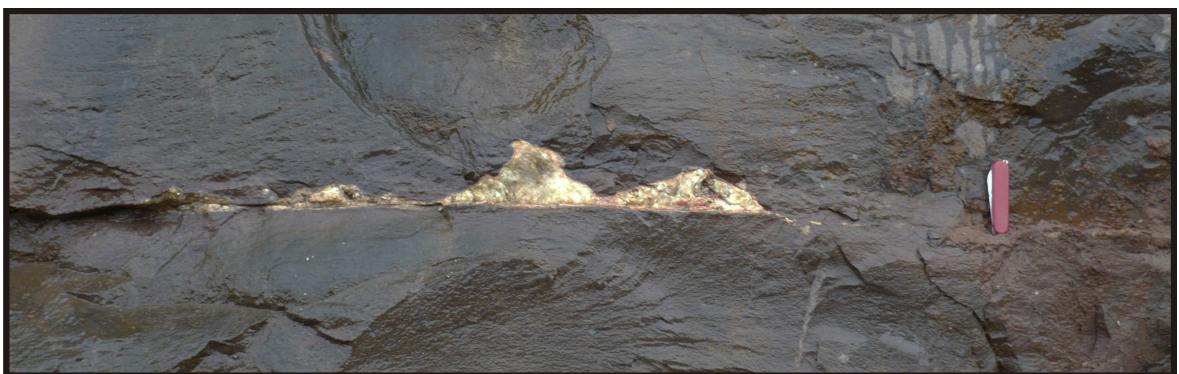


FIGURA 16 - Cavidades de bases retas alinhadas. As bases das cavidades situam-se sobre uma fratura aproximadamente horizontal com 40 metros de continuidade lateral. As cavidades estão parcial ou totalmente preenchidas por laumontita e estilbita. Pedreira Pavimentadora Concórdia, bancada superior, maio/2008. Canivete com 8,5 cm. Fonte: autor.

alinhas pela base, sem qualquer feição de segregação associada. Na Pedreira Pavimentadora Concórdia, ocorreu (maio/2008) uma exposição desse tipo de cavidades que, além de alinhadas pela base, partem de uma mesma fratura horizontalizada, que possui em torno de 40 metros de comprimento. A densidade das cavidades chega a 5 por 5 metros de fratura, com trechos métricos isentos de cavidades.

#### 2.15.6 Cavidades em Derrames Ácidos

As exposições dos espessos (>50m) derrames ácidos ( $\text{SiO}_2 > 64\%$ ) de grande continuidade horizontal encontradas na área de estudo normalmente não apresentam cavidades. Em algumas pedreiras, foram constatadas cavidades de formas irregulares ou esféricas que podem alcançar 50 cm de diâmetro (FIG. 17). Sua origem, tendo em vista a natureza destes derrames (GARLAND et al., 1995), aparentemente não tem relação com os processos de vesiculação descritos para lavas basálticas, onde a formação e o crescimento das vesículas se dá através da coalescência e ascensão de bolhas de voláteis magmáticos.



FIGURA 17 - Cavidades gigantes esféricas nos 15 metros superiores de um derrame ácido. Pedreira Fabrita, 2007. Martelo com 39 cm. Fonte: autor.

### 2.15.7 Cavidades Horizontais de Topo de Microderrame

Trata-se de grupos paralelos de cavidades lenticulares com alturas entre 10 e 30 cm e comprimentos de 4 a 10 metros, constatados em grande número no basalto vesicular do topo dos microderrames do derrame intermediário da UHE de São Simão. Os pisos das cavidades mostravam evidências de águas paradas, com uma fina camada de lama. Geralmente são grupos paralelos de 3 a 5, uma acima da outra, com espaçamentos de 10 a 30 cm (MOLER; CABRERA, 1976, p. 201, fig. 7A). Os grupos de cavidades estavam distanciados entre si por dezenas de metros e aparentemente não tinham relação um com o outro. As cavidades eram normalmente revestidas por calcita, zeolitas e quartzo e sempre preenchidas por calcedônia no seu término (BRITO et al., 1974, p. VI-23.6 e 7, MARTINS, 1983, p. 165). Essas cavidades foram interpretadas como bolsões de gás alongadas pelo fluxo (MOLER; CABRERA, 1976, p. 202).

### 1.15.8 Cavidades entre Microderrames

Long e Vinci (1974, p. VI-2.3) citam, de maneira geral para os derrames Serra Geral, que grandes cavidades podem ser encontradas nos contatos entre derrames de lava. Nessas ocasiões aparentemente lobos pouco espessos do mesmo derrame cavalgam-se uns aos outras, sofrendo desgaseificação repentina com liberação de grandes volumes de gás que, mais tarde, são encontrados como grandes cavidades.

Na UHE de São Simão, foi escavada uma cavidade deste tipo, com 5 metros de largura, 2 metros de altura e 15 metros de comprimento, inclinada em 30° (MOLER e CABRERA, 1976, p. 202). Sua atitude era plana e estava associada à base de uma zona de microderrames complexos, sendo gerada por material inconsolidado empurrado para dentro de uma depressão pela frente de um subderrame (BRITO et al., 1974, p. VI-23.7). Outra cavidade com as mesmas dimensões foi revelada quando um trator de esteira desabou para dentro dela. Essas cavidades são formadas em zonas com fragmentos angulares de basalto parcialmente cimentados pelo próprio basalto ou freqüentemente por calcedônia. São revestidas por calcita e zeolitas e se situam na zona de confluência de vários microderrames,

aparentemente geradas pela movimentação de lava parcialmente solidificada ou por “blow out” (MOLER; CABRERA, 1976, p. 202).

#### 2.15.9 Cavidades de Frente de Derrame

Na parte frontal de um microderrame podem se formar fraturas em forma de “V”, geradas pelo movimento da lava já com a crosta formada, descritas por Moler e Cabrera (1976, p. 201, Fig. 6C). Essas fraturas podem ser verticais ou inclinadas e são preenchidas parcialmente ou totalmente pelo derrame posterior. Geralmente, a lava não consegue preencher as partes mais estreitas das fendas, sobrando pequenos vazios no vértice do “V”, nos quais cristaliza calcita ou calcedônia. Se não houve a ocorrência de um derrame imediatamente posterior, estas fendas podem estar preenchidas por sedimento, gerando-se “diques” clásticos. Uma ocorrência dessas foi encontrada na Pedreira Britagem Rio Bonito (FIG. 1).

#### 2.15.10 Cavidades de brechas

São cavidades com até 2 metros de diâmetro, constatadas, por exemplo, na UHE de São Simão, no contato superior do intertrap inferior com o derrame intermediário. O contato entre o intertrap e o derrame, normalmente abrupto, fechado e muito pouco alterado, localmente apresentava complexos destas cavidades, contidas em uma brecha vulcânica com algum material clástico proveniente do intertrap inferior (BRITO et al., 1974, p. VI-23.4 e VI-23.6). Os espaços entre os blocos angulares de basalto, quando não preenchidos por sedimento (siltito), estavam revestidos por calcita, sílica e zeolitas, às vezes formando a chamada “brecha calcária” (MOLER; CABRERA, 1976, p. 198, 199 e 202).

Cavidades de brechas, com até um metro de diâmetro, foram detectadas na UHE de Ilha Solteira, na brecha basáltico-argilosa do Derrame II. Estavam preenchidas por argilas do grupo da montmorilonita “estratificadas”, alternando cores brancas e cinza-

azuladas. Os planos dessa “estratificação” eram subhorizontais, às vezes onduladas, chegando a formar figuras quase concêntricas (OLIVEIRA, 1969).

Outra ocorrência de cavidades desse tipo verificou-se na UHE de Itaipu. A brecha C (BARBI, 1981, p. 465; ABMS 1983, p. 343) era formada por uma lava muito vesicular que englobava blocos angulares de outros tipos de basaltos, de arenitos e de siltitos. Apresentava cavidades centimétricas, irregulares e interconectadas, parcialmente preenchidas com carbonato (calcita), zeolitas e “quartzo (amorfo e cristalino)”. A brecha B, com entre 10 e 13 metros de espessura média (BARBI, 1981, p. 466) igualmente apresentava localmente cavidades (MOLER; CABRERA, 1976, p. 209).

Entre os dois derrames inferiores da UHE de Salto Osório, encontrou-se uma brecha arenítica com 25m de espessura que possuía “características cavernosas com cavidades interligadas” (BJORNBERG; KUTNER, 1983, p. 272). Finalmente, cavidades também foram verificadas na UHE de Volta Grande, onde ocorreram bolsões de brecha de frente de derrame, formados por blocos soltos preenchendo cavidades (BJORNBERG; KUTNER, 1983, p. 274-5).

#### 2.15.11 Túneis e Tubos de Lava

Embora muito raros, os túneis de lava já foram registrados em alguns locais na Formação Serra Geral. Durante a construção da UHE de Cachoeira Dourada foi encontrado, no basalto denso e afanítico, um túnel de lava vazio e seco com 5 a 6 metros de diâmetro e 5 metros de profundidade, de “forma esférica de catedral” (ABMS, 1983, p. 93), ilustrado em Ruiz (1983, p. 15). A abóbada apresentava-se revestida por uma película de quartzo com espessura da ordem de 2 cm (ABMS, 1983, p. 93). Cabrera (1971, p. 55) informa que o revestimento era formado por pequenos cristais de quartzo e calcita e que a cavidade não apresentava comunicações com outras cavidades.

Na UHE de São Simão foi encontrada uma feição interpretada como um antigo túnel de lava na base do derrame intermediário (BJORNBERG; KUTNER, 1983, p. 274). Era um buraco preenchido por areia que surgiu apenas em uma parede da escavação e do qual não se teve nenhuma idéia da sua extensão. Sua classificação como túnel de lava "não foi uma interpretação totalmente conclusiva, mas é bem provável que o seja" (BRITO, SÉRGIO N.

DE ALVES, com. oral, 6/2006). Dada à restrita continuidade horizontal, estas feições deveriam ser chamadas “cavernas de lava” (CABRERA, 1971, p. 10).

Verdadeiros “túneis de lava” são descritos por Moler e Cabrera (1976, p. 201), também da UHE de São Simão. Os túneis ocorrem em microderrames de maior espessura e são pequenos, completamente preenchidos por siltito marrom, nitidamente estratificado horizontalmente. A infiltração de siltito deu-se pelo teto dos túneis, relativamente fino porque são localizados próximo ao topo dos microderrames. No interior dos túneis ocorre uma brecha de fragmentos de lava vesicular caídos do teto e fragmentos de lava densa caídas das paredes. O caso mais comum é de túneis de lava de teto colapsado, quando então o túnel apresenta-se entulhado por um conjunto caótico de fragmentos de lava envolvidos por siltito.

Na área de estudo, foram encontradas, na Pedreira Ouro Preto, duas feições circulares em seção com diaclasamento concêntrico (FIGS. 18 e 19), interpretadas como tubos de lava (SINGLE e JERRAM, 2004, Fig. 9a). A confirmação desta interpretação pode surgir pelo acompanhamento das frentes de lavra, se o diaclasamento concêntrico continuar cilíndrico e não se revelar esférico (LAZLO KESZTHELYI, com. oral, 2007).

#### 2.15.12 Espiráculos

Espiráculos são intrusões irregulares de sedimentos e voláteis, principalmente vapor d’água, que se estendem da base para dentro do derrame, formando cavidades que podem alcançar dimensões de vários metros, revestidas de minerais secundários (WATERS, 1960). Adquirem grande importância como indicadores paleoambientais, pois são formados quando um derrame, durante seu emplacement, passa por cima de sedimentos úmidos. Na Formação Serra Geral, foram constatados em dois locais.

Grande quantidade de espiráculos foi registrada na UHE de São Simão, em uma área correspondendo a 80-70% da área de base do derrame superior (Moler e Cabrera, 1976, p. 208, Areas, 1983, p. 27). Os espiráculos estão normalmente limitados a uma zona de 2 a 3 metros de altura na base do derrame, com menos de 5% dos espiráculos penetrando mais de 3 metros dentro do derrame. A altura máxima dos espiráculos, sugerida pela Fig. 10 de Moler e Cabrera (1976), é de até 5 metros. O limite superior normalmente é uma primeira junta-falha no basalto maciço do derrame, que pode estar deformada pelo espiráculo. O espiráculo pode, entretanto, passar por esta primeira junta-falha e limitar-se na próxima

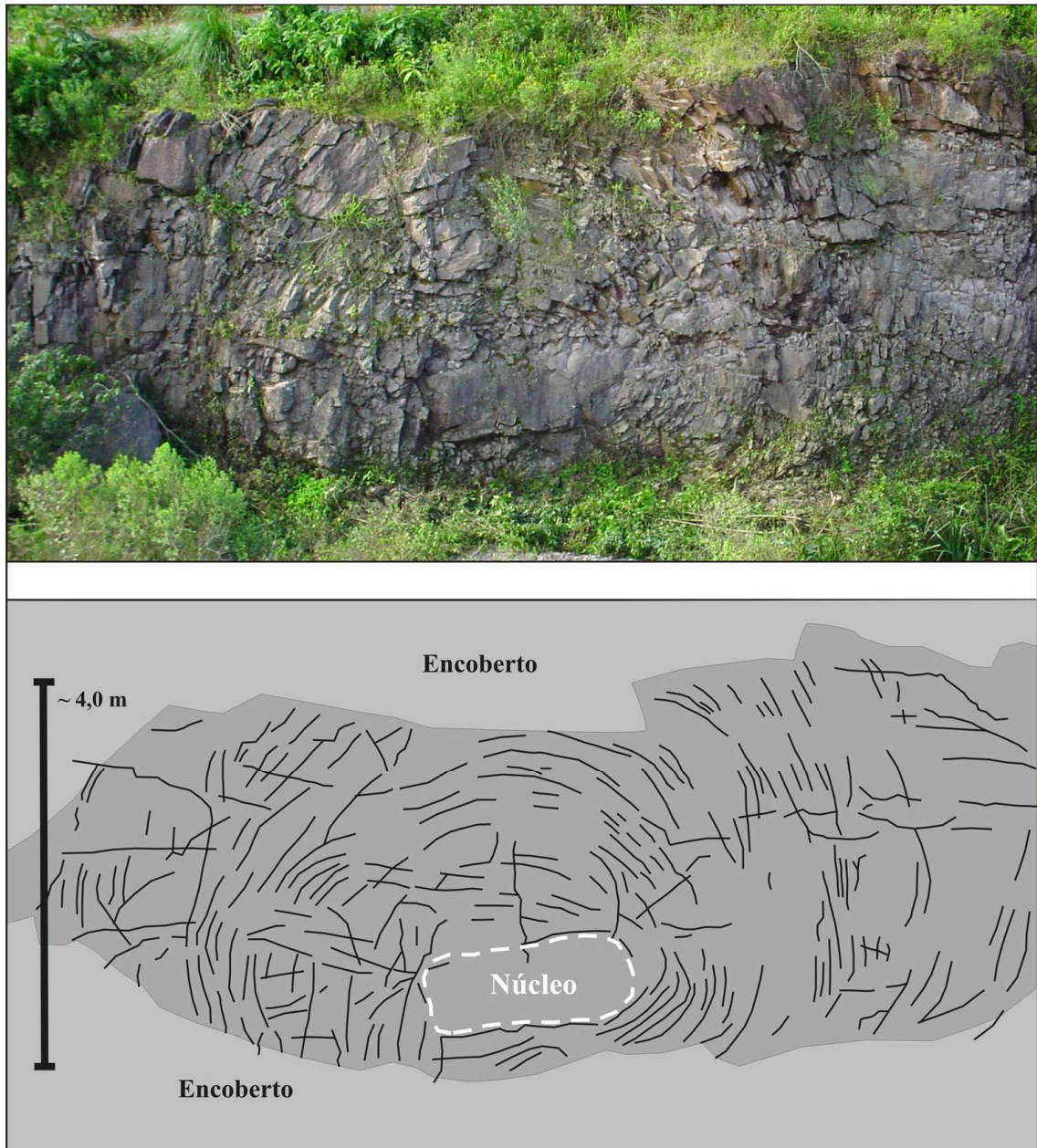


FIGURA 18 - Estrutura apresentando um diaclasamento concêntrico ao redor de uma zona de núcleo, interpretada como um conduto (tubo) de lava. Altura da parede ~4m. Pedreira Ouro Preto, bancada inferior, lado Norte, 2006. Fonte: autor.

ou passar por todo o derrame, aparecendo no topo do mesmo como uma chaminé. Descrições detalhadas e considerações genéticas estão em Moler e Cabrera (1976, p. 205, Figs. 10-11). Geralmente o espiráculo é formado por línguas pequenas (5-20 cm) de siltito englobando fragmentos de basalto, mas formas irregulares são freqüentes. Vazios com mineralização secundária, principalmente calcedônia, são muito comuns. Alterações típicas de espiráculos são argilas verdes e cristais de calcita, zeolitas e sílica (maciça ou como quartzo macrocristalino) (BRITO, SÉRGIO N. A., comunicação oral, 7/2006). No contato com o

espiráculo, o basalto denso está transformado em vesicular. Na UHE de Volta Grande, foram constatados pequenos espiráculos durante as escavações para a fundação (CABRERA, JOHN G., com. oral, 03/2006).

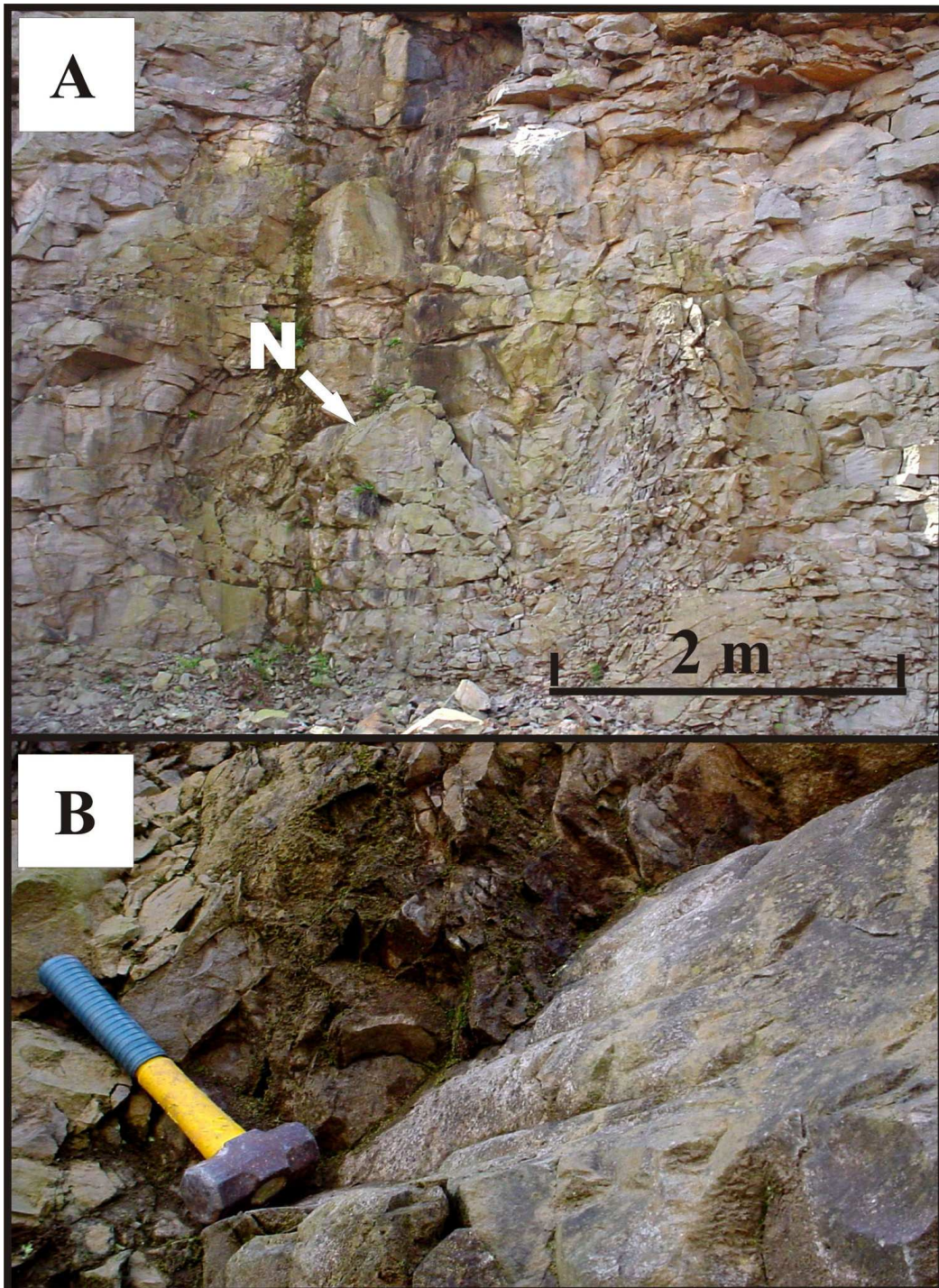


FIGURA 19 - (A) Estrutura circular com diaclasamento aproximadamente concêntrico interpretada como um conduto (tubo) de lava, com um núcleo (N) formado por um corpo de rocha horizontal cilíndrico que apresenta, por fora, convexidades horizontais paralelas (seta em A, detalhe em B), interpretadas como resultantes do fluxo da lava. Pedreira Ouro Preto, bancada superior, lado Norte, 2006. Marreta com 26 cm. Fonte: autor.



### 2.15.13 Trincas

São fraturas subverticais abertas no topo dos derrames em que se constata o perfeito encaixe dos dois lados opostos, deduzindo sua origem por tração (BRITO, 1971, BJORNBERG; KUTNER, 1983, p. 274). Foram verificadas em quatro locais.

Preenchidas ou abertas, alcançaram até 6 metros de profundidade na UHE de São Simão (MARTINS, 1983, p. 168) e, no topo do Derrame II da UHE de Ilha Solteira, foram preenchidas pela lava do Derrame III sobreposto (OLIVEIRA, 1969), às vezes gerando bolsões de lava aglomerática.

Grandes trincas verticais de direção sensivelmente montante-jusante, com até 5 metros de profundidade e com um metro de abertura no topo de derrame (BRITO, 1971, p. 10), surgiram na UHE de Volta Grande. Sua continuidade horizontal é superior a 60 metros. As trincas, em forma de cunha, estão sempre preenchidas com blocos de basalto, algumas vezes cimentados por calcita e analcima (BRITO, 1971, p. 10; AREAS, 1983). Comumente os blocos de basalto que estão dentro das trincas estão apenas cobertos por uma película de analcima e cimentados por analcima nos contatos. O conteúdo das trincas possui aspecto brechóide, e são por vezes penetradas por derrames sobrejacentes até determinada profundidade. Nas trincas maiores o basalto do derrame sobreposto sofreu colapso para dentro da trinca, formando uma espécie de túnel (BRITO, 1971, p. 10; AREAS, 1983).

Trincas subverticais em xisto (Grupo Araxá) sotoposto ao primeiro derrame de lava foram verificadas na UHE de Nova Ponte (BRITO et al., 1990) e são citadas aqui pela raridade deste tipo de constatação. Possuem 10 a 20 cm de abertura e profundidade de até 10 metros, preenchidas pela areia que forma uma fina (20-50cm) camada, localmente ausente, entre o xisto e o basalto.

### 2.15.14 Cavidades tectônicas

A grande falha verificada na UHE de Canoas I, descrita por Kitahara (2005) e Silveira et al. (2005), era formada por uma faixa com 45 graus de inclinação com a vertical e com até 15 metros de largura, preenchida por um complexo de blocos elípticos de basalto com

até 15 metros de comprimento que se cavalgavam, sobrando entre os blocos cavidades de dimensões métricas, parcialmente preenchidas com argila ou areia solta.

### **2.16 Lava em Almofada (“pillow lava”)**

Há três registros de lavas em almofada na literatura sobre a Formação Serra Geral. Na obra da UHE de Nova Avanhandava foram interceptados 4 derrames de lava até a profundidade de 90 metros, nomeados de I a IV de baixo para cima. O derrame II, com 4 a 13 metros de espessura, era formado quase que exclusivamente por lavas em almofada. O topo do derrame apresenta um fino horizonte de basalto vesicular e a zona central é formada principalmente por basalto compacto onde se visualiza grande quantidade de blocos basálticos compactos e redondos (MANO; PALAZZO NETO, 1981). Mano (1987, p. 65-66) lista 20 características que definem os corpos arredondados como lavas em almofada. Os autores interpretam a estrutura como formada por um derrame de lava subaéreo que ingressou em um lago raso, preenchendo-o completamente.

Um extenso afloramento de lavas em almofada, ao longo da ferrovia entre Araguari e Uberlândia (MG), é sucintamente descrito por Ferreira (1985). Ocorrem almofadas com entre 1-2 metros de tamanho médio na diagonal maior, com os interstícios entre as almofadas preenchidos por sedimento parcialmente cimentado.

Uma ocorrência menos documentada de lavas em almofada provém da UHE de Foz do Areia (MARQUES FILHO et al., 1981, p. 60 e Figs. 13 e 14). Ocorrem em um dos espessos derrames de lava, que se mostra subdividido em uma série de almofadas e tubos de basalto denso irregulares, separados por zonas vesiculares e de materiais brechóides esverdeados, formando uma estrutura muito complexa.

### **2.17 Estruturas Circulares**

As únicas descrições disponíveis de feições circulares na Formação Serra Geral referem-se às “estruturas circulares de Água Vermelha”, famosas na área técnica das grandes

barragens. Trata-se de onze feições encontradas durante a construção da UHE de Água Vermelha, algumas surgindo no leito seco do rio após a construção da ensecadeira. Completamente desconhecidas, atraíram muito a atenção e estão descritas em Cabrera (1971), Araújo et al. (1977), Araújo (1982), Areas (1983, p. 26), Bjornberg e Kutner (1983, p. 278), Soares et al. (1983) e Araújo e Hasui (1985).

As estruturas possuem diâmetros entre 100 e 250 metros e são aproximadamente circulares ou elipsoidais, constituídas por derrames pouco espessos subhorizontais superpostos que se apresentam “ondulados” (“microderrames”). A parte central dos derrames é de basalto maciço e sua base e topo são de basalto vesicular/amigdalóide. As estruturas apresentam fraturas radiais e concêntricas, que podem estar ocupadas por diques respectivamente anelares e radiais de diabásio. Uma discussão sobre sua possível gênese está em Araújo (1982), concluindo por serem “canais alimentadores ... de derrames basálticos da região” (p. 67). Uma detalhada revisão das feições dessas estruturas e uma reinterpretação genética, baseada na semelhança das estruturas circulares com as estruturas de colapso (“sag flowouts”) descritas por McKee e Stradling (1970) e Hodges (1978), está em Frank et al. (2008a).

Cabrera (1971, p. 11, 32, 50) classifica as estruturas circulares de “comuns” na Bacia do Alto Paraná, sendo as depressões no topo do derrame posteriormente preenchidas por lentes de areia ou silte de origem eólica, silicificada em sua porção superior e friável na sua parte central. O autor ilustra uma estrutura destas, encontrada na UHE de Porto Colômbia, de 400 x 180 metros, infere a existência de outra ao norte da UHE de Marimondo, com 200 metros de diâmetro e comunica a existência de outras ao norte do vale do Rio Grande.

Estruturas circulares aparentemente são comuns na Formação Serra Geral. Na área de estudo foram encontradas abundantes feições que lembram pseudocrateras, várias depressões circulares associadas a brechas ácidas e outras feições circulares ainda não investigadas. A ausência de diques anelares e radiais de basalto não permite classificar estas estruturas, em um primeiro momento, como estruturas de colapso. Por analogia com outras bacias (Karoo – África do Sul), também devem ocorrer chaminés (“pipes”) geradas pela interação de rochas intrusivas com encaixantes contendo matéria orgânica (SVENSEN et al., 2007).

## 2.18 Tensões Residuais

A seqüência de litologias vulcânicas e interderrames que constituem a Formação Serra Geral normalmente contém tensões residuais que podem ser medidas segundo vetores horizontais e verticais. As tensões horizontais se manifestam, por exemplo, durante a lenta escavação natural (entalhe) de um vale fluvial, quando são responsáveis pela formação de um sistema de fraturas paralelas ao vale. Durante uma intervenção antropogênica como a escavação de túneis, instantânea em escala de tempo geológico, a liberação das tensões residuais se dá pelo deslocamento de grandes massas de rocha ou por explosões de rocha (“rockburst”). O grande volume de dados disponíveis indica que as tensões residuais são comuns e podem ocorrer em vários graus de intensidade, formando um elemento importante para o entendimento da complexa interação de vários processos que operam na Formação Serra Geral.

A medição e representação gráfica das tensões residuais da UHE de Ilha Solteira foram realizadas por Midéa e Junior (1975, Fig. 3), onde havia inclusive uma brecha basáltico-arenosa com tensões residuais. Durante uma escavação, as tensões residuais fazem o maciço rochoso como um todo se expandir em até várias dezenas de milímetros, como medido na UHE de Miranda (GOMBOSSY; CARVALHO, 1999), ou por até algumas dezenas de centímetros (INFANTI et al., 1999).

O padrão completamente caótico dos estados de tensão em maciços rochosos tornou-se evidente após a medição dessas tensões em algumas UHEs. Locais com tensões de compressão muito elevadas como na UHE de São Simão contrastam com tensões muito baixas como na UHE de Água Vermelha (BRITO et al., 1990, p. 459).

Um dos casos mais interessantes ocorreu na UHE de Itá (INFANTI et al., 1999), com explosões de rocha (“rockburst”) e severos deslocamentos (“slabbing”) a profundidades de apenas 100 metros, decorrentes de elevadas tensões horizontais, talvez as maiores já registradas no Brasil. A relação entre as tensões horizontal e vertical ( $k$ ) foi estimada em 12 por Mafra e Araújo (2003), um valor discutido com Brito e Figueiredo (2004).

Durante as escavações da Barragem da UHE de Volta Grande, houve dois episódios atribuídos a tensões residuais na rocha com as atividades da obra: um deslocamento de 15 cm de um grande volume do derrame 3 em promontórios da escavação e a abertura de

uma trinca com 2 cm de abertura em forma de arco aberto no sentido longitudinal. Ambas as feições desenvolveram-se muito tempo após a abertura da escavação (BRITO, 1971, p. 17, AREAS, 1983, BJORNBERG; KUTNER, 1983, p. 275). Na UHE de Itaipu as tensões internas foram responsáveis por um conjunto de juntas-falha e falhas-bigode no fundo do vale (Areas, 1983), ilustradas em Paes de Barros e Guidicini (1981, fig. 3).

Na área de estudo, foi constatado deslocamento nas obras de duplicação da BR-101, durante a abertura do túnel de Morro Alto (GRIEBELER, FRANCISCO, comunicação oral, 2006). Também ocorreu deslocamento nas paredes do túnel da UHE de Monte Claro. Após as detonações para a abertura do túnel, as paredes ficavam estalando (“rock noise”) e ejetando pedaços rochosos (“lascas”) até métricas durante dois dias até dissipar as tensões existentes. Mello (2007) informa que estes fenômenos são comuns nos túneis das Pequenas Centrais Hidrelétricas (PCHs) no vale do Rio das Antas (RS), fazendo coro aos dados apresentados por Dehira et. al. (2005). A pressão d’água decorrente do enchimento de barragens pode liberar estas tensões através de microsismos, como no caso da UHE de Capivara (MIOTO; RIBOTTA, 1994; GEMAEL; FAGGION, 1996).

## **2.19 Considerações Finais**

A releitura da Formação Serra Geral efetuada nesta primeira seção foi fundamental para a reconstituição dos processos genéticos de seus minerais secundários. Chama a atenção a precariedade de alguns dados fundamentais, como os números de extensão e de volume das rochas vulcânicas. A duração do magmatismo é uma questão em aberto, a maioria dos magmas-tipo (fácies) de rocha são chamados de “informais” pelos próprios autores que os estabeleceram e as tipologias de “emplacement” começaram a ser discutidas apenas nos últimos anos.

Uma outra questão refere-se à descrição das feições vulcânicas dos corpos magmáticos Serra Geral e ao reconhecimento de sua gênese. Muitas feições estão descritas em detalhe (“diques clásticos”, juntas-falha, estruturas circulares, cavidades de vários tipos, etc...), mas o reconhecimento dos processos que originaram estas feições está longe de ser conclusivo.

No decorrer dos trabalhos surgiram com a facilidade feições vulcânicas ainda não descritas para a Formação Serra Geral (e.g. tubos de lava), feições vulcânicas

desconhecidas (e.g. diáclases semi-esféricas, diáclases circulares subverticais, etc.), indícios de processos ainda não investigados (e.g. vesículas com areia, interação de topo de lava com areia interderrame) e minerais secundários ainda não descritos para a Formação Serra Geral, como cavansita (FRANK et al., 2005), phacolita (FRANK et al., 2008c), dolomita e rodocrosita (FRANK et al. 2008b). Isso deixa antever que, futuramente, novos elementos certamente deixarão mais complexa ainda a figura construída para a Formação Serra Geral até o momento.

Importantes são os itens relativos às discontinuidades e às cavidades. O primeiro, com um número elevado de discontinuidades de origens diferentes, demonstra o grau de porosidade do pacote vulcânico como um todo e sua susceptibilidade a fluidos que o percolam em sentido ascendente, descendente e horizontal. O segundo, com uma grande diversidade de cavidades de origens diferentes, reflete as complexidades dos processos vulcanológicos que formataram os corpos magmáticos e têm conseqüências importantes para a discussão da gênese de minerais secundários.

Um profissional com décadas de experiência em rochas Serra Geral, Sérgio Nertan Alves de Brito, escreveu certa vez que “uma característica importante dos derrames basálticos da Bacia do Paraná é o fato de que, mesmo após 30 anos de experiência em construção de barragens nesta litologia, sempre se descobrem feições pouco comuns ou mesmo desconhecidas” (BRITO et al., 1990, p. 460). Portanto, a presente releitura das características da Formação Serra Geral reflete apenas o estado atual de conhecimentos, prejudicada pela retenção de muitos dados importantes em documentos confidenciais de empresas (BJORNBERG e KUTNER, 1983, p. 263).

O conjunto de informações reunido é essencial na discussão da mineralogia secundária porque demonstra a grande complexidade inerente à Formação Serra Geral, uma seqüência que está longe de ser apenas uma monótona sucessão de espessos derrames superpostos, eventualmente com um arenito intertrap intercalado.

### 3 O CENÁRIO DE “EMPLACEMENT” DA FORMAÇÃO SERRA GERAL

A caracterização da Formação Serra Geral permite reconstruir tentativamente o ambiente de “emplacement” destes derrames, incluindo uma análise do clima pré-, sin- e pós-Formação Serra Geral. Os cenários obtidos permitem estabelecer as diretrizes para a posterior definição de fatores e processos que tiveram o potencial de gerar e alterar a formação dos minerais secundários nos corpos magmáticos desta Formação.

O termo “emplacement”, extensivamente usado, é definido por diversos dicionários como “to put into position. A putting into position”. Mas nenhum dos termos correspondentes em português (“posição, situação, colocação, disposição, arranjo, distribuição ordenada”) possui a exata conotação de “emplacement” (ROCHA, GILBERTO, comunicação oral, 2006). Como "emplantamento" não se constitui em uma tradução correta, "emplacement" será mantido e usado a partir daqui sem aspas.

#### 3.1 Topografia Pré-Emplacement.

As formas de relevo na área posteriormente ocupada pela Formação Serra Geral estão relacionadas, em sua maior parte, à Formação Botucatu. Alguns autores, como Leinz (1949) e Hausman (1966, p. 183-184), argumentam que o Arenito Botucatu certamente tinha sofrido diagênese por ocasião dos derrames Serra Geral e que os derrames ocuparam uma superfície esculturada pela erosão, uma discordância erosiva, hipótese descartada mais tarde e discutida em detalhes por Scherer (1998, p. 113). Mesmo assim, algumas feições erosivas aparentemente estão presentes, como o profundo vale (60m) escavado em sedimentitos Botucatu, posteriormente preenchido por um derrame de lava mencionado por Oliveira (1956, p. 44) em Orleães (SC). Almeida e Barbosa (1953, p. 69, Fig. 28) também ilustram uma ocorrência em que um derrame de lava preencheu um canal com 10 metros de largura no arenito Botucatu. Cabrera (1971, p. 24-26) argumenta que a lava, escoando com alta velocidade, em alguns casos “escavou” a superfície original do deserto, criando canais (“gullies”) e englobando blocos de arenito na porção inferior dos derrames, como nas Cachoeiras de Urubupungá - SP.

A feição mais destacada do relevo do Deserto Botucatu são os extensos campos de grandes dunas eólicas. Entre os autores que descrevem as dunas, Huene e Stahlecker (1968, p. 15) se referem a uma duna "com mais de 60 metros de altura". Almeida (1954, p. 14), informa que os "acidentes no campo de dunas podiam ultrapassar 150 metros de altura", fazendo com que as espessuras do arenito Botucatu fossem extremamente variáveis mesmo a pequenas distâncias, relativamente aos derrames basálticos. A mesma conclusão foi obtida por Veiga (1973, p. 81), que estimou a altura das dunas da Formação Botucatu em Santa Maria (RS) entre 50 e 100 metros, com mais de 1 km de diâmetro basal. Estas dunas acumulam toda a areia disponível no sistema, como constataram Silva e Scherer (2000, p. 27) no SE de Santa Catarina, sem que haja acumulação de interdunas planos, processo típico de sistemas eólicos secos, formando-se espessos pacotes arenosos pelo cavalgamento de sucessivas dunas eólicas.

O pacote correlacionável à Formação Botucatu na África é a Formação Etjo na Namíbia, que ocupa, na Bacia de Huab, uma área muito menor. Em função do clima árido, os corpos arenosos da Formação Etjo estão perfeitamente expostos (JERRAM et al. 2000a, 2000b), permitindo ilustrar as variações morfológicas que os corpos arenosos do deserto Botucatu podem apresentar em escala de Bacia. Essa caracterização é impossível no clima subtropical da Bacia do Paraná. Por exemplo, na porção leste da Bacia de Huab, um vale grande e raso favoreceu a formação de grandes dunas transversais, que se agruparam em um "sand sea" ou erg. Nas porções mais expostas da Bacia, ocorrem dunas menores e mais barcanóides que não formaram uma cobertura fechada, enquanto nos limites do deserto formaram-se lençóis de areia eólicos e dunas barcanas pequenas e isoladas (HORSTHEMKE, 1992, p. 84). Mountney et al. (2000) dimensionam as dunas como tendo até 90 metros de altura e comprimentos de onda entre 600-1000m, com superfícies interdunas com 500 metros de largura. Como as lavas não conseguiram soterrar estas dunas imensas no primeiro episódio vulcânico, as porções superiores das dunas continuaram expostas e foram retrabalhadas posteriormente, desenvolvendo sistemas de erg menores, mas igualmente possantes, com até 60 metros de altura. A possança desses ergs secundários permite inferir uma altura original das dunas na Bacia de Huab com pelo menos 160 metros de altura, possivelmente muito maiores (JERRAM et al., 2000b, p. 514), como em desertos atuais na Namíbia Central, no Saara ou nos USA, onde as maiores dunas facilmente ultrapassam 200 metros de altura. O Deserto Botucatu, ocupando área muito maior, está muito mais sujeito a apresentar variações regionais nas morfologias e nas dimensões dos corpos arenosos que contêm. A dimensão destas variações é apresentado por Peate et al. (1999, p. 459, Fig. 7), quando se referem a um



desnível de 400 metros em 30 km do relevo pré-Serra Geral, aproximadamente entre Bom Jardim da Serra e Urubici (SC).

Considerando apenas as informações paleotopográficas disponíveis, é possível definir três tipologias gerais de emplacement para os derrames da Formação Serra Geral (FIG. 20).

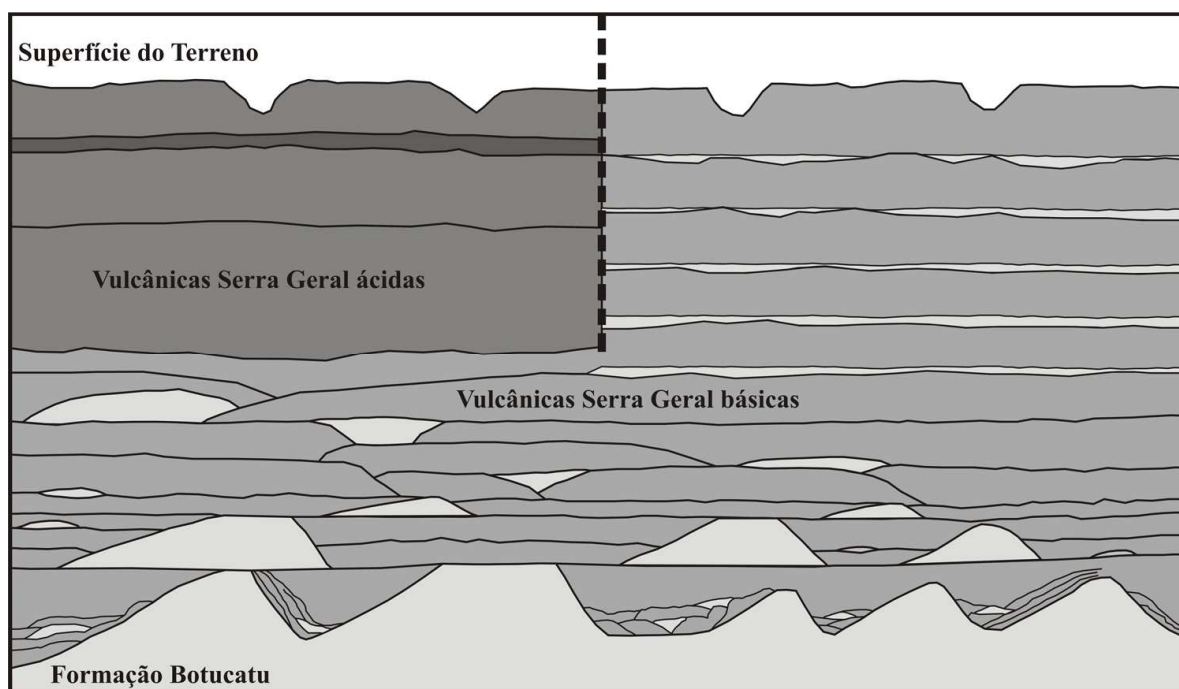


FIGURA 20 - Perfil esquemático, sem escala, das alterações das tipologias de derrames na Formação Serra Geral. Entre e imediatamente acima das dunas da Formação Botucatu, ocorrem derrames menores, descontínuos, intercalados com corpos arenosos de formas e tamanhos muito variáveis. Na porção superior ocorrem os espessos e contínuos derrames ácidos com intercalações de derrames vitrófiros de pequena espessura (à esquerda) ou derrames básicos tabulares com intercalações de níveis contínuos de litotipos interderrames (à direita). A área de estudo corresponde à metade da esquerda da figura. Fonte: Jerram et al. (2000b, Fig. 2), Scherer (2002, Fig. 18) e Waichel et al., (2008).

A primeira tipologia refere-se aos primeiros instantes do evento Serra Geral, quando os derrames foram obrigados a se adequar à paleotopografia do deserto. As lavas preencheram inicialmente as depressões entre as dunas na forma de lagos de lava (“lava ponds”). À medida que o nível de lava nos lagos alcançava a crista das dunas que circundavam o lago, a lava derramava-se para dentro da próxima depressão formando o próximo lago (SCHERER 2002, WILDNER et al. 2002b, JERRAM et al. 2000b, JERRAM; STOLLHOFEN 2002). Situações deste tipo verificaram-se nas Pedreiras Incopel e Britagem Rio Bonito na área de estudo (WAICHEL et al., 2007). Dessa forma, é freqüente a ocorrência de derrames de espessura restrita (os “microderrames”, <1m, tipos "S" (vesiculado) e "P"

(com "pipe vesicles")) e derrames com até poucos metros de espessura. Estes derrames pouco espessos alternam-se, sem qualquer padrão previsível, com os lagos de lava dos vales interdunas, que apresentarão feições de recarga e um padrão de resfriamento potencialmente muito complexo.

Esse padrão de sepultamento da topografia pré-Serra Geral foi descrito por Veiga (1973, p. 37) na região de Santa Maria (RS):

O derrame inferior apresenta uma espessura muito variável devido à paleotopografia bastante acidentada que apresenta a Formação Botucatu. A rocha básica, muito fluída, preencheu as depressões do Deserto Botucatu mas não foi suficientemente espessa para encobrir as grandes dunas. Assim, o arenito eólico infratrapeano entra em contato não só com o primeiro derrame, mas com o segundo em muitos locais e até com o terceiro, em casos raros, como no morro junto ao "Lar Metodista".

Em Santa Maria, a situação se repete no segundo arenito interderrame. Quando esse arenito é muito espesso (até 60 metros), o derrame que o cobre não é o terceiro, mas apenas o quarto derrame (VEIGA, 1973, p. 39). A extensão vertical desta primeira tipologia depende da paleotopografia local do Deserto no ponto considerado (dunas altas - duração maior; dunas inexistentes - duração muito pequena).

Portanto, os derrames de lava de pequeno porte são provavelmente abundantes no início do evento Serra Geral, porque a lava precisava adequar-se ao relevo do deserto. Com o prosseguimento do evento vulcânico, os derrames pequenos serão encontrados apenas nos topos e nas bordas dos derrames de grande porte (MOLER; CABRERA, 1976).

A segunda tipologia inicia após o soterramento completo não apenas do deserto ("erg"), mas também das dunas formadas pela areia que sobreviveu aos primeiros derrames e que formou um "erg" secundário, bem menor, já sobre os primeiros derrames. Criaram-se extensas superfícies aproximadamente planas que permitiram o desenvolvimento dos derrames compostos (ou tabulares) com dezenas de quilômetros de comprimento em todas as direções ("macro-derrames"), ocupando áreas contínuas com centenas a alguns milhares de quilômetros quadrados. Derrames deste porte se formam apesar das irregularidades dos topos dos derrames (que podem alcançar desníveis de pelo menos duas dezenas de metros em uma escala de vários quilômetros) e da presença de litotipos interderrames (com espessuras potencialmente do mesmo porte que os desníveis de topo de derrame). Esses derrames

extensos provavelmente são lobos de lava pahoehoe inflados (SELF et al., 1996), com um padrão de resfriamento teoricamente mais simples que os lagos de lava interdunas. Recorrências das duas tipologias de emplacement são plausíveis quando falhamentos de grande porte modificam o relevo recém-criado. Uma falha deste tipo, com um rejeito de 95 metros, ocorre em Bom Retiro (SC) e foi ocupada por um dique de diabásio com 300 metros de espessura (OLIVEIRA, 1956, p. 44; PEATE et al., 1999, p. 459). A falha deslocou um pacote formado pelas “areias” Botucatu, encimado por um conjunto de primeiros derrames.

Uma terceira tipologia corresponde aos espessos e contínuos derrames ácidos que podem ser encontrados principalmente na porção sudeste da área de ocorrência da Formação Serra Geral. Os derrames, com até mais de 60 metros de espessura e extensões laterais de várias dezenas de quilômetros (NARDY et al., 2002), formam coberturas conspícuas com vertentes abruptas. Como ostentam características tanto de derrames como de ignimbritos, sua tipologia de emplacement é muito debatida (BELLIENI et al., 1986; ROISENBERG, 1989; GARLAND et al., 1995; UMANN et al., 2001; LUCHETTI et al., 2005).

Como a área de estudo desta tese inclui o limite SE da área de ocorrência da Formação Serra Geral, grande parte dos afloramentos é formada por corpos magmáticos do primeiro momento (soterramento do “erg” Botucatu) como lagos de lava e “microderrames”. Imediatamente acima, ocorrem os derrames ácidos da terceira tipologia, tornando restritas as observações referentes ao segundo momento (grandes derrames básicos tabulares – “macroderrames”), que tiveram que ser buscadas em outras áreas (Distrito Mineiro do Alto Uruguai, Paraná, etc.)

### **3.2 Paleoclimatologia da Formação Botucatu**

Na reconstituição dos eventos formadores de minerais secundários nas rochas da Formação Serra Geral, um dos fatores de importância é o clima durante o evento vulcânico, porque dele depende o volume de águas meteóricas presentes. Águas meteóricas podem condicionar vários dos fatores importantes na avaliação das assembléias de minerais secundários, como a geração de feições lava-água meteórica, a formação de aquíferos, as

condições de formação de minerais secundários e a interação dessas águas meteóricas com as rochas vulcânicas (GISLASON; EUGSTER, 1987b).

Entretanto, muitos dos autores que trabalharam com a Formação Serra Geral tomaram as grandes dunas do Deserto Botucatu como indicativas de clima “extremamente árido” e adotaram o clichê de um ambiente Botucatu sem qualquer vestígio de umidade. Contribuem para esta interpretação a aparente uniformidade e monotonia das rochas da Formação Botucatu, que já fizeram Oliveira (1927, p. 95) comentar que "... seu estudo é difícil e de pouco interesse".

Dunas eólicas com grãos avermelhados, entretanto, não são necessariamente sinônimos de um clima "extremamente árido". Testemunhos locais são os atuais areais localizados no SW do Rio Grande do Sul, que se desenvolvem apesar de um clima com uma pluviosidade média anual superior a 1400 mm (SUERTEGARAY, 1992, p. 26, Tab. 6).

A presente discussão foca os registros de pluviosidade no ambiente Botucatu, com a finalidade de avaliar a disponibilidade de água no ambiente Botucatu e, conseqüentemente, também no início e durante o evento vulcânico Serra Geral.

Serão evitadas considerações estratigráficas sobre a Formação Botucatu e unidades subjacentes e sobrejacentes. A contumaz prática de “empilhar” unidades litoestratigráficas clássicas em nível de Bacia produziu, ao longo das décadas, um conjunto de **vinte e cinco** (grifo nosso) colunas litoestratigráficas para a Bacia do Paraná até 1974 (HOLZ; KÜCHLE, 2003, p. 155). Algumas destas são ilustradas por Machado (2005, Fig. 3.1 e 3.2). A evolução da estratigrafia até chegar a este ponto dificilmente poderá ser reconstituída e "não vale a pena desembranhar este nó", consideram Böger e Kowalczyk (1993, p. 26). A versão nacional desse entendimento é fornecida pelos geólogos da PETROBRÁS, quando sustentam que os problemas inerentes às séries e grupos criados no passado fazem com que “seu uso prático é quase inviável” (ZALÁN et al., 1990, p. 145), uma constatação também apresentada pelos geólogos da PAULIPETRO (YOSHIDA; GAMA JR, 1982, p. 11).

### 3.2.1) Registros Sedimentares

Além dos espessos pacotes de areias eólicas, registram-se, na Formação Botucatu, sedimentos depositados em meio aquoso. As expressivas variações de tipologia,

frequência e espessura destes sedimentos historicamente nunca facilitaram seu enquadramento estratigráfico. Uma revisão das proposições estratigráficas destas rochas de deposição aquosa, junto com as vulcânicas Serra Geral, é apresentada por Milani (1997, p. 127).

Subjacente à Formação Botucatu, a Formação Pirambóia (WASHBURNE, 1930, BIGARELLA; SALAMUNI, 1967, p. 73) é formada por arenitos depositados em meio aquoso (sistema fluvial). Representa, segundo Ledendecker (1992, p. 70), uma época de abundante pluviosidade na transição dos climas sub-úmidos para climas semi-áridos e para os climas áridos que posteriormente dominaram o Triássico.

Na transição da Formação Pirambóia para os arenitos eólicos da Formação Botucatu, continuam ocorrendo sedimentos típicos de deposição aquosa, como argilas, areias argilosas, conglomerados e areias conglomeráticas (ALMEIDA, 1952, 1953, 1954; ALMEIDA; BARBOSA, 1953, p. 64; MENDES, 1961, p. 24; ROCHA-CAMPOS; FARJALLAT, 1966; SOARES, 1975; COTTAS et al., 1986; SCHERER, 1998; STRUGALE et al 2004, p. 305). Sua distribuição é muito irregular e apresentam espessuras e frequências muito variáveis, como é de se esperar em uma Bacia tão grande. Os níveis conglomeráticos com arenitos e siltitos argilosos alcançam no Paraná espessuras de até 20 metros (STRUGALE et al, 2004, p. 305) e, em São Paulo, formam extensos lençóis de ruditos típicos das bordas da Bacia do Botucatu (SOARES, 1974, p. 112).

Essa sedimentação pré e sin-vulcânica da Bacia (Pirambóia mais Botucatu) foi dividida, nos estados de São Paulo e Paraná, em cinco associações de fácies por Donatti (2002, apud GIANNINI et al, 2004, p. 282). De baixo para cima, as associações são de (1) lençóis de areia em planície de maré, (2) campo de dunas costeiro com planícies interdunas freqüentemente inundadas, (3) campo de dunas costeiro com planícies interdunas raramente inundadas, (4) planície aluvial com rios entrelaçados e dunas eólicas e (5) dunas gigantes com depressões interdunas. No Rio Grande do Sul, ocorrem apenas duas associações (Formação Guará - fluvial-eólica; Formação Botucatu - eólica), com "uma mudança lateral dos sistemas deposicionais" em apenas 160 km, na Formação Guará (SCHERER; LAVINA, 2006, p. 478).

Em nível de Bacia do Paraná, as facies fluviais ("ambiente fluvial entrelaçado de clima árido, com fluxos esporádicos de água, eventuais planícies de inundação e lagos efêmeros", STRUGALE et al, 2004, p. 305) são relativamente comuns no norte da Bacia (MG, SP e PR) e muito raros, freqüentemente ausentes, de Santa Catarina ao Uruguai. Na porção da Bacia do Paraná situada no Uruguai, repete-se a alternância de condições de deposição eólicas e subaquáticas (fluviais distais), bem como as grandes variações em

frequência, espessura, extensões e interdigitações com areias eólicas (BOSSI; NAVARRO, 1991, v. 2, p. 638, 643 e 653). Na Namíbia (África), a Formação Etjo, que corresponde à Formação Botucatu, também possui um membro basal formado por conglomerados depositados por "flash-floods" em um sistema fluvial em clima semi-árido. Segue-se uma unidade que interdiga depósitos aquosos com fluviais e finalmente unidades exclusivamente eólicas (MOUNTNEY et al, 1998, 1999).

Na própria Formação Botucatu, estruturas sedimentares testemunhos de pluviosidade foram encontradas em São Paulo, como impressões de pingos de chuva (ALMEIDA, 1954; BJORNBERG; TOLENTINO, 1959, p. 17), marcas de onda (WASHBURNE, 1939) e inclusões retangulares ou poligonais de argila ("mud cracks") (BJORNBERG; TOLENTINO, 1959, p. 15) de origem lacustre (ALMEIDA, 1952). Feição semelhante, com marcas ondulares assimétricas associadas, foi encontrada por Paraguassu (1970, p. 28). Huene e Stahlecker (1968, p. 14) descrevem, em 1931, das imediações de Santa Maria (RS), uma cunha de argila vermelho-escura de 110 metros de comprimento por 2 metros de espessura em arenito eólico Botucatu, concluindo pela alternância de clima seco e úmido ao longo do ano.

Os registros são testemunhos de uma pluviosidade consistente antes do desenvolvimento das grandes dunas eólicas da Formação Botucatu, com um outro conjunto de feições indicativas que a pluviosidade, sempre em volumes característicos de climas áridos, continuou durante a acumulação das dunas eólicas.

### 3.2.2) Registros Paleontológicos

A Formação Botucatu, um desafio à Paleontologia, já provocou um comentário desolado de Israel Charles White (1908, v. 1, p. 212):

"..estas camadas parecem ser totalmente destituídas de restos fósseis, visto que nos muitos mil metros quadrados de calçamento empregados em tão larga escala para calçadas, nem um só fóssil foi observado".

O único registro desta época foi a pista fóssil do Eng<sup>o</sup>. de Minas Joviano Pacheco (PACHECO, 1913; LEONARDI, 1979), um novo icnogênera (*Brasilichnium elusivum*, LEONARDI, 1981), de um pequeno tetrápodo predador de invertebrados reptantes e artrópodes, tetrápodos menores, ovos, etc, vivendo no ambiente do Botucatu: "amplas estepes áridas, cortados por riachos temporários do tipo wídián do Saara. Aqui e acolá, amplas extensões de dunas arenosas" (LEONARDI, 1984).

Dois registros fósseis perdidos estão em Washburne (1939, p. 48) e em Huene e Stahlecker (1968, p. 14). O quadro mudou com a chegada de Giuseppe Leonardi ao Brasil em 1976. Em várias cidades paulistas (Rifaina, Franca, Brodósqui, Analândia, São Carlos, Botucatu e na capital), mas principalmente em Araraquara, Leonardi localizou milhares de pistas fósseis nas lajes de arenito Botucatu usadas nas calçadas.

Leonardi (1979, 1980, 1981, 1984), Leonardi e Oliveira (1990) e finalmente Fernandes (2005), identificam, na fauna de Araraquara, quatro grupos de dinossauros Theropoda dos gêneros Coelurosauria e Carnosauria, dois grupos de dinossauros Ornithopoda e um grupo indeterminado de tetrápoda (talvez Aves). Além da espécie *Brasilichnium elusivum* Leonardi, 1981, foram caracterizados mais três tipos de mamíferos semelhantes. Trata-se de pelo menos 25 formas diferentes (LEONARDI, 1981), de répteis de pequeno porte e de animais quadrúpedes especializados, alguns do tamanho de ratos, normalmente de tamanhos de gatos ou de cachorros de tamanho médio a grande, "...ágeis e de pernas compridas." (LEONARDI, 1981). Algumas pegadas com dimensões de 35 x 29 cm atestam a presença de grandes dinossauros, descartando a hipótese de uma fauna anã (SCHERER et al., 2000, p. 348; FERNANDES; CARVALHO, 2007).

Trata-se de uma fauna fóssil de animais endêmicos que freqüentavam terras altas e áridas, fato muito raro no documentário paleontológico. Em toda a Bacia do Paraná foram encontradas pegadas (LEONARDI et al., 2007), em um cinturão com 2500 quilômetros de extensão, confirmado pela descoberta recente de mais pistas (LOPES et al., 2004).

Em relação a invertebrados, os tubos de vermes de Pacheco, (1913, pg 35 e pl. I) estabeleceram duas icnoespécies que permitem inferir a ação biogênica de anelídeos e coleópteros na Formação Botucatu (MEZZALIRA, 1965, p. 21; FERNANDES et al., 1990). Leonardi (1980, p. 3083) registra seis formas de rastros de invertebrados (besouros e aranhas), enquanto Leonardi e Godoy (1980), Leonardi (1984) e Leonardi e Sarjeant (1986) já se referem a um total de 12 formas diferentes de invertebrados. Existem 9 citações de icnofósseis de invertebrados (FERNANDES et al., 1990, p. 46). Fósseis de conchostráceos e de

ostracodes, típicos de fundos de lagos de água doce ou salobra (KATOO, 1971, p. 51) ocorrem em intercalações de argilitos na base da Formação Botucatu em Mato Grosso (ROCHA-CAMPOS; FARJALLAT, 1966).

Todos os registros de fósseis existentes no Uruguai para a Formação Tacuarembó, antigamente correlacionada à Formação Botucatu, referem-se ao então membro inferior da Formação, composto por sedimentos depositados em ambiente aquático e que constitui a Formação Tacuarembó atual. O então membro superior, de areias eólicas, não possui nenhum registro de fósseis ou icnofósseis, corresponde à Formação Botucatu e foi desmembrado como Formação Rivera mais tarde (BOSSI; NAVARRO, 1991, v. 1, p. 439). Também não pertencem à Formação Botucatu, segundo Soares (1975, p. 241), a fauna de crustáceos bivalvos de Almeida (1950), a fauna de conchostráceos e de ostracoda de Souza et al. (1971) e os restos de *Lycopodiopsis derbyi* de Souza et al. (1971).

A existência dessa rica fauna de vertebrados e invertebrados no Deserto de Botucatu implica na existência de água no ambiente. Tratando-se em sua maioria de vertebrados pequenos, incapazes de locomover-se por grandes distâncias em busca de água, o caso de Araraquara não representa um único oásis. Nesse sentido, Leonardi (1980, p. 3084) afirma ser "provável que a região fosse não um deserto de dunas (erg), mas um território árido com dunas, sem excluir a possibilidade da presença de rios temporâneos, ... e que o clima fosse menos severo do afirmado até agora."

### 3.2.3) Registros Mineralógicos

Em praticamente qualquer bloco de arenito Botucatu, podem ser encontradas impressões elípticas ou circulares mais escuras, com dimensões de centimétricas a métricas, representando finos espaços vazios em meio à areia. Paraguassu (1970) já cita "moldes externos de um tipo curioso de concreções ferruginosas, de forma ovalada", possivelmente a mesma feição. Estas impressões foram interpretadas por De Ros et al. (1998) como moldes de cristais de gipso, as conhecidas "rosas do deserto".

A formação desses cristais depende de água em subsuperfície que ascende, por capilaridade, para cristalizar sulfato dissolvido. Watson (1983) relata que os "cristais de areia" de gipso formam-se em áreas onde o nível freático encontra-se próximo à superfície e a



evaporação mensal excede a precipitação pluviométrica anual (normalmente de menos de 20 cm por ano). Assim, os cristais formam-se por precipitação, próximo à superfície das areias eólicas logo após sua deposição. Importante, entretanto, é diferenciar esses cristais de gipso isolados dos depósitos de gipso maciço relacionados a condições evaporíticas e usados como testemunhos de clima árido. A frequência dos cristais de gipso nas areias Botucatu é um indicativo de que os cristais eram muito comuns nesse ambiente, constituindo-se em registros importantes de um lençol freático permanente e próximo à superfície.

#### 3.2.4) Clima do Deserto de Botucatu

Aos indicadores climáticos encontrados no registro geológico se soma a discussão do padrão de ventos e de chuvas no ambiente Botucatu.

O padrão de ventos na região provavelmente era menos complexo que o padrão atual, devido à ausência da Cordilheira dos Andes e de outras barreiras geográficas que pudessem provocar a deflexão da direção primária dos paleoventos provenientes dos oceanos a leste e a oeste da Bacia do Paraná (BIGARELLA; VAN EEDEN, 1970). As medidas de paleocorrentes obtidas no Arenito Botucatu e nos arenitos correlacionáveis na África evidenciam padrões muito constantes, consistentes com o padrão planetário geral de ventos. Esse padrão consiste de (i) ventos alísios de baixa latitude, originados em zonas de alta pressão sobre oceanos, divergindo a partir daí para os continentes, (ii) zonas de ventos de oeste nas latitudes médias e (iii) zonas polares calmas (BIGARELLA; VAN EEDEN, 1970).

Nas latitudes ao redor de 30°, os ventos alísios sopram de regiões de alta pressão em direção ao equador, sofrem uma inflexão devido à Força Coriolis e adquirem um componente Oeste. A latitude que divide os ventos alísios dos ventos de oeste no planeta é chamada de latitude de ventos em roda (“wheel round”). Responsável por uma mudança muito perceptível do alinhamento e dos movimentos das dunas, esta latitude crítica situava-se, no Deserto de Botucatu, na região que atualmente está próximo da fronteira entre os estados do Paraná e de Santa Catarina, na latitude de 25-27° (BIGARELLA; VAN EEDEN, 1970, p. 124).

Assim como nos dias atuais, massas de ar polar de alta pressão invadiam regularmente a América do Sul do Deserto de Botucatu a partir do Pólo Sul, enquanto massas

de ar quente e úmido deslocavam-se do norte para o sul. Nos meses de inverno, o aumento da célula de alta pressão do Pólo tornava estas invasões mais freqüentes e intensas. Portanto, "...no Jurássico e no Cretáceo a mais importante mudança de estação em muitas áreas deve ter sido a quantidade de precipitação e não a temperatura", enfatiza Hallam (1984), e a ausência de feições geográficas que impediam a distribuição das chuvas ("rain-shadows") garantiam uma umidade relativa alta na atmosfera. O conflito entre massas frias e massas mais úmidas fez com que as possibilidades de chuvas no ambiente Botucatu fossem maiores ao norte de Santa Catarina, deixando como registros as fácies subaquosas hoje denominadas Pirambóia e Santana (BIGARELLA; VAN EEDEN, 1970, p. 127).

Parrish et al. (1982, Fig. 4 e 5) também consideram que um regime de monções relativamente bem desenvolvido continuava a se desenvolver sobre o Gondwana ao final do Jurássico, com uma circulação de massas de alta pressão no inverno e de baixa pressão no verão. A Bacia do Paraná estava inclusa na grande zona árida no interior do Gondwana, estabelecida desde a formação do Pangea. A aridez da Bacia diminui no Cretáceo médio devido à abertura do Atlântico Sul, que faz surgir uma área com regime de chuvas moderadamente alto na costa leste da América do Sul, aumentando a pluviosidade da Bacia do Paraná de "chuvas baixas" a "chuvas moderadamente baixas", mesma conclusão apresentada por Hallam (1985, p. 441-442). Essa área restringia-se à costa, mas deslocava a zona árida em direção aos Andes, tornando a região da Bacia do Paraná mais úmida, situação que perdura sem grandes alterações até o final do Cretáceo.

Quanto ao volume de precipitação, Scherer (1998, p. 182) infere para a região um regime de chuvas abaixo de 50 cm/ano, talvez como os erg atuais, com menos de 15 cm anuais, número igualmente sugerido (~20 cm, WATSON, 1983) pelos moldes de "rosas do deserto" encontrados nestas areias (DE ROS et al., 1998).

Portanto, a alteração climática mais importante ao longo do ano no ambiente Botucatu consistia em um maior volume de chuvas durante o inverno pelo ingresso das frentes frias provenientes do Pólo Sul. A intensidade da estação chuvosa variava na Bacia, com mais precipitação a partir de uma linha situada ao norte de Santa Catarina, definida pela zona de contato mais freqüente entre as frentes frias provenientes do Sul e as massas quentes provenientes do Norte.

### 3.3 O Evento Vulcânico

A investigação da gênese dos minerais secundários associados às rochas Serra Geral inclui a reconstituição do emplacement dos corpos magmáticos hospedeiros. O presente item discute as hipóteses de trabalho e um modelo geral de emplacement, apesar da grande quantidade de incertezas que envolvem a questão.

A exemplo das outras Províncias de Basaltos de Platô, os derrames de lava da Formação Serra Geral não oferecem facilmente indícios sobre seu emplacement, o que se reflete na carência de modelos na bibliografia. Comentários genéricos sobre o “caráter fissural das erupções” que originaram os derrames, como feitos por White (1908, v. 1, p. 217) e por Walther (1927, p. 6), se mantiveram ao longo das últimas décadas, refletindo a ausência de estudos de vulcanologia física na Formação Serra Geral. Esta ausência é uma tendência internacionalmente histórica, enfatizada por Sparks (1983), quando salienta que a relação entre estudos geoquímicos e estudos de vulcanologia física é superior a 100 por 1. Apenas as pesquisas levadas a cabo pelos geólogos norte-americanos na Província de Columbia River (WA-USA), no Hawaii e na Islândia modificaram este quadro, com o estabelecimento das três teorias de formação de Províncias de Basalto de Platô abaixo apresentadas.

O imageamento de Marte permite a visualização de uma paisagem similar à que existia durante o emplacement dos derrames de lava da Bacia do Paraná, a partir de derrames de lava semelhantes àqueles da Formação Serra Geral (FIG. 21).

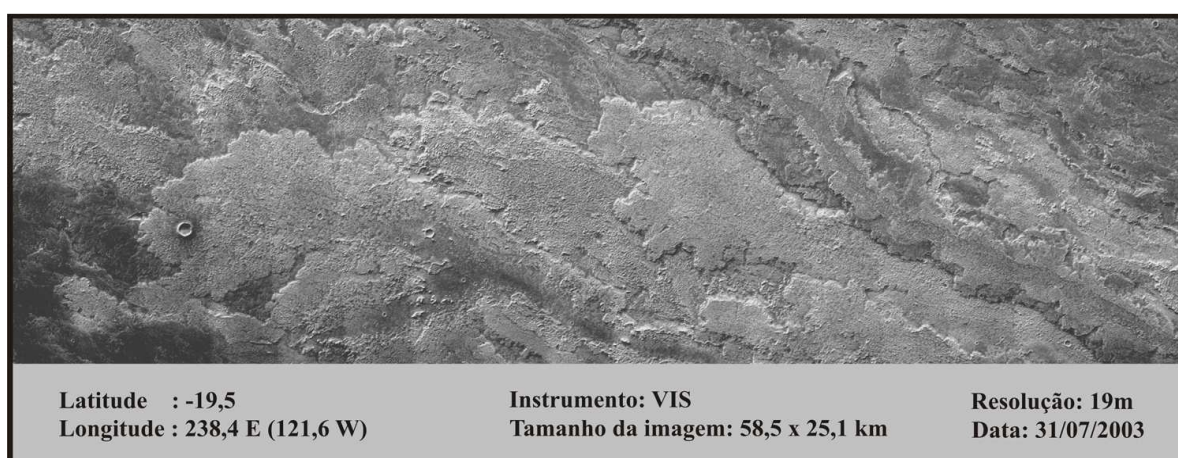


FIGURA 21 - Derrames de basaltos de platô superpostos visualizados no Planeta Marte, em Arsia Mons. Fonte: [www.marstoday.com](http://www.marstoday.com).

### 3.3.1. O Modelo de Shaw e Swanson (1970)

A teoria clássica para basaltos de platô foi apresentada por Shaw e Swanson (1970), a partir da análise das feições do Basalto de Yakima da Província de Columbia River (WA-USA). Trata a lava como um fluido homogêneo, isotérmico e incompressível e sobre ela aplica métodos tradicionais de mecânica de fluidos, assumindo uma viscosidade de 500 poises, uma superfície horizontal infinita, um suprimento ilimitado de lava (p. 292) e fluxo turbulento.

O modelamento matemático (Tabela 1 e Figura 6) previu um fluxo com 3 metros cúbicos de lava ejetados por unidade de comprimento da fenda (cm), a partir de uma fenda com 3 metros de largura, adquirindo em 10 segundos uma altura de 4 metros próximo à origem e avançando 80 metros sobre o terreno. Em 10 minutos, a frente de lava avançou 3 km e, após 165 horas (quase uma semana), foram ejetados 300.000 metros cúbicos de lava por unidade de comprimento da fenda (cm), avançando 800 km sobre o terreno, com uma altura de lava de 40 metros próximo à fonte. Inicialmente a velocidade de avanço da frente de lava é possivelmente maior que 20 km/h, decrescendo para 10 km/h depois de 50 km e assumindo valores quase constantes de 5 km/h para distâncias maiores. Superpõem-se a esse cenário as possibilidades de transições do fluxo de turbulento para laminar, a formação de lagos de lava (“ponding”) e declives regionais.

Uma figura plausível para os derrames Yakima, segundo os autores, é de um imenso rio de lava (p. 286), com uma largura de vários quilômetros paralelo à fissura mais ou menos contínua que lhe deu origem. Uma fissura com 3 metros de largura, um comprimento de 3 km e um declive hidráulico de 0,1 implica em um volume de lava ejetada de  $0,6 \text{ km}^3/\text{h}$  ( $14,4 \text{ km}^3/\text{dia}$ ). Introduzindo algumas variáveis em relação à fissura e ao volume de lava extravasada, o modelo adquire grande complexidade. Os dados volumétricos indicam que, imediatamente após o emplacement, cada unidade de fluxo possui uma composição e uma temperatura uniforme, exceto em suas margens, com possíveis variações de composição entre o magma inicial e final.

O aspecto mais destacado desse modelo é que ele implica no fato que um derrame de lava de basalto de platô, mesmo de grande porte ( $>30\text{m}$ ), esteve líquido em toda a sua extensão e espessura em um dado instante inicial, antes de esfriar. Esse aspecto constitui uma diferença fundamental entre esse modelo e os modelos mais recentes.

### 3.3.2 O Modelo de Hon et al. (1994)

O modelo para derrames de lava desenvolvido por Hon e Kauahikaua (1991) e Hon et al. (1994) postula que os derrames iniciam com lobos de lava pouco espessos no topo dos quais se forma imediatamente uma crosta viscoelástica, parte da qual se transforma rapidamente, em porcentagem cada vez maior, em crosta rígida. Esta crosta confina a lava, aumentando a pressão hidrostática na frente do derrame, que continua avançando de acordo com as condições topográficas do terreno, normalmente de inclinações muito baixas (< 5%). A crosta é soerguida com o tempo, inflando o lobo de lava (HON et al., 1994, Figs. 8, 9 e 10). À medida que o derrame se desenvolve, formam-se tubos de lava (p. 360) que promovem um transporte termicamente muito eficiente de lava da fissura de origem até a frente do derrame. Com isso, a lava pode ser transportada por dezenas e centenas de quilômetros, mesmo com taxas de efusão relativamente baixas, sendo possível construir derrames de lava com até 1000 quilômetros de comprimento (SELF et al., 2008).

A inflação dos lobos interfere drasticamente na distribuição de vesículas em derrames de lava espessos, porque a distribuição não é resultante de uma simples interferência entre vesículas ascendentes e o avanço concomitante das frentes de solidificação superior e inferior em derrames estáticos. Os topos e as bases vesiculares dos derrames são formados quando os derrames estão com baixa pressão interna. À medida que a pressão interna aumenta pelo confinamento da lava no derrame, a vesiculação é inibida, o que se expressa pelo surgimento de lava densa com poucas vesículas nos rompimentos de lobos (“outbreaks”).

Comparando as descrições obtidas no Hawaii com grandes derrames submarinos e derrames subaéreos na Islândia e nos USA (Oregon, Novo México, Idaho, Columbia River), os autores concluem que a inflação de lobos de lava é uma alternativa atraente ao modelo de fluxo turbulento de Shaw e Swanson (1970). Os derrames hawaiianos que serviram de modelo para Hon et al. (1994) são de dimensões modestas, com espessuras de até 5 metros e envolvendo volumes de menos de 50.000 m<sup>3</sup> (HON et al., 1994, p. 356). Mesmo assim, o modelo foi aplicado depois aos derrames da Província de Columbia River - USA (Self et al., 1996), da Província do Deccan - Índia (Bondre et al., 2004) e ao Basalto North Mountain – Canadá (Kontak, 2008, p. 93). Detalhes do modelo, entretanto, continuam sendo discutidos (ANDERSON et al., 1999; SELF et al., 2000; ANDERSON et al., 2000).

### 3.3.3 O Modelo de Keszthelyi et al. (2006)

A análise da morfologia dos derrames de lava de Marte (KESZTHELYI et al., 2006) evidenciou a existência de derrames cuja superfície é dominada por placas com tamanhos entre 1-10km que se movimentaram umas em relação às outras, gerando depressões lineares (sulcos) ao longo dos contatos. As placas podem ser completamente trituradas, formando cristas paralelas que, por sua vez, podem quebrar-se em placas outra vez. O modelo de emplacement desses derrames é de um fluxo de lava que flui abaixo de uma espessa crosta já formada e quebrada que se move intermitentemente para se adaptar a novos pulsos de lava injetados no derrame no decorrer do episódio vulcânico.

As superfícies lisas entre as placas e dentro dos sulcos são formadas por lava pahoehoe que emergiu nesses pontos em que o topo do derrame se abriu durante a movimentação da crosta. A brecha que se formou nas cristas é constituída por fragmentos de lobos ou lobos inteiros de lava pahoehoe que foram empurrados uns contra os outros, formando uma crosta com 5 metros de espessura. Em função disso, os derrames de lava cuja superfície é formada por placas e cristas são chamados de derrames do tipo "rubbly pahoehoe", cujo reconhecimento é dificultado pelo fato de os afloramentos mostrarem os derrames de lava sempre em seção. Os cálculos de eficiência termal mostraram que é possível formar um derrame desse tipo com 15-20 metros de espessura e 10 quilômetros de largura no espaço de vários meses.

Derrames com essas morfologias superficiais, indistinguíveis das morfologias dos derrames marcianos, são encontrados na porção SW da área coberta por derrames durante o episódio de Laki (Islândia), formados durante um período de vulcanismo com taxas de efusão excepcionalmente altas ( $\sim 8.000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ).

### 3.3.4 Laki - O Caso Histórico Mais Conhecido

Nas últimas centenas de anos, ocorreram vários episódios de vulcanismo basáltico fissural, como Eldgjá (Islândia) e Lanzarote (Ilhas Canárias) (WOLFF et al., 1984) e o de Tolbachik (Kamchatka - Rússia), que envolveu um volume de  $1,8 \text{ km}^3$  entre julho de

1975 e maio de 1976 (FEDOTOV, 1978, p. 43).

O caso mais estudado é o episódio conhecido como “Laki” ou “Fogos de Skavtár”, ocorrido no Leste da Islândia entre 1783 e 1784. A cronologia de Laki, os impactos ambientais e as feições de campo foram descritos por Sigurdsson (1982), Wood (1984), Thordarson e Self (1993), Thordarson (1995), Thordarson et al. (1996) e Guilbaud et al. (2005), entre outros.

A erupção de Laki iniciou em 8 de junho de 1783 e teve uma duração de oito meses. Neste período, foram extravasados  $\sim 14 \text{ km}^3$  de lava (quartzo tholeiito muito evoluído) através de 115 crateras alinhadas ao longo de uma fissura com 25 km de comprimento, cobrindo de lava uma área com  $565 \text{ km}^2$  (Sigurdsson, 1982). Thordarson e Self (1993) enfatizam que quase 60% do volume total de lava foi ejetado ao longo de cinco episódios nos primeiros 48 dias, com a lava fluindo 25 a 35 km em vários dias a uma semana.

Os voláteis liberados pela desgaseificação da lava provocaram uma catástrofe ambiental de grandes proporções. A liberação de  $1,3$  a  $6,3 \times 10^7$  toneladas de  $\text{SO}_2$  produziu uma névoa azulada sobre a Islândia que induziu uma mortandade, por fome, de 50% do gado, 79% das ovelhas, 76% dos cavalos e de 24% dos habitantes da ilha. A névoa estendeu-se à Europa, Ásia e até à África. Esses imensos volumes de  $\text{CO}_2$  e  $\text{SO}_2$ , com quantidades subordinadas de HF e HCl, permaneceram basicamente na troposfera e secundariamente na estratosfera. À medida que a chuva retirava as gotículas sub-micrônicas de ácido sulfúrico da troposfera, novos volumes substituíam este ácido devido à contínua liberação de gases no episódio vulcânico (WOOD, 1984). Esse comportamento permitiu modelar os impactos climáticos causados por derrames como os da Formação Serra Geral e foi usado por Thordarson e Self (1996) em relação ao único grande derrame de lava estudado no planeta, o Membro Roza do Columbia River Basalt Group (WA-USA).

Almeida (1946, p. 235) e Waichel (2005) reconheceram a importância do episódio de Laki na discussão do evento Serra Geral. As características do evento aplicam-se às erupções fissurais em geral: a duração do evento vulcânico de vários meses mesmo para um volume de lava restrito; o extravasamento da lava em volumes muito variáveis ao longo da duração do evento; a forma do vulcanismo através de condutos alinhados com chafarizes de lava; a intensa desgaseificação com volumes extraordinários de voláteis e a completa ausência de minerais secundários nas cavidades dos derrames de lava recém-resfriados.

### 3.3.5 Características de um Evento Vulcânico Individual

A partir da apresentação das teorias gerais sobre a formação dos derrames de lava das Províncias de Basaltos de Platô, torna-se possível avaliar se existe, em um derrame individual, uma distribuição regular e previsível dos principais condicionantes da gênese de minerais secundários, que são a composição química do derrame e a sua porosidade primária (cavidades e diáclases).

Durante décadas vigorou um modelo muito simples de geração dos derrames básicos das Províncias de Basaltos de Platô. O modelo consistiu de câmaras magmáticas na base da litosfera, geradas pelo impacto de uma pluma do manto, com um transporte do magma em altas velocidades através de fissuras diretamente à superfície e a formação dos derrames pelo extravasamento de grandes ondas de lava extremamente velozes (SHAW; SWANSON, 1970). As versões atuais (FIG. 22) substituem a pluma do manto por um modelo extensional complexo e uma geração do magma a partir de fontes diferentes do manto superior (SHET, 1999); sua ascensão em etapas, pausando em sills que representam câmaras magmáticas secundárias; seu extravasamento ao longo de vários anos, possivelmente décadas a um século (HON; KAUAHIKAUA, 1991) e sua distribuição no terreno através de um processo lento de avanço da lava sob uma crosta que induz a um isolamento térmico altamente eficaz, gerando derrames de lava com até 1.000 km de comprimento (SELF et al., 2008).

As rochas ácidas da Formação Serra Geral, por outro lado, apresentam sérios problemas para a proposição de modelos genéticos devido à ausência de eventos vulcânicos deste tipo em tempos históricos. Sua formação através do colapso de colunas piroclásticas (reignimbritos) para a fácies Palmas ou fluxos de lava de baixa viscosidade para a fácies Chapecó é discutida na literatura (GARLAND et al.; 1995, UMANN et al., 2001), mas não permite discutir detalhes como aqueles possíveis para derrames básicos.

Um vulcanismo básico do tipo derrame subaéreo de Província de Basalto de Platô pode ser modelado tentativamente a partir das características do histórico episódio de Laki (Islândia), dos processos vulcânicos atuais, principalmente do Hawaii (USA), de onde provém farta bibliografia a respeito; dos derrames muito estudados das Províncias Columbia River (USA) e Deccan (Índia) e do grande volume de informações disponível a respeito da Formação Serra Geral. Como já enfatizado por Bondre et al. (2004) para a Província do



Deccan, mesmo com estes dados persistem muitas incertezas sobre o emplacement dos derrames de basaltos de platô continentais.

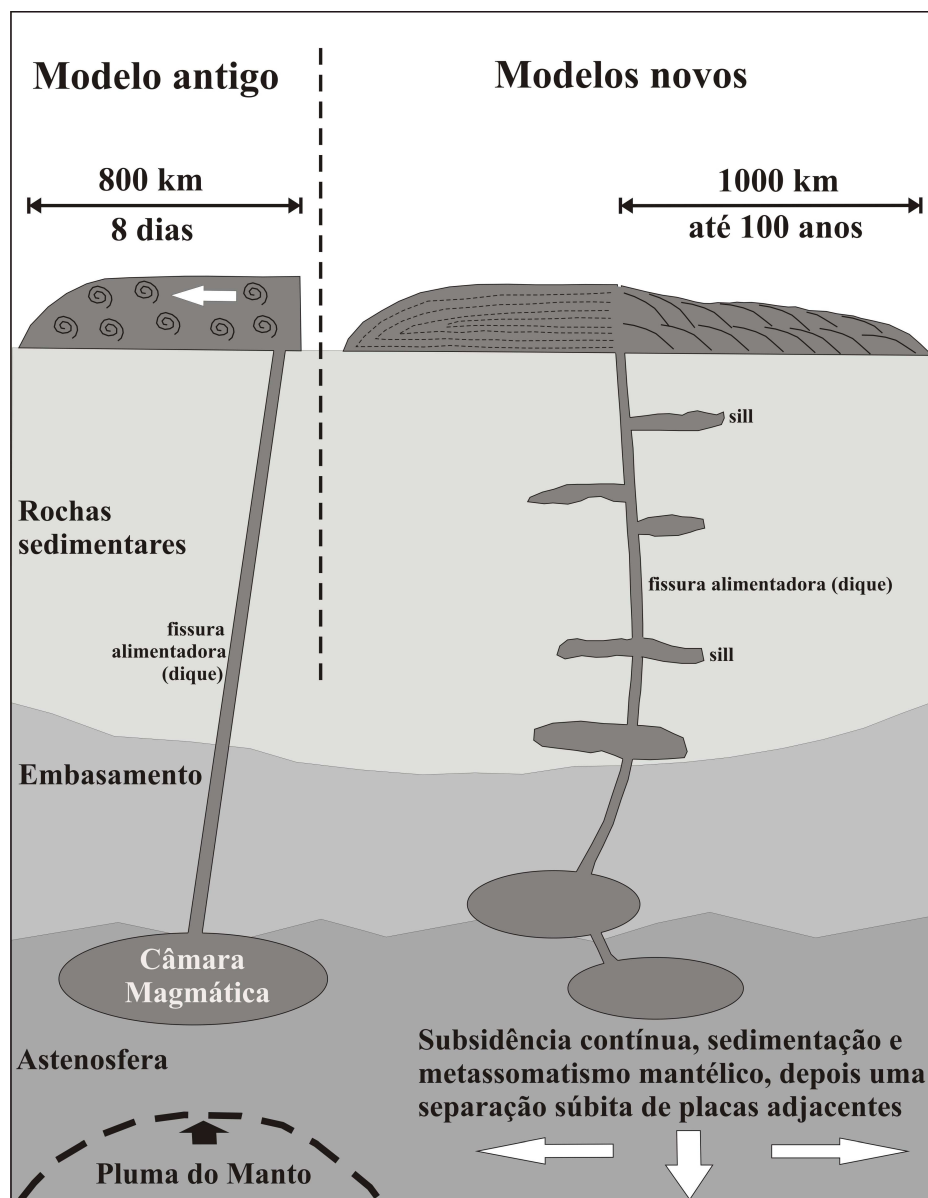


FIGURA 22 – Esquema, sem escala, das diferenças conceituais entre o modelo antigo e os modelos novos para a formação de derrames de lava básicos de Províncias de Basaltos de Platô. Fonte: autor.

Na estruturação de um derrame, influenciam, inicialmente, a topografia e a natureza do substrato. As dunas altas (>100m) do Deserto Botucatu e posteriormente as irregularidades características dos topos de derrames de basaltos de platô (GUILBAUD et al., 2005) são fatores que não permitem o desenvolvimento de uma base reta e horizontal destes corpos magmáticos em uma escala de quilômetros. A tendência sempre é uma variação

expressiva (< 20m) da altura do contato inferior, como constatado durante a construção de UHEs (Item 2.7.1). As características físicas do substrato dependem de sua natureza, que varia entre os materiais relacionadas a derrames pré-existentes e os litotipos interderrames, alternando-se entre rochas ígneas e sedimentares.

As irregularidades nos substratos encontrados pelos sucessivos eventos vulcânicos formadores de derrames originam duas conseqüências importantes. Por um lado, o recobrimento destas superfícies heterogêneas impõe, aos novos derrames, uma variação em suas espessuras correspondente à escala das irregularidades encontradas. Quando as irregularidades são de maior porte, obrigam os derrames a supera-los através da formação de “microderrames”, lagos de lava e derrames de espessuras diversas, fazendo com que as espessuras dos derrames se alteram entre 30% e 50%, inclusive a distâncias reduzidas como algumas centenas de metros (UHE de São Simão – MOLER; CABRERA, 1976, p. 198; MARTINS, 1983, p. 163). Desta forma, as lavas de um evento vulcânico podem mudar drasticamente sua aparência a curtas distâncias lateralmente: um conjunto de “microderrames” pode, por exemplo, evoluir lateralmente para um derrame espesso de grande porte, como ilustrado por Araújo et al. (1987, Fig. 2). A segunda conseqüência é que as lavas de qualquer evento vulcânico, extravasado sobre algumas dezenas ou centenas de quilômetros quadrados, cobrem muitos tipos de substratos diferentes, com a conseqüente multiplicidade de interações entre derrame e substratos (rígidos, soltos, secos, úmidos, porosos, impermeáveis, etc.).

Estas observações apenas ratificam a assertiva dos vulcanólogos físicos que asseguram que, mesmo examinando dezenas de exposições ao longo de grandes distâncias, é muito difícil caracterizar um corpo ígneo de grande porte (SELF et al., 1998, p. 100). Na área de ocorrência da Formação Serra Geral, a identificação das rochas formadas por um evento vulcânico único, em uma escala de várias dezenas de quilômetros, somente é possível em uma área de “macroderrames”, individualizados através de feições de campo, petrográficos e geoquímicos, como em Szubert et al. (1979), Gomes (1996), Jost et al. (2006) e Arioli et al. (2008). Na área de estudo desta tese, constituída predominantemente por regiões de grandes dunas cobertas por um complexo de derrames de portes variados e composições geoquímicas semelhantes, a identificação dos derrames básicos derivados de um único episódio vulcânico é extremamente difícil.

O modelo vulcanológico adquire uma importância pétrea na previsão do padrão de resfriamento do derrame, das alterações composicionais e da distribuição de feições

vulcânicas e de cavidades. A discussão da gênese das feições dos derrames muda completamente a partir do momento em que um derrame de grande porte precisa ser entendido como formado por pulsos sucessivos de lava injetados ao longo de meses e anos, um atrás do outro, sempre no núcleo do derrame, sob uma crosta cada vez mais espessa. Com a alteração do modelo de emplacement, modifica-se a evolução térmica do complexo e aumentam significativamente as possibilidades de alterações em sua composição química. Também mudam as condições de formação das diáclases e dos níveis vesiculares superiores e inferiores. Além disso, é preciso ter em mente que provavelmente existem tipologias de emplacement ainda não reconhecidas. Impõe-se uma visão de derrames complexos, provavelmente contendo feições de processos ainda não reconhecidos, ao invés de corpos magmáticos simples e previsíveis.

A distribuição de voláteis e a formação de cavidades reflete esta complexidade. Como nos derrames atuais, durante um evento vulcânico de longa duração podem estar presentes todos os termos entre lava completamente desgaseificada e emissão exclusiva de voláteis (SAHAGIAN, 1991; MENAND; PHILLIPS, 2005). Portanto, ao invés de considerar um derrame como formado por um magma básico com determinada taxa fixa de voláteis, precisa-se trabalhar com um modelo em que um derrame é constituído por pulsos de lava com taxas altamente variáveis de voláteis.

Aplicando o volume total e as variações do volume de voláteis ao longo do evento vulcânico aos novos modelos de emplacement, visualiza-se a potencial complexidade do tema “vesiculação de derrames”. Cada um dos estilos de emplacement de derrames de lava (volume-limitados, resfriamento-limitados, acidentalmente-rompidos, capturados ou alimentados por tubo, PINKERTON; WILSON, 1994) possui um comportamento de voláteis próprio. As teorias correntes de processos de vesiculação de lavas (e.g. SAHAGIAN, 1985) aplicam-se a derrames de pequena espessura, como as hawaiianas (BOTTINGA; JAVOY, 1990, 1991; MANGAN et al., 1993; CASHMAN et al., 1994). Não é mais possível entender uma vesícula no nível vesicular superior de um derrame espesso como formada próximo à base e de ter ascendido até o topo do derrame.

Em relação à composição das lavas produzidas ao longo de um evento vulcânico específico, também é possível decidir entre as possibilidades de homogeneidade ou heteogeneidade, dentro dos amplos limites de cada um dos magmas-tipo das rochas básicas da Formação Serra Geral. Os potenciais mecanismos de contaminação subsuperficial do magma, entre sua gênese e antes de seu extravasamento em superfície, por si só são

suficientes para sugerir a possibilidade de mudanças composicionais em um grande derrame composto no decorrer de um evento vulcânico individual cuja duração se estende por vários meses a anos. Uniformidade composicional sómente ocorre se o magma é homogeneizado de maneira altamente eficiente em uma câmara magmática de grande porte antes da erupção, como em Laki (Islândia) (GUILBAUD et al., 2005, p. 82). Estas alterações composicionais provavelmente se traduzem em variações pequenas nos elementos maiores (principalmente  $K_2O$ ) e nos elementos menores (Zr, Ni, ETR, etc). Além disso, alterações nas texturas das rochas e na mineralogia primária podem ser atribuídas aos processos de emplacement: nos derrames do Tipo II de Gomes (1996, p. 35), olivina não ocorre na porção central, apenas no topo e na base dos derrames. Da mesma forma, no topo e na base ocorre apenas augita, mas na porção central ocorre pigeonita.

A evolução previsível do resfriamento de um derrame de grande porte construída a partir do modelo de emplacement antigo desaparece com os modelos de emplacement mais recentes. No derrame, forma-se inicialmente uma crosta isolante no topo que preserva a temperatura do interior. Um derrame de grande porte inclui feições como áreas de lava em repouso (lagos de lava – “ponding”) e áreas de lava em movimento (rios e tubos de lava). A temperatura nos lagos de lava decresce de maneira mais uniforme, mas recargas de lava podem modificar a evolução das frentes de resfriamento. Abaixo desta crosta fria flui lava com temperaturas praticamente originais por meses e anos, até que o evento vulcânico cessa. Os níveis vesiculares, em tese, se tornam mais espessos enquanto o derrame se estabelece no terreno, implicando em crostas vesiculares mais espessas próximas da origem da lava e crostas vesiculares mais finas nas bordas do mesmo derrame. Níveis vesiculares resfriam muito mais rapidamente que a lava densa porque sua difusividade termal é maior e sua inércia termal menor em relação aos derrames maciços (KESZTHELYI, 1994).

Feições específicas (trincas, diques de sedimento) no topo do derrame podem induzir a mudanças profundas no resfriamento, porque abrem a superfície do derrame permitindo o acesso de água meteórica e sedimento ao seu interior, enquanto pela mesma feição o calor abandona mais rapidamente o corpo magmático. Assim, a evolução das isothermas de resfriamento superior e inferior em direção ao centro do derrame assume comportamento muito irregular.

Os elementos que se desenvolvem acima do derrame determinam, principalmente, a porosidade e a permeabilidade do topo do derrame, em contato com o próximo derrame ou com litotipos interderrames. Quanto mais poroso e permeável for o

contato, maior será a posterior circulação de fluidos por este contato. Esta circulação pode se dar no sentido ascendente, descendente ou horizontal. Quanto maior a circulação de fluidos, maiores as possibilidades de precipitação ou dissolução de minerais secundários nas cavidades (de qualquer tipo) existentes nos níveis vesiculares do topo do derrame.

Portanto, um contato de baixa porosidade e permeabilidade, como um contato “soldado” (fechado) do derrame com o derrame ou litotipo subjacente, diminui as possibilidades de percolação de fluidos no nível vesicular superior e nas cavidades existentes na porção superior do derrame. Estas cavidades assumirão um comportamento que se aproxima daquele de um sistema fechado. Por outro lado, um contato com alta porosidade e permeabilidade ou um topo de derrame encimado por uma espessa camada de sedimento interderrame, induz nas cavidades de topo de derrame uma circulação intensa de fluidos e grandes possibilidades de cristalização de minerais secundários a qualquer tempo. Estas cavidades se comportarão basicamente como um sistema aberto.

Concluindo essa discussão, dois pontos importantes se sobressaem. A questão inicial, da eventual homogeneidade das condições que influenciam a formação de minerais secundários em um complexo vulcânico, encontra a sua resposta na negativa desses corpos magmáticos para algum tipo de homogeneidade na distribuição da porosidade e permeabilidade primária, na escala de metros a quilômetros, dependendo da tipologia dos derrames. Da mesma forma, as características físicas e químicas em um determinado ponto de um corpo magmático específico não podem ser tomadas como representativas para todos os corpos magmáticos produzidos durante o evento vulcânico gerador do corpo magmático.

### **3.4 Meteorologia do emplacement dos derrames da Formação Serra Geral**

Qualquer superfície quente ou foco de calor, em qualquer escala, interage com o ar acima dele, gerando normalmente uma coluna de ar quente ascendente acompanhada de um ingresso lateral de ar mais frio. Dependendo da escala e de uma série de fatores, esta interação pode evoluir para perturbações meteorológicas de grande porte. Erupções vulcânicas recentes de grande porte, intensamente monitoradas, como as do Mount St. Helens (USA) em 1980, do vulcão El Chichón (México) em 1982 e do vulcão Pinatubo (Filipinas) em 1991, forneceram um grande volume de dados sobre o comportamento dos materiais ejetados para a

atmosfera nestes eventos. Cada episódio possui um comportamento individual, mas em todos eles os gases e as poeiras foram lançados a quilômetros de altura e, em algumas situações, puderam ser acompanhados ao redor de todo o planeta.

Por analogia, a erupção que gera um evento vulcânico fissural de grande porte, responsável por um grande derrame de lava de uma província continental de basaltos de platô, igualmente tem o potencial de impactar a atmosfera em graus variáveis. Neste item o objetivo é a reconstituição tentativa dos eventos meteorológicos que acompanham uma grande erupção e suas implicações no produto final “rocha vulcânica” e na formação de minerais secundários nestas rochas.

O modelamento dos distúrbios meteorológicos regionais e planetários concomitantes ao emplacement dos grandes derrames das Províncias de Basaltos de Platô não pode se apoiar em exemplos recentes desse tipo de evento vulcânico. De uma maneira geral, os voláteis lançados na atmosfera transformam-se na estratosfera em aerossóis sulfúricos ácidos e podem, junto com as partículas de poeira, bloquear a luz do sol causando, de acordo com alguns autores, aquecimento global e, de acordo com outra corrente, esfriamento planetário, além de chuva ácida (WOLFF et al., 1984; STOTHERS et al. 1986; STOTHERS, 1989; THORDARSON; SELF, 1996; BUENO, 2004, p. 210 e referências ali contidas). Neste contexto, os impactos climáticos causados pelo emplacement das Províncias dos Traps Siberianos e do Deccan são muito discutidos, pois coincidem, respectivamente, com a extinção em massa P-Tr (Permiano-Triássico) e a extinção em massa K-T (Cretáceo-Terciário).

Se os impactos meteorológicos do emplacement de derrames de basaltos de platô subaéreos provavelmente são de escala planetária, com o potencial de induzir a extinções em massa, é lícito supor a existência de grandes impactos meteorológicos concomitantes em nível local e regional, cuja tipologia será discutida abaixo. Envolvendo um evento meteorológico de grande porte, este modelamento é tentativo, com um elevado grau de dificuldade, como atestam os furacões que afetam o território norte-americano, continuamente oferecendo surpresas apesar de toda a tecnologia empregada em seu estudo.

### 3.4.1 Primeiros Instantes do Evento Vulcânico

O extravasamento inicial da lava de um evento vulcânico fissural característico de uma Província de Basaltos de Platô dá-se por extensas fraturas, representadas, na Bacia do Paraná, por um grande número de diques de diabásio, alguns com espessuras de várias centenas de metros. O modelo de erupção dos derrames Serra Geral provavelmente foi semelhante ao que se viu em Laki (Islândia), com um sistema de fraturas ao longo das quais se alinham dezenas a algumas centenas de condutos (“vents”) com cones de até pouco mais de uma centena de metros de altura, que se estabelecem de forma progressiva, escalonada, entrando em erupção em grupos. Uma vez iniciado o extravasamento da lava, a fratura original pode tornar-se mais larga pela fusão das rochas encaixantes ou mais estreita pelo resfriamento da lava junto às paredes. Uma combinação dos dois mecanismos provavelmente faz o sistema evoluir até reduzir-se a uma seqüência de condutos alinhados (BRUCE; HUPPERT, 1989, Fig. 4).

As dimensões dos derrames Serra Geral, muito superiores a Laki, projetam um evento em escala muito maior. O evento vulcânico inicia com um sistema de chafarizes (“fountains”) de lava, que evolui para uma “cortina de fogo” (“fire curtain”) (BRUCE; HUPPERT, 1989). A lava flui de forma turbulenta a partir desta “cortina”, formando rios, cascatas e lagos de lava inicialmente incandescentes, expondo a lava diretamente à atmosfera, sem que a perda de calor seja impedida pela formação de crostas isolantes sobre os derrames. Em um segundo momento, após horas ou dias, os chafarizes evoluem para um sistema de condutos cobertos por crostas insulantes que promovem um transporte termicamente muito eficiente da lava por dezenas de quilômetros até a frente do derrame.

As alturas dos chafarizes de lava atuais, no Hawaii, situam-se entre 200 metros (SCHMINCKE, 2004, fig. 6.13 e 10.7) e 510 metros, variando durante o episódio eruptivo (PARFITT et al., 1995, Fig. 2 e p. 443), corroborando as observações visuais de Laki, onde as alturas dos chafarizes foram estimadas entre 600 e 1450 metros (THORDARSON; SELF, 1993, p. 257). O estilo das erupções nos condutos depende do conteúdo de voláteis do magma e do grau de coalescência das bolhas formadas por estes voláteis durante o armazenamento do magma nas câmaras magmáticas em profundidade e durante sua ascensão, variando atualmente em Kilauea (Hawaii), entre os extremos de uma erupção de lava com um baixo

conteúdo de voláteis produzindo rios de lava e uma erupção que consiste apenas de gás (SAHAGIAN, 1991).

A partir deste momento inicia a interação entre o derrame e a atmosfera. Parte-se do pressuposto que o derrame está cobrindo uma determinada área com lava que se mantém, em parte, principalmente nas áreas de fluxo de lava, incandescente no contato com a atmosfera. Mesmo nas áreas em que a lava incandescente já foi coberta por uma fina crosta já resfriada, esta ainda alcança 800°C, sendo esta também a temperatura do ar quente ascendente por “janelas” (“skylights”) de tubos de lava (PETERSON et al., 1994, p. 359).

Áreas coberta por lava podem ser subdivididas, em relação aos espectros de temperatura, em (i) áreas de baixa emissão de calor, representadas por derrames em processo de resfriamento, (ii) áreas com emissão de calor intermediária, formadas, p. ex., por lava coberta por uma fina, flexível e incandescente capa isolante (insulante) ( $T \sim 900^\circ\text{C}$ ), e (iii) áreas com alta emissão de calor, formadas pelas regiões de lava exposta, em fluxo turbulento, sem capa isolante nem blocos já consolidados boiando (FLYNN; MOUGINIS-MARK, 1994). O processo de resfriamento baixa muito rapidamente as temperaturas da lava. Após poucas horas (~2 hs), a temperatura da superfície de um lobo de lava em processo de resfriamento baixa para pouco mais de 300°C. Portanto, a interação lava-atmosfera aqui desenhada refere-se apenas à área do conduto com os chafarizes de lava e às regiões adjacentes onde a superfície da lava está incandescente ou apenas com uma fina crosta a altas temperaturas, um quadro que será encontrado apenas na área de condutos de eventos vulcânicos de maior porte.

As temperaturas de uma superfície de lava basáltica oscilam entre 800 e 1100°C. A medição das temperaturas de um rio de lava atual, no Hawaii (Vulcão Kilauea), forneceu temperaturas entre 1090 e 1150°C para o centro do rio e entre 1100 e 1150°C nas margens do rio de lava. A crosta recém-formada apresentava temperaturas entre 736 e 940°C no centro do rio e 458 a 654°C nas margens. Integrando estes dados, calcula-se que o rio de lava emitia  $1,3 \times 10^5 \text{ W/m}^2$  no centro,  $2,9 \times 10^4 \text{ W/m}^2$  nas margens e aproximadamente  $7,9 \times 10^4 \text{ W/m}^2$  entre o centro e as margens (FLYNN; MOUGINIS-MARK, 1994).

Mas a partir de que modelos é possível estimar o impacto meteorológico local de um evento vulcânico fissural? Os grandes incêndios florestais permitem o estudo das nuvens convectivas desses eventos, mas caracterizam-se normalmente por uma linha de fogo que avança de acordo com o padrão dos ventos. Entretanto, os grandes incêndios que se seguiram aos bombardeios de algumas cidades alemãs (Kassel, Hamburgo) ao final da II Guerra Mundial, caracterizam extensas áreas completamente tomadas pelas chamas.



No caso de Hamburgo, o incêndio ocorreu de 24-27 de julho de 1944, induzido por bombardeios aéreos, ao final de um verão seco. Foi incendiada uma área de 13 km<sup>2</sup>, gerando calor de 8 a 12 quilolangley/hora ou 8.000 a 12.000 cal/cm<sup>2</sup>/h. Como a área era de 1,3 x 10<sup>11</sup> cm<sup>2</sup>, a energia liberada chegou, em média, a 1,3 x 10<sup>15</sup> cal/h, i.e., uma energia aproximadamente cem vezes maior do que a radiação solar incidente num plano perpendicular aos raios solares (LANDSBERG, 1969, v. 2). O incêndio durou cerca de 6 horas em sua intensidade máxima. Durante este período, ventos com força de furacão, com 50 a 60 m/s e mais (180-216 km/h), sopraram, de toda a periferia da cidade, para o centro de calor mais intenso, com uma curvatura ciclônica devido à Força de Coriolis. Indiretamente determinaram-se, nas ruas, temperaturas superiores a 750°C. Acima da cidade, formou-se uma enorme nuvem cumulo-nimbus que alcançou a tropopausa que, a médias latitudes como em Hamburgo, situa-se aproximadamente a 12 km de altitude.

Quando o vento sopra para dentro do fogo é chamado de vento anti-fogo, “tempestade de fogo” para o grande público. O fogo constitui um volume de densidade uniformemente baixa que cria um gradiente de pressão horizontal. Este aumenta do topo à base das chamas, causando uma velocidade de vento máxima tão perto da superfície do terreno quanto o atrito o permite (BUETTNER, 1967, p.104). No incêndio de Hamburgo, o vento superficial foi incrementado porque teve que forçar sua passagem através de ruas estreitas, situação que não se repete no caso de um derrame de lava a céu aberto, quando o ar mais frio tem acesso à área quente por todos os lados. Portanto, os ventos no caso de um derrame de lava não devem atingir a mesma magnitude dos ventos do incêndio de Hamburgo.

O vento-de-fogo (“firewind”) pode ser calculado (BUETTNER, p. 128):

$$V_F = \sqrt{2 \Delta P / d}$$

onde  $V_F$  é a velocidade do vento em cm/s,  $\Delta P$  a diferença de pressão entre a área sob fogo e a periférica (dyn/cm<sup>2</sup> = mb x 1000) e  $d$  é a densidade do ar (g/cm<sup>3</sup>). Então, para  $\Delta P$  de 8 mb (8.000 dyn/cm<sup>2</sup>) e densidade do ar de 1,287 x 10<sup>-3</sup> g/cm<sup>3</sup>,  $V_F = 3765$  cm/s = 135,5 km/h.

O cálculo da emissão de calor por lava incandescente é feito pela fórmula:

$$E = \sigma T_e^4$$

onde  $E$  é a cal/min (energia térmica emitida),  $\sigma$  a constante de Stefan-Boltzmann ( $8,14 \times 10^{11}$  cal / cm<sup>2</sup> / min / °K<sup>-4</sup>),  $\varepsilon$  a emissividade da lava ( $\Sigma \sim 0,85 - 0,90$ . Menor que 1, já que este é o  $\Sigma$  de um irradiador perfeito ou “corpo negro”), e  $T$  (em °K), a temperatura da lava.

Calculando a emissão de uma área coberta por lava, assumindo uma temperatura média de 950°C (1223°K) e uma área idêntica à da cidade de Hamburgo, para comparação, resultam os seguintes valores:

$$E = \sigma T^4 s$$

$$E = 8,14 \times 10^{11} \text{ cal / min / } ^\circ\text{K}^{-4} \times 1223^\circ \text{ K}^4 \times 1,3 \cdot 10^{11} \text{ cm}^2$$

$$E = 2,4 \times 10^{13} \text{ cal/min ou } 1,44 \times 10^{15} \text{ cal/h}$$

(para comparação: Hamburgo =  $1,3 \times 10^{15}$  cal/h)

Como se observa, nas condições de temperatura indicadas, uma superfície de lava basáltica exposta com 13 km<sup>2</sup> emite 11% mais energia, aproximadamente, do que a cidade de Hamburgo em chamas.

Entretanto, um evento vulcânico fissural, pelos modelos atuais, não produz uma situação com 13 km<sup>2</sup> de lava incandescente exposta. Os elevados volumes de voláteis magmáticos (THORDARSON; SELF, 1996) e a intensa desgaseificação representada pelos chafarizes de lava (WOLFF et al., 1984) com alturas superiores a um quilômetro (Laki – THORDARSON; SELF, 1993, p. 257) provavelmente compensam, em parte, uma redução de área de lava exposta em relação ao incêndio de Hamburgo.

Os cálculos permitem concluir, com as reservas que a questão impõe, que o impacto meteorológico local de um evento vulcânico fissural é menor que o incêndio de Hamburgo, mas suficientemente grande para induzir sobre si uma perturbação meteorológica que inclui fortes ventos que convergem para o centro da área em se situam os condutos e as áreas com lava incandescente exposta.

#### 2.4.2 Evolução da Coluna de Gases Ascendentes

O calor de regiões de lava exposta e os voláteis liberados pela lava podem formar, sobre determinadas porções de um derrame de grande porte, no início da(s)

erupção(ções) geradora(s) do derrame, por horas ou dias, uma região de ar aquecido que forma uma coluna de ar quente ascendente que, com o passar do tempo (horas), tenderá a se organizar em uma helicóide com sentido horário, que corresponde à circulação ciclônica (Efeito Coriolis) no hemisfério sul (FIG. 23).

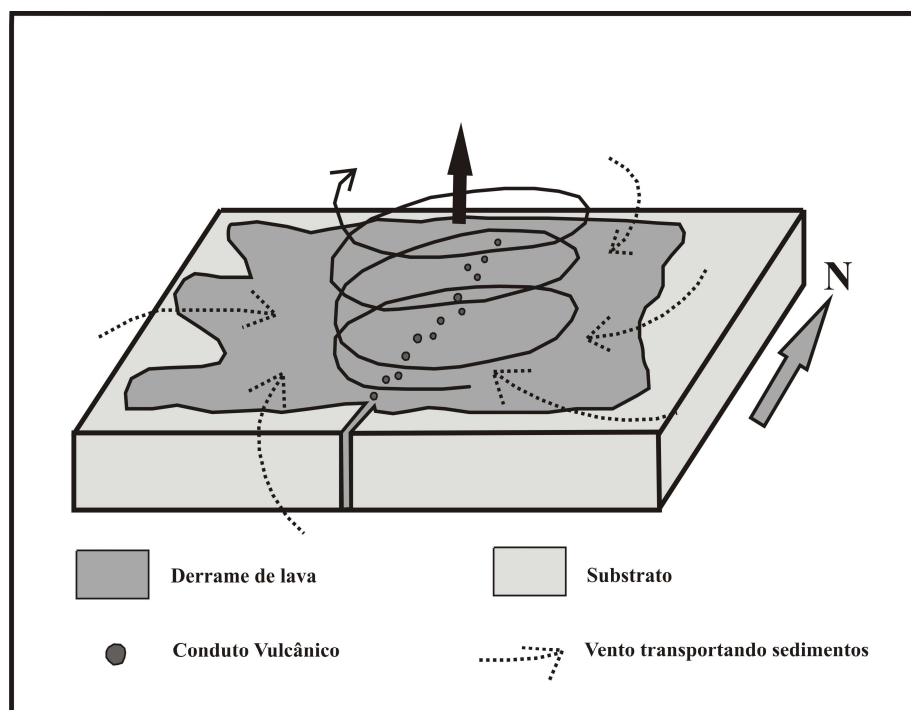


FIGURA 23 - Diagrama esquemático, sem escala, que mostra o início da circulação de ar quente sobre os condutos alinhados de um derrame em processo de extravasamento e o ingresso lateral de ar mais frio, ambos ascendendo e adquirindo um movimento helicoidal devido à Força de Coriolis. A velocidade do ar frio que ingressa lateralmente é suficiente para transportar poeira, talvez até areia. Fonte: autor.

Para repor o ar quente que ascendeu, ingressa nesta zona de baixa pressão ar mais frio lateralmente. Em um clima subtropical, como o foi do Deserto Botucatu, é pouco provável o ingresso de ar frio, com exceção, talvez, durante a noite. O ar mais frio também é influenciado pelo Efeito Coriolis, produzindo igualmente uma circulação em sentido horário. O sistema circulatório que se forma sobre determinada porção do derrame de lava evolui e gera um redemoinho (“whirlwind”). Esse redemoinho, assim como em incêndios florestais, forma uma nuvem pirocumulus no topo da coluna de fumaça, que pode alcançar até 50.000 pés (15.200 metros) de altura (tropopausa), devido a supercélulas de convecção (FROMM; SERVANCHX, 2003).

Para erupções basálticas em fissura, a única referência para o cálculo da altura de plumas convectivas é novamente Laki, para a qual foram calculadas (STOTHERS et al., 1986, p. 727) alturas de 3 a 4 km para erupções médias e 6 a 8 km para erupções máximas. Como a tropopausa situa-se a 11 km de altura sobre a Islândia no verão, neste episódio os voláteis e particulados foram injetados até a troposfera, mas não na estratosfera. A potência dessas plumas permite inferir, com grande segurança, a existência de processos igualmente potentes em nível local, traduzindo-se em fortes ventos superficiais que alimentam a pluma convectiva (FIG. 24).

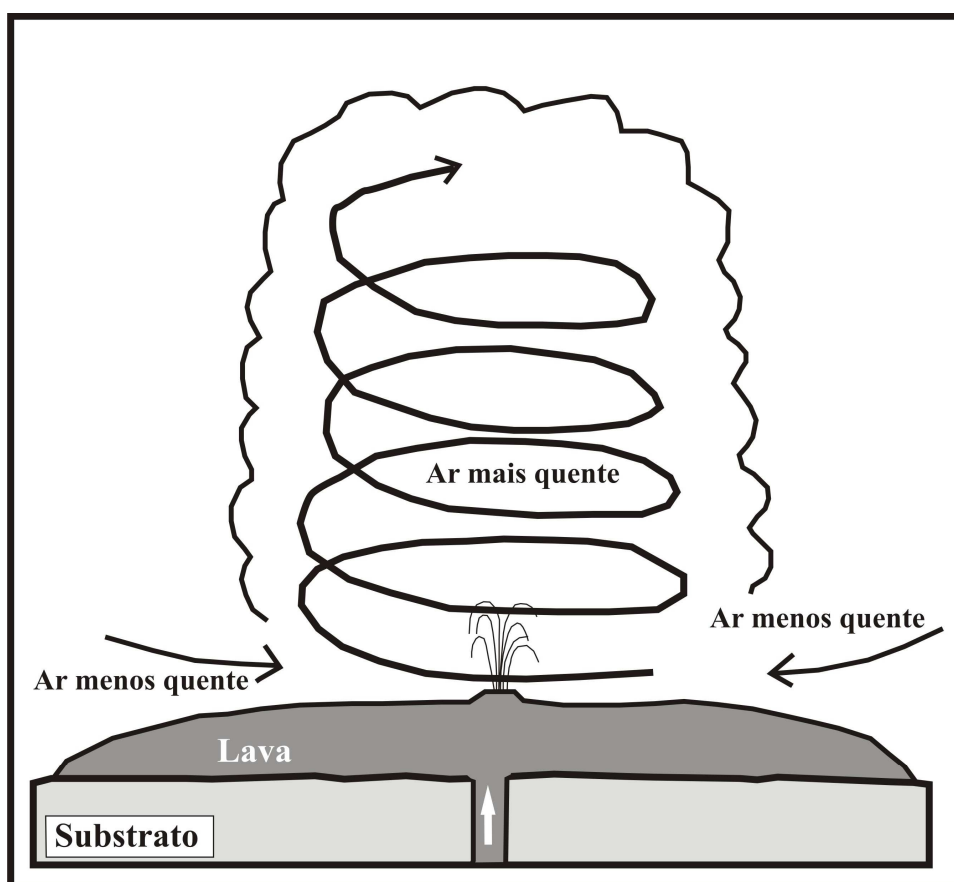


FIGURA 24 - Diagrama esquemático sem escala mostrando, em vista lateral, a evolução da coluna de ar quente e de voláteis provenientes da desgaseificação das chafarizes de lava sobre os condutos geradores de um derrame de lava de grande porte. O ar quente em ascensão sobre a erupção forma uma nuvem convectiva que pode alcançar mais de 10 quilômetros de altura. Fonte: autor.

Plumas (nuvens) convectivas podem evoluir, em questão de horas, para tempestades convectivas com chuvas intensas, como no caso dos incêndios florestais (GOENS; ANDREWS, 1998) e no episódio da bomba atômica de Nagasaki (“chuva negra” - BONKOHARA, 1994).

No caso de um derrame basáltico, a nuvem convectiva incorpora os voláteis exsolvidos pela lava e a umidade que ingressa no sistema pelos ventos induzidos. Uma vez ultrapassando o nível de condensação, cuja altitude é inversamente proporcional ao volume de vapor d'água, formam-se nuvens que podem ou não gerar precipitações, dependendo das condições atmosféricas e das características da própria nuvem (FIG. 25). A chuva terá que superar inicialmente a força ascensional dos ventos no interior da nuvem, para só depois alcançar o terreno. Dependendo do calor ali ainda existente, as gotas de chuva podem passar por evaporação, repetindo o ciclo até que a superfície tenha esfriado.

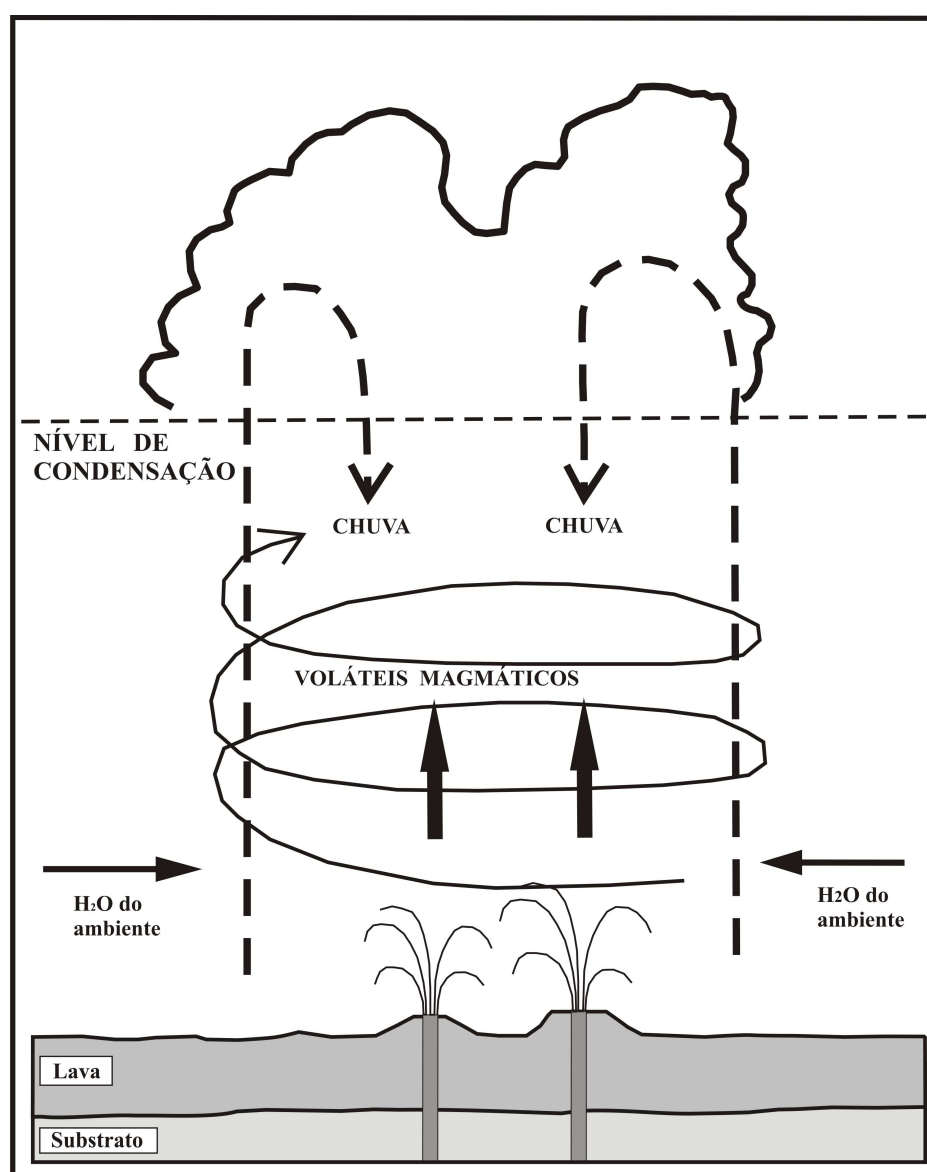


FIGURA 25 - Diagrama esquemático sem escala, em vista lateral, mostrando a evolução da coluna de gases quentes para uma nuvem convectiva de grande porte que incorpora toda a umidade do ambiente e que, uma vez ultrapassando o nível de condensação, pode evoluir para uma tempestade com chuva. Fonte: autor.

### 3.4.3 Impacto na Superfície do Terreno

A umidade do ambiente, a vegetação, a composição geológica do terreno e os ventos dominantes na região formatam os processos que se desenvolvem na superfície do terreno durante a perturbação meteorológica causada por um evento vulcânico fissural. Por ocasião do extravasamento dos derrames Serra Geral, o ambiente era formado por uma extensa região árida cujo maior registro deposicional é formado por areias grosseiras acumuladas em grandes dunas eólicas. A ausência de vegetação de porte, de grandes cursos d'água e corpos d'água de porte como lagos e mar se traduz em um modelo que tem por atores principalmente o vento e abundantes sedimentos inconsolidados.

O transporte de sedimentos finos (silte e argila) pelo vento dá-se por suspensão, enquanto a areia é transportada próxima ao solo (~1m) por saltação e rastejamento. Um vento de 16 km/h produz o arraste de areia sobre a superfície (“surface creep”) e, a partir de ~20km/h, inicia a movimentação de areia (PETTIJOHN et al., 1973, p. 363). Se os ventos gerados por um episódio vulcânico podem alcançar mais de 100 km/h, é viável propor a formação de uma grande tempestade de poeira e areia, ocasionalmente acompanhada por chuvas, sobre porções suficientemente quentes e extensas de um derrame Serra Geral de grande porte. Os sedimentos são lançados sobre a superfície do derrame, contaminando as regiões com lava incandescente e preenchendo desníveis, fraturas e vesículas nos pontos onde a crosta já está formada. A sismicidade que acompanha os episódios vulcânicos pode ter induzida a fluidização de areias impregnadas de umidade (NETOFF, 2004), gerando os “diques” de areia descendentes a partir do topo do derrame.

Materiais piroclásticos que acompanham as erupções são dispersos de tal maneira pelas tempestades que se tornam irreconhecíveis em meio aos sedimentos. Também irreconhecíveis são os sedimentos finos incorporados à lava, enquanto grãos de areia ainda podem ser identificados ao microscópio petrográfico. Grãos de areia em rochas Serra Geral foram encontrados por Wernick e Ebert (1978) em São Paulo, por Miranda (1933, p. 37) em Taquara (RS) e, na área de estudo, foram localizados em abundância na Pedreira Britel (FIG. 31).

### 3.5 Climatologia Sin- e Pós-emplacement da Formação Serra Geral

O processo de abertura do “rift” entre a América do Sul e a África, responsável pelo vulcanismo Serra Geral, dividiu a grande área árida que existia no interior do Gondwana. A invasão das águas do Mar de Tethys no proto-oceano Atlântico (“rift”) introduziu mais umidade no sistema, que ingressou na Bacia pelos ventos do nordeste (PARRISH et al., 1982), tornando o clima da Bacia do Paraná mais úmido.

Ao mesmo tempo, o extravasamento dos derrames de lava alterou radicalmente a paisagem da Bacia do Paraná. As extensas superfícies arenosas de cores claras foram substituídas por superfícies rochosas de cores escuras a pretas que modificaram o albedo local (JERRAM et al., 2000b, p. 516), contíguos a depósitos eólicos que sobreviveram ao sepultamento do deserto. A situação permite sugerir que, nos períodos mais quentes do ano, se formavam, com frequência, redemoinhos de poeira (“dust devils”), reconhecidos nas paisagens similares de Marte através dos rastros que imprimiram na superfície do terreno (FIG. 26).

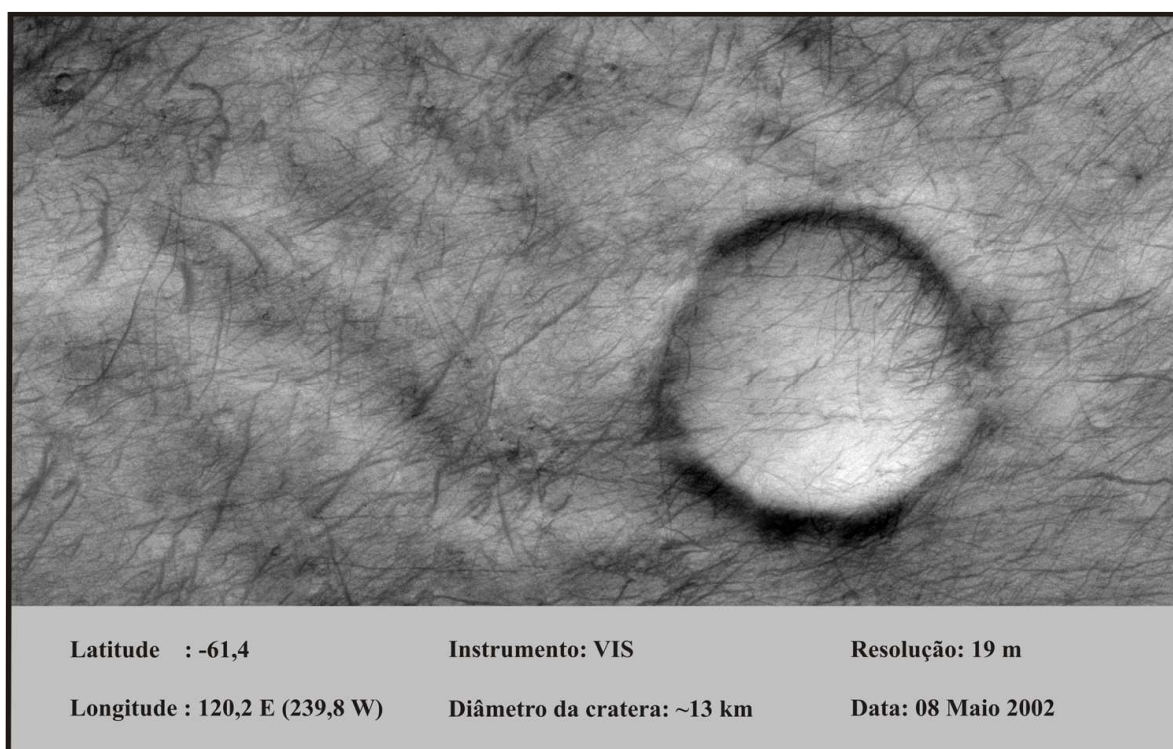


FIGURA 26 - Imagem de rastros de redemoinhos de poeira (“dust devils”) visualizados no Planeta Marte. Fonte: [www.marstoday.com](http://www.marstoday.com).

As superfícies vulcânicas, com graus muito heterogêneos de porosidade e permeabilidade, permitiram a preservação de um grande número de feições relacionadas à pluviosidade deste período. A interação de lavas com águas meteóricas formou espiráculos, lavas em almofada, peperitos, alternâncias de diaclasamentos do tipo entablatura e colunado, pseudo-crateras e outras feições. Mas o maior volume de registros paleoclimáticos sinvulcânicos é encontrado nas rochas interderrames. Aos depósitos arenosos com estratificações cruzadas de grande porte tipicamente eólicos associam-se extensas e espessas “brechas” de blocos vesiculares de basalto em matriz arenosa ou siltosa interpretadas como formadas em fluxos torrenciais, espessas lentes argilosas depositadas de forma subaquática e canais preenchidos por depósitos argilosos e arenosos (SUGUIO; FÚLFARO, 1974). Na área de estudo, o registro da pluviosidade do período inicial do vulcanismo está nas areias interderrames da Pedreira José Inácio, localizada na base da seqüência vulcânica. As areias contêm incontáveis lâminas de argila com gretas de contração (“mud cracks”), formadas através da evaporação de poças de água formadas por chuvas sucessivas. Estes depósitos são testemunhos de uma pluviosidade regular e contínua que existiu durante o extravasamento dos derrames Serra Geral.

A pluviosidade do período formou os aquíferos restritos no edifício vulcânico Serra Geral, acumulando água nas localmente espessas, contínuas, porosas e permeáveis rochas interderrames, bem como circulando água nas cavidades e discontinuidades dos derrames. Inexistem, desta maneira, condições para a geração de minerais secundários a partir da interação de águas meteóricas “puras” com as lavas Serra Geral. Desde os primeiros instantes do evento Serra Geral, deve-se admitir a presença constante de contaminantes na forma de sedimentos pelíticos ou de águas meteóricas, contendo quantidades variáveis de solutos derivados desses sedimentos e da alteração de rochas vulcânicas.

Uma vez encerrado o evento vulcânico, desenvolveram-se sobre os últimos derrames de lava rochas sedimentares mais acessíveis e mais propícias a revelar as condições climáticas do período que o edifício vulcânico ou a Formação Botucatu subjacente. No centro da Bacia, formam o Grupo Bauru, cuja unidade inferior é a Formação Caiuá (ALMEIDA et al., 1981), seguida pelas Formações Santo Anastácio, Adamantina e Marília. No sul da Bacia, integram o Grupo Jacuí, integrados pelas Formações Tupanciretã e Volta Alegre (RICCOMINI et al., 2005).

Os depósitos da Formação Caiuá iniciam como conglomerados polimíticos com em média 5 metros de espessura (SOBREIRO NETO et al., 1981a), que constituem a



base da Formação Caiuá e da Formação Santo Anastácio, quando esta última está imediatamente sobreposta aos basaltos. Os conglomerados foram depositados como leques aluviais em regime de "flash-flooding", (enchentes-relâmpago) em clima sub-desértico a desértico (SOBREIRO NETO et al., 1981a). Entretanto, segundo Riccomini et al. (1981), estes conglomerados são um regolito fóssil gerado em clima provavelmente úmido, indicando a possibilidade da existência de um paleossolo a partir do basalto. As descrições das rochas da Formação como um todo sugerem uma deposição em ambiente francamente aquoso e, ao menos em parte, fluvial (Riccomini et al., 1981) ou flúvio-deltaico (SOBREIRO NETO et al., 1981a).

Posteriormente à Formação Caiuá depositou-se a Formação Bauru, em clima quente e úmido, com a maioria dos sedimentos de origem fluvial. Quando a Formação Bauru se depositou sobre as lavas, pode apresentar um perfil espesso de basalto alterado e erodido, indicando um grande período de exposição antes do soterramento (CABRERA, 1971, p. 39). A Formação Adamantina, que em algumas regiões cobre a Formação Caiuá, contém uma abundante fauna fóssil de moluscos, peixes, tartarugas e crocodilos, indicando um clima quente e úmido (SUGUIO; BARCELOS, 1983). Essa região úmida no interior da bacia é chamada de "Pantanal Araçatuba" (FERNANDES; COIMBRA, 1999).

A paleobiogeografia das Formações Adamantina, Marília e Uberaba, esta última ocorrendo apenas em Minas Gerais, é apresentada por Goldberg e Garcia (2000). Concluem por um clima semi-árido para as duas primeiras Formações, depositadas a partir de rios anastomosados, enquanto a Formação Uberaba representa depósitos de sistemas fluviais estáveis (rios perenes) e ambientes lacustres.

Com abundantes evidências de climas localmente muito úmidos após o encerramento do evento vulcânico Serra Geral, confirma-se uma tendência de aumento de umidade a partir do clima da Formação Botucatu, devido à abertura e aumento do proto-Oceano Atlântico. Não apenas atesta a manutenção dos aquíferos e da circulação de água meteórica pelas rochas vulcânicas durante todo o episódio vulcânico, como também sugere que a circulação destas águas, em sentido descendente, é um fator potencialmente importante na formação de alguns minerais secundários nas cavidades das rochas Serra Geral.

#### **4. MINERAIS SECUNDÁRIOS NA FORMAÇÃO SERRA GERAL: FATORES E PROCESSOS GENÉTICOS**

A partir da caracterização estrutural, vulcanológica e geoquímica dos corpos magmáticos da Formação Serra Geral e da reconstituição, na medida do possível, dos seus processos de “emplacement” e das condições climáticas da Bacia do Paraná antes, durante e depois do evento vulcânico, impõe-se, para alcançar o objetivo desta tese, a identificação dos fatores e processos que potencialmente formaram, direta- ou indiretamente, minerais secundários na seqüência de rochas vulcânicas e litotipos interderrames.

Condicionada ao modelo de tese aqui proposto, desvinculado de uma ou mais ocorrências específicas de minerais secundários, esta identificação envolve todas as possibilidades existentes, em escala de Bacia do Paraná. Para tanto, são usados os dados de literatura, tanto aquela específica da Bacia como da literatura internacional, e os dados de campo e laboratório obtidos da área de estudo.

##### **4.1 Composição da Rocha Hospedeira**

Dois fatores fazem com que a composição química da rocha hospedeira seja de fundamental importância na geração de minerais secundários. Principalmente a mesóstase da rocha é muito reativa com fluidos contidos ou percolantes, hidrotermais ou não, na seqüência vulcânica, com conseqüências importantes nos minerais secundários formados. Além disso, as temperaturas de cristalização dos minerais secundários dependem, em parte, da composição química da rocha hospedeira: a cristalização de heulandita a partir de um vidro vulcânico de composição basáltica e a partir de um vidro vulcânico de composição riolítica, por exemplo, dá-se a uma diferença de temperatura de 50°C (BARTH-WIRSCHING; HÖLLER, 1989, Fig. 3). Em função disso, a discussão das composições dos magmas Serra Geral e de suas heterogeneidades e contaminações constatadas e presumíveis é essencial no contexto da distribuição da mineralogia secundária.

Além dos diferentes processos de geração magmática e de contaminação crustal em grandes profundidades, um magma tholeiítico que ascende a partir da base da

litosfera até a superfície sempre sofre alterações de sua composição química por contaminação (PATCHETT, 1980), existindo vários modelos destas contaminações (PEATE; HAWKESWORTH, 1996). Kerr et al. (1995, p. 142) são enfáticos:

“Crustal contamination of hot basaltic magmas erupted through thick continental crust, whether by partial or bulk assimilation, is an intuitively reasonable and thermodynamically possible process, for lavas which contain few phenocrysts”.

As contaminações das lavas Serra Geral estão sendo discutidas há décadas (p.ex., GUIMARÃES, 1946 e SCHNEIDER, 1970, p. 70), na discussão sobre a origem do magma e caracterização do evento gerador (HILL, 1991), sempre baseadas em geoquímica isotópica a partir de análises de rocha total (PEATE et al., 1988, 1990). Ainda são necessárias caracterizações da tipologia e intensidade de processos de contaminação a partir de detalhadas evidências de campo dos corpos magmáticos, como no caso apresentado por Phillipotts e Asher (1993). Os tópicos abaixo discutem o grau de heterogeneidade composicional das rochas Serra Geral a partir da origem do magma e das potenciais contaminações que se processaram durante a sua ascensão (FIG. 27)

#### 4.1.1 Origem dos Magmas Serra Geral

A origem dos magmas do evento Serra Geral é discutida por muitos autores, havendo consenso, até certo ponto, da gênese a partir de várias fontes magmáticas em um manto sub-continental heterogêneo (e.g. CORDANI; VANDOROS, 1967; COX, 1980; BELLINI et al., 1984b, 1985; FODOR, 1987; CARLSON, 1991; GARLAND et al., 1996; CORDANI et al., 1988; MANTOVANI et al., 1988; PICCIRILLO et al., 1988c; PICCIRILLO et al., 1989; PEATE et al., 1999; MARQUES, 2002). Alguns autores sugerem a participação de fusões de plumas do manto, crosta inferior máfica e crosta superior silícica (EWART et al., 1998, 2004), enquanto outros se referem a graus muito variáveis de assimilação crustal e de contaminação (MINCATO et al., 2004).

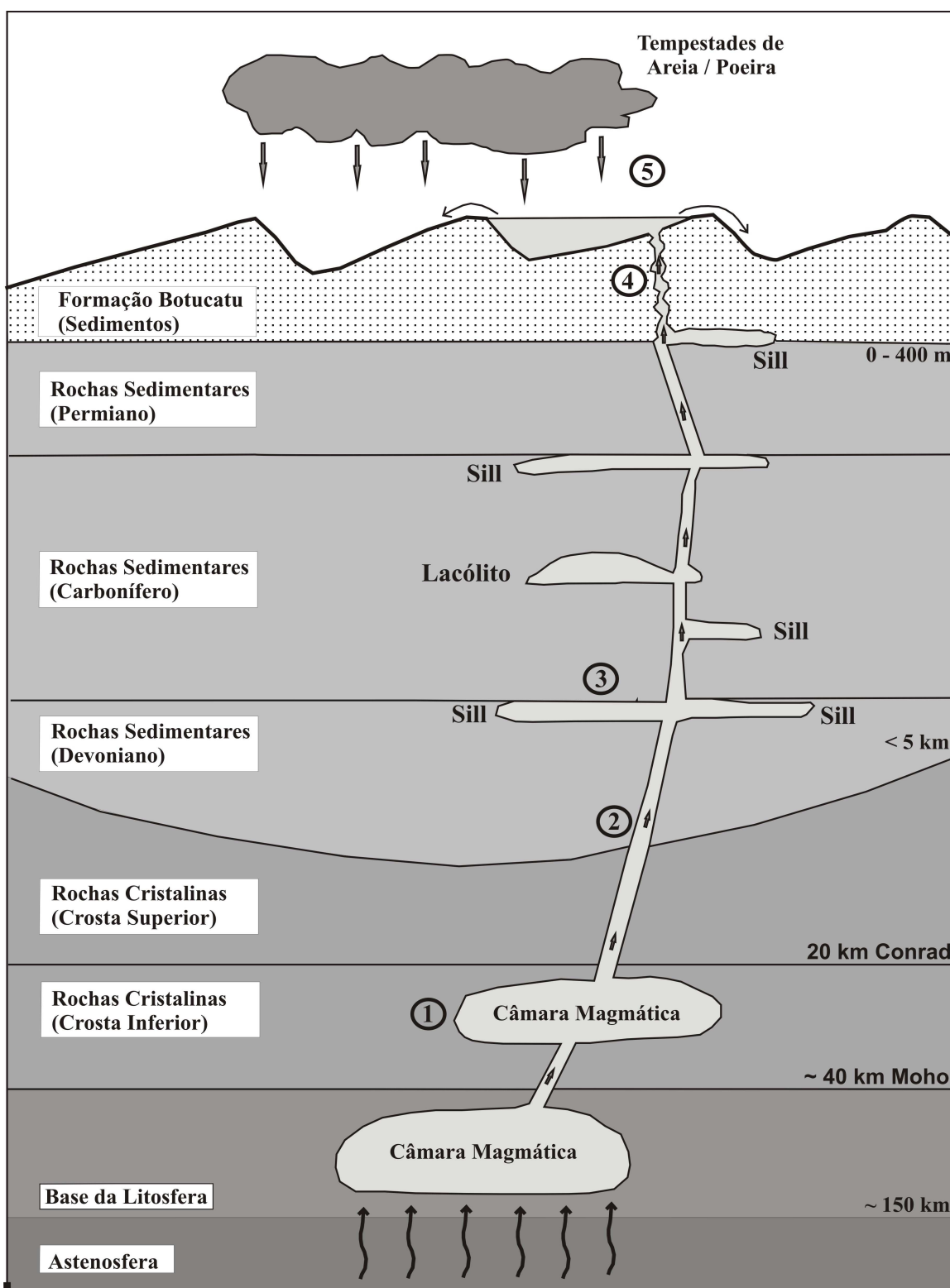


FIGURA 27: Representação esquemática, sem escala, do caminho percorrido por um magma da Formação Serra Geral entre sua geração na base da litosfera e seu extravasamento em superfície, indicando os momentos dos cinco tipos de contaminação descritos no texto. As espessuras à direita são apenas indicativas de grandeza. Fontes: Gomes (1959, Fig. 1), Garland et al. (1996), Biondi (2003, Fig. 2.2), Annen et al. (2006), An e Assumpção (2006) (modificado).

A partir do início dos anos 90, o modelo tradicional de geração de magmas Serra Geral a partir da influência de uma pluma mantélica localizada em Tristão da Cunha sofreu cada vez mais contestação. Modelamentos recentes (ANDERSON, 2005) indicam que a geração dos magmas Serra Geral deve-se a processos litosféricos rasos relacionados à Tectônica de Placas, sem a participação de plumas do manto. Dessa forma, uma origem a partir de fontes heterogêneas é mais provável, ou seja, já a partir do início do evento Serra Geral não há um magma primário único, mas uma série de fusões de composições contrastantes.

#### 4.1.2 Contaminação em Câmaras Magmáticas Profundas

Por ocasião da formação da câmara magmática em níveis profundos da litosfera ocorre contaminação crustal pela assimilação de material litosférico através dos processos de AFC (= “Bulk Assimilation with Concomitant Fractional Crystallization”), cuja intensidade e extensão definem o grau de assimilação de material litosférico de um magma. Entre o instante de sua formação e seu aparecimento em superfície, um magma máfico pode passar por várias pausas, representadas por câmaras magmáticas sucessivamente mais rasas, cada uma delas representando um potencial evento de contaminação por fusão das encaixantes e/ou incorporação de xenólitos. Mantovani et al. (1985a), Mantovani e Hawkesworth (1990), Wilson (1993) e Peate et al. (1999), entre outros, discutem esse tipo de contaminação de lavas da Formação Serra Geral. A maioria dos basaltos da Província Paraná-Etendeka é enriquecida em isótopos de Sr-Nd-Pb, indicativo de expressiva fusão parcial em domínios da crosta continental. Algumas fácies, como a fácies Gramado, assimilaram mais material crustal enquanto outras, como a fácies Urubici, estão menos contaminadas (PEATE et al., 1999, p. 462). Parte dos basaltos baixo-Ti da Formação Serra Geral na porção central da Bacia do Paraná está contaminada com 7-17% de material granítico, o que é compatível com o processo de AFC (PETRINI et al., 1987), situação que se repete, por exemplo, na Província Columbia River (WA-USA) (THORDARSON; SELF, 1996, p. 61).

### 3.1.3 Contaminação em Fissuras Alimentadoras

A contaminação prossegue durante a ascensão do magma pelas fissuras alimentadoras, tanto nos níveis crustais do embasamento como pela coluna sedimentar da Bacia do Paraná, através de **(a)** fusões ácidas, **(b)** xenólitos e **(c)** água meteórica.

**(a)** Fusões parciais ácidas contaminam os magmas especialmente quentes que ascendem por diques estreitos com fluxo turbulento (KERR et al., 1995). Campbell (1985) propõe inclusive que os processos de contaminação com material crustal são responsáveis pela geração de tholeiitos continentais a partir de magmas com a composição de basaltos oceânicos. A fusão das margens resfriadas dos diques (FABRE et al., 1989) e a subsequente fusão das encaixantes são processos que dão origem a uma assimilação de pelo menos 6% de granófiros (quartzo + feldspato) para diques que atravessaram espessa crosta continental (PHILPOTTS; ASHER, 1993). Esta contaminação pode alterar a composição (elementos maiores e traços) dos derrames produzidos ao longo de um mesmo evento vulcânico, principalmente  $K_2O$ , Zr, Nb e elementos Terras Raras (VALENTINE, 1989; WATSON, 1982, p. 83). O processo é denominado de ATA (= Assimilation with Turbulent Ascent) e é influenciado pela razão superfície/volume dos condutos de lava, pelo tipo de fluxo (laminar ou turbulento), por sua viscosidade e pela temperatura da crosta (KERR et al., 1995), podendo ocorrer também em câmaras magmáticas do tipo sill, se pouco espessas.

**(b)** Em relação a xenólitos, lavas básicas que ascendem com altas velocidades com temperaturas próximo ao liquidus comportam-se como líquidos newtonianos ou possuem um “yield strength” que praticamente impossibilita o carregamento de xenólitos (SPARKS et al., 1977). Em função disso, a presença e o registro de xenólitos nas rochas Serra Geral é rara.

Fúlfaro e Suguio (1967) descrevem um dique com 120 metros de espessura intrusivo na Formação Rio do Rasto com xenólitos próximos às bordas e insistem no fato que os contatos dos diques com as encaixantes raramente são abruptos, mas com muitas “apófises”. Um xenólito de granito com 20 cm de diâmetro foi encontrado por Leinz (1949, p. 34) em Canela (RS). Já na área de estudo, um xenólito granítico com 15 cm de diâmetro foi localizado na porção basal do espesso derrame ácido explorado pela Pedreira Municipal de Gramado e xenólitos decimétricos de arenito Botucatu em um dique básico que atravessa sedimentitos Botucatu na região de Montenegro - RS (RS 240, 29°39'40,6''S, 51°22'25,0''W).

(c) Cilindros de vesículas (“vesicle cylinders”) e iddingsita em derrames de lava são indicativos da incorporação de água meteórica de aquíferos profundos ou rasos durante a ascensão do magma basáltico pela fissura alimentadora (GOFF, 1996, p. 183-184). A raridade de cilindros de vesículas na área estudada, onde foram localizados apenas na Pedreira Giovanella baixa e na região adjacente, contrasta com a grande frequência com que podem ser encontrados no Oeste do Paraná (WAICHEL et al., 2006), sugerindo magmas com graus variados de contaminação por água meteórica. A tese da formação de feições de segregação através da incorporação de água meteórica é contestada por Caroff et al. (2000), que argumentam que a alta velocidade de ascensão destes magmas pode induzir a uma supersaturação com a própria água magmática e gerar as feições de segregação. É suficiente, entretanto, trabalhar com a hipótese mais realista de uma ascensão do magma basáltico em etapas, com pausas em câmaras magmáticas sucessivamente mais rasas (sills), para tornar bastante provável a possibilidade de contaminação por água meteórica de geofluidos contidos em aquíferos profundos. Mesmo com a evaporação total das águas dos aquíferos laterais à fissura alimentadora, um magma em ascensão continua sofrendo contaminação por fluidos hidrotermais, com ou sem hidrocarbonetos (CAPACCIONI et al., 1995).

Vários complicadores tornam os mecanismos e as intensidades das diferentes contaminações praticamente impossíveis de reconstituição. Temperaturas iniciais baixas da crosta fazem os magmas passarem rapidamente sem sofrer contaminação. Pulsos posteriores de magma, com a crosta já aquecida, podem sofrer contaminação por fusão (KERR et al., 1995, p. 152). O estilo de erupção dos basaltos de platô desenhado por Bruce e Huppert (1989), com a fusão das margens resfriadas (“chilled”) no decorrer do evento vulcânico, implica em potenciais mudanças grandes na intensidade e na tipologia de contaminação durante o episódio eruptivo gerador de um derrame individual (MCCAIG, 1989).

#### 4.1.4 Contaminação em Corpos Intrusivos Tipo Sill

O estabelecimento de câmaras magmáticas cada vez mais rasas dá origem a corpos intrusivos como sills, lacólitos, lopólitos e outros, em que a contaminação continua pela assimilação de xenólitos das rochas encaixantes. A literatura sobre sills basálticos contaminados com abundantes xenólitos é farta (e.g. TEGNER et al., 1999; POAGE et al.,

2000, BARKER, 2000; LINDH et al., 2006), permitindo desenhar também para a Bacia do Paraná uma evolução dos magmas similar àqueles da Província Columbia River (WA-USA). Os magmas Columbia River, antes de extravasar em superfície, sofreram intenso fracionamento, mistura de magmas e desgaseificação em uma rede de corpos intrusivos rasos (DURAND e SEN, 2004). Há pelo menos 3 comportamentos de corpos intrusivos do tipo sill em relação à contaminação por xenólitos das encaixantes.

(a) Corpos intrusivos de grande porte podem apresentar-se praticamente sem xenólitos, com contatos com as encaixantes muito nítidos, com irregularidades menores que 10 cm e sem fragmentação das encaixantes, como nas Pedreiras Vila Rica, Mottola e Carollo-Pesqueiro na área de estudo. (b) Em outros sills, como na Pedreira de Santo Amaro, do Romeu e Carollo-Passo da Amora, blocos métricos a decamétricos do teto do sill “afundaram” para dentro da intrusiva. Nestes casos, as encaixantes apresentam dobras convolutas de pequeno porte, dobras de arrasto e feições de mistura em estado plástico dos diferentes materiais das encaixantes.

(c) Finalmente, todo o sill pode estar profundamente contaminado com xenólitos de vários tipos de rochas sedimentares, uma situação encontrada por Sartori et al. (1975) e que, na área de estudo, ocorre na Pedreira do Ilton, onde xenólitos até métricos de rochas sedimentares ocorrem com uma densidade de pelo menos um xenólito por metro cúbico em todo o perfil vertical do sill. No sill da Pedreira Concepa, a densidade de xenólitos é menor, com 4 tipos de rochas plutônicas formando xenólitos com até 2 metros de diâmetro.

Um corpo intrusivo de grande porte poderá apresentar os três tipos de comportamento em regiões distintas de sua extensão, dependendo sua constatação da disponibilidade de afloramentos para a visualização destas feições. Potencialmente, entretanto, a intensidade de contaminação do magma em um sill é muito menor que as contaminações que se processam nas fissuras alimentadoras (diques).

#### 4.1.5 Contaminação por Sedimentos Inconsolidados

Quando as primeiras lavas ascenderam através das grandes dunas Botucatu, muito provavelmente foram contaminadas pelos sedimentos inconsolidados dessas dunas. Situações deste tipo são sugeridas pelos contatos irregulares e pelas apófises perpendiculares



aos limites de dois diques básicos encontrados na área de estudo (Estância Velha e Montenegro). O processo é comum a todos os primeiros derrames da Bacia, provavelmente com graus variáveis de intensidade dependendo da espessura dos sedimentitos Botucatu, da temperatura e do fluxo de lava no dique, entre outros. O reconhecimento desse tipo de contaminação será possível principalmente através de grãos de quartzo imersos na rocha. Parte dos xenocristais de zircões encontrados por Wildner et al. (2006) podem ter sua origem relacionada a esse tipo de contaminação.

Concluindo: os prováveis processos de geração, diferenciação e fracionamento dos magmas Serra Geral, aliados aos processos de contaminação durante sua ascensão e emplacement, fazem com que a seqüência vulcânica seja composicionalmente muito heterogênea, provavelmente mais diversificada do que sugerido pelo volume de análises de rocha total atualmente existente. Não existe, portanto, a homogeneidade composicional necessária para fazer surgir uma distribuição de minerais secundários igualmente homogênea e previsível a partir da interação entre as rochas e processos externos específicos.

A imagem é diametralmente oposta à visão de meio século atrás, de uma seqüência de rochas de mesma composição, e se reflete nas grandes dificuldades na sua classificação geoquímica, fazendo surgir várias fácies informais. Derrames básicos de fácies distintas podem se alternar na seqüência (GOMES, 1996) e variações composicionais, inclusive da mesma fácies, apesar da similaridade em elementos maiores e traços, reforçam esta complexidade inerente da seqüência vulcânica. A situação é característica de regiões vulcânicas: os derrames de lava produzidos durante o evento vulcânico correspondente ao Membro Roza do Columbia River Basalt Group (USA) são subdivididos em 6 subtipos regionais, baseados em sutis diferenças intraderrames de Cr, Zr, Nb, TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> e CaO (THORDARSON; SELF, 1996, p. 52).

A interação de água meteórica "pura" com a seqüência composicionalmente heterogênea das rochas vulcânicas da Formação Serra Geral é suficiente para ser responsabilizada como um dos agentes causadores da distribuição igualmente heterogênea de minerais secundários, cujas temperaturas de cristalização dependem, em parte, da composição química da rocha hospedeira.

## 4.2 Voláteis Magmáticos Confinados

Durante o evento vulcânico que forma um determinado corpo magmático e mesmo em áreas vulcânicas com águas termais não se formam minerais secundários nos diferentes tipos de cavidades do corpo magmático através da interação de voláteis da própria lava contidos nas cavidades com a rocha das paredes destas cavidades. Esta teoria genética surgiu em 1918 (LANDMESSER, 1984, p. 64). É chamada de "fase deutérica", "autometamorfose hidrotermal", "autohidrometamorfose" ou "autometassomatose" e não gera nem zeolitas (GOTTARDI, 1989, p. 485), nem ágata ou quartzo macrocristalino (LANDMESSER, 1988, p. 106-107).

Contribuem para esta ausência de condições formadoras de minerais secundários o baixo volume de água contido em um magma tholeiítico, a completa desgaseificação da lava a partir do momento em que o derrame extravasa sobre o terreno e, principalmente, o modelamento da interação de sílica contida na rocha com o vapor d'água contido nas cavidades, nas condições de pressão e temperatura existentes em cavidades de um derrame de lava em resfriamento.

Nas condições de P-T de um derrame em resfriamento, as possibilidades de transporte e de acumulação de sílica nas cavidades a partir de vapor d'água são insignificantes. Uma cavidade com um volume de um litro, por exemplo, a uma temperatura de 1300°K (pouco abaixo da temperatura "solidus" de uma lava tholeiítica), a uma pressão de ~1 bar, pode acumular apenas 167 mg de água, cuja solubilidade de SiO<sub>2</sub> é de ~1 ppm. Essas condições excluem definitivamente a existência de uma fase "deutérica" ou "pós-magmática" nas cavidades (vesículas, etc.) de um derrame subaéreo em condições normais de emplacement (LANDMESSER, 1988, p. 108). Os isótopos de oxigênio das ágatas (calcedônia), por exemplo, correspondem a esta situação: os (altos) valores situam-se na faixa daqueles de cherts e de sedimentos, longe dos (baixos) valores de basaltos, andesitos, riolitos e dacitos (LANDMESSER, 1984, Fig. 59).

A impossibilidade da formação de minerais secundários durante o evento vulcânico é confirmada também pelas situações de campo: rochas de áreas que apresentam um intenso e contínuo vulcanismo inclusive em tempos históricos estão praticamente isentas de zeólitas e minerais do grupo da sílica. Do Hawaii, por exemplo, conhece-se pouquíssimas (6) ocorrências (TSCHERNICH, 1992), sempre com zeolitas de tamanhos milimétricos

formadas, em um dos casos apresentados, pela interação de águas de superfície com “spray” (névoa) marinho. Na Islândia, está preservada uma zona superior, com 350 metros de espessura, de derrames de lava de vesículas vazias, reconhecida por Walker (1960) como o estado original destas lavas, já que “as zeolitas e os minerais secundários associados foram obviamente formadas um longo tempo após a erupção e o resfriamento das lavas individuais” (WALKER, 1960, p. 519). Das cavidades dos derrames de lava das Ilhas Färöer, não se conhece ágata nem ametista (SCHMITTER, FRANZ, comunicação oral, 2/2008) e as cavidades dos derrames de lava do episódio de Laki (Islândia, 1783-1784) não contém nenhum mineral secundário, porque são “simplesmente jovens demais” (THORDARSEN, THORVALDUR; SELF, STEPHEN, comunicação oral, 7/2008).

Mesmo em derrames que fluíram para dentro de corpos d’água (rios, lagos), formando lavas em almofada, “brechas” (hialoclastitos) e palagonita, as condições de formação de minerais secundários não se materializam. Se a água não estiver presente após o resfriamento do derrame, suas cavidades permanecem vazias (TSCHERNICH, 1992, p. 16).

Por outro lado, se o resfriamento do corpo magmático se processa de forma extremamente confinada, desenvolve-se um sistema fechado onde os minerais da rocha podem interagir com os voláteis aprisionados nas cavidades do magma, gerando minerais secundários. Esta possibilidade já foi citada por Coombs et al. (1959, p. 74) para a gênese de revestimentos finos de zeolitas em cavidades de alguns derrames maciços. Uma situação de confinamento desse tipo foi apresentado por Destrigneville et al. (1991). A partir da análise da mineralogia secundária em vesículas de um dique alimentador em Mururoa (Oceano Pacífico), a uma profundidade superior a 2 km, Destrigneville et al. (1991) concluem que os voláteis, H<sub>2</sub>O com ou sem CO<sub>2</sub>, interagiram com os minerais da rocha e os novos minerais assim formados permanecem em equilíbrio com o fluido, podendo redissolver sempre quando o fluido se tornar subsaturado. As transferências de massa são controladas pela precipitação de carbonato de cálcio, retirado da mesóstase da parede da vesícula por lixiviação pelos fluidos ricos em CO<sub>2</sub>. Assim, a quantidade de carbonatos precipitados reflete o volume alterado de rocha. A porosidade original da rocha decresce porque a densidade dos minerais secundários é menor que aquela das fases sólidas inalteradas. Olivinas fraturadas possuem uma grande superfície de contato com os voláteis, fazendo com que suas fraturas sejam completamente preenchidas. As vesículas, entretanto, ainda apresentam espaços vazios, mostrando que mesmo nesta situação de confinamento extremo o processo de alteração não continuou por falta de voláteis.

Se o fluido que produz a alteração é enriquecido em  $\text{CO}_2$ , surgem esmectitas dioctaédricas aluminosas ou férricas. Aumentando a concentração de  $\text{CO}_2$ , os minerais aluminosos precipitam preferencialmente em relação aos minerais magnesianos. Apesar do alto pH e da alta atividade de Na, especialmente em soluções livres de  $\text{CO}_2$ , zeolitas não se formam mesmo para razões água/rocha muito baixas (DESTRIGNEVILLE et al., 1991).

Quando o fluido é apenas água, ocorre uma elevação do pH tanto em vesículas como na olivina à medida que a razão água/rocha diminui (pH = 9 com A/R < 0,5), devido ao aumento de Na na solução. No caso da olivina, estas condições alcalinas aumentam o Fe em solução. Os argilominerais, celadonita e montmorilonita, formados nesta fase, mantêm baixas as concentrações de sílica impedindo a formação de zeolitas apesar de alto pH e alto Na. Nas vesículas, a pequena quantidade de Fe faz com que a solução se torne enriquecida em Al, fazendo com que a concentração de sílica seja muito maior que durante a alteração da olivina. Assim, podem precipitar prehnita (quimicamente equivalente a zeolitas), analcima e outras zeolitas, controlando as concentrações de Na e Ca na solução.

Quando o fluido é formado por  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ , o  $\text{HCO}_3^-$  contribui com a eletronegatividade da solução e controla o pH em valores ao redor de 7, baixando as concentrações de Al e Fe e precipitando esmectitas dioctaédricas. Uma mica rica em Fe faz baixar a concentração de K na solução e complexos de  $\text{MgHCO}_3^+$  tornam o Mg em solução duas vezes mais alto que apenas com água. Os baixos valores de pH evitam a precipitação de zeolitas, fazendo com que as vesículas sejam preenchidas por esmectitas dioctaédricas e calcita, enquanto os fenocristais de olivina são substituídos por esmectitas dioctaédricas, ankerita e calcita.

Na Formação Serra Geral, a formação de minerais secundários por esse processo pode ter ocorrido quando a desgaseificação do magma/lava foi impedida por condições especiais de emplacement. Essas condições especiais podem incluir pulsos finais em derrames compostos espessos, em diques alimentadores múltiplos, em lagos de lava ("lava ponds") e em cavidades associadas a feições de segregação como planos ("segregation sheets") e cilindros de vesículas ("vesicle cylinders"). Seu registro, entretanto, depende da manutenção da situação de confinamento por tempos geológicos. Se o corpo magmático é fraturado, permitindo o acesso de novos fluidos (águas meteóricas, por exemplo) à cavidade antes confinada, pode ocorrer dissolução dos minerais inicialmente formados e a formação de minerais novos, desfazendo-se a situação original.

### 4.3 Influências Meteorológicas

Concomitantemente ao emplacement dos derrames, é provável a ocorrência de grandes tempestades de poeira e areia, já mencionadas por Moler e Cabrera (1976, p. 206), que podem contaminar um derrame com sedimentos principalmente finos. Esta assimilação já foi referida por Bossi e Caggiano (1974) e por Bossi e Navarro (1991, p. 740): “la composición química de la lava en erupción puede haber sido afectada em grado variable por asimilación de arena cuarzo-feldespática que volaba sobre la lava fundida”.

A intensidade deste tipo de contaminação encontra opiniões muito conflitantes na literatura: Bossi e Navarro (1991, v. 2, p. 742) correlacionam, no Uruguai, lavas mais básicas com a ausência de arenitos interderrames e lavas mais ácidas contendo ágata e ametista com freqüentes níveis de areias eólicas interderrames intercalados. Garcia e Marinho (1980) atribuem exclusivamente a este tipo de contaminação a geração de todas as rochas ácidas da Formação Serra Geral.

Na área de estudo, foram encontrados vários indícios dessa interação. Um afloramento que expõe um topo de derrame onde se verificou interação entre lava e areia depositada concomitantemente ao evento vulcânico foi encontrado na Pedreira Pedraccon (FIG. 28). A FIGURA 29, por outro lado, mostra areia encontrada nas vesículas de um derrame básico, uma feição comum na Pedreira Britel.

A evolução da alteração meteorológica regional que acompanha o emplacement de um derrame de lava de grande porte pode evoluir para uma tempestade de grande porte que absorve e condensa toda a umidade no sistema, que retorna à superfície na forma de chuva. Essas águas meteóricas que precipitam sobre o derrame se acumulam nas irregularidades do topo do derrame e percolam pelas diáclases da rocha que se formam a temperaturas sub-solidus no início da cristalização da lava. O processo aumenta a velocidade de resfriamento dos níveis superiores do derrame. Como os topos de derrames podem apresentar desníveis superiores a 20 metros e seu emplacement pode se estender por vários anos, seu topo pode ser o cenário da formação de lagos, “flash-floods” e de depósitos epiclásticos formados como leques aluviais de pequeno porte ainda durante o resfriamento do derrame.

As tempestades de poeira e areia irão contaminar diferentemente as áreas de lava em repouso (“lagos de lava”) e as áreas de lava em movimento, os “rios de lava”. Nos

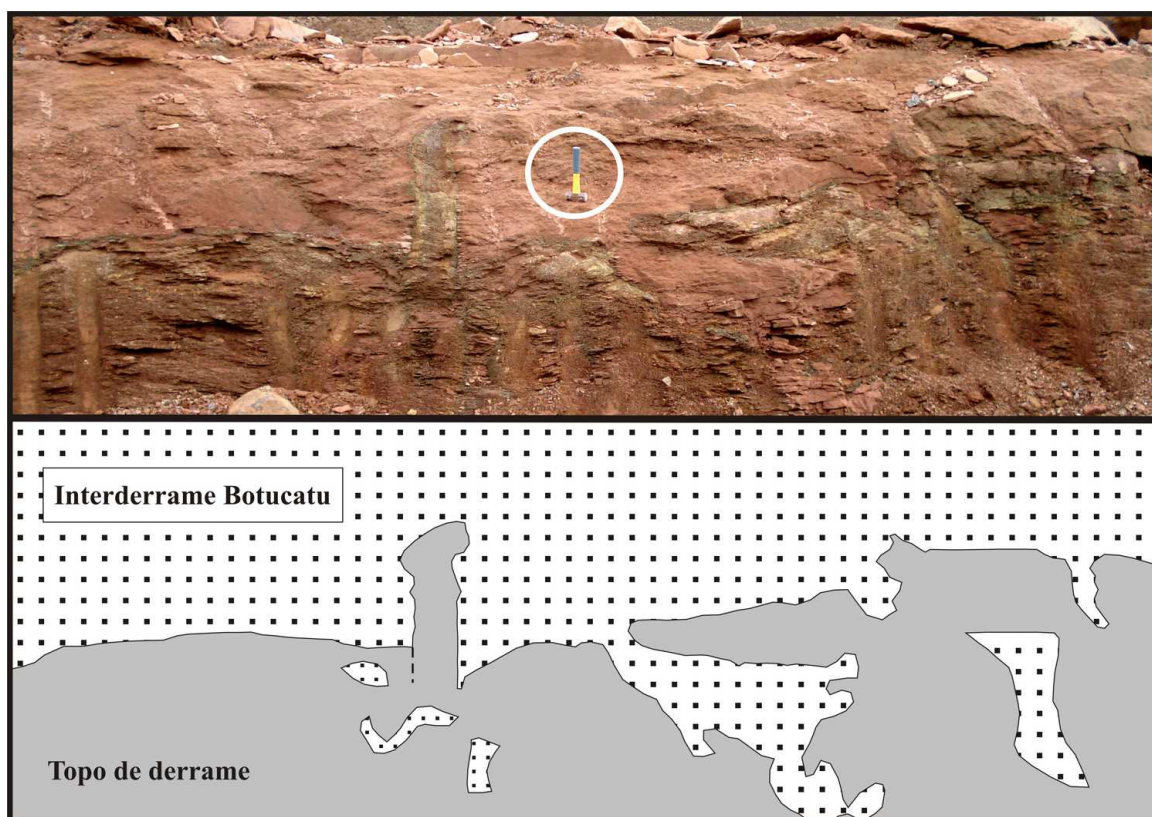


FIGURA 28 - Topo de derrame básico com feições de interação com a areia lançada sobre ele pelas tempestades. No topo desta areia, cuja espessura é de ~1m, há feições impressas de delgados lobos de lava. Pedreira Pedraccon, topo da frente Norte, 2008. Marreta (no círculo) com 26 cm. Fonte: autor.

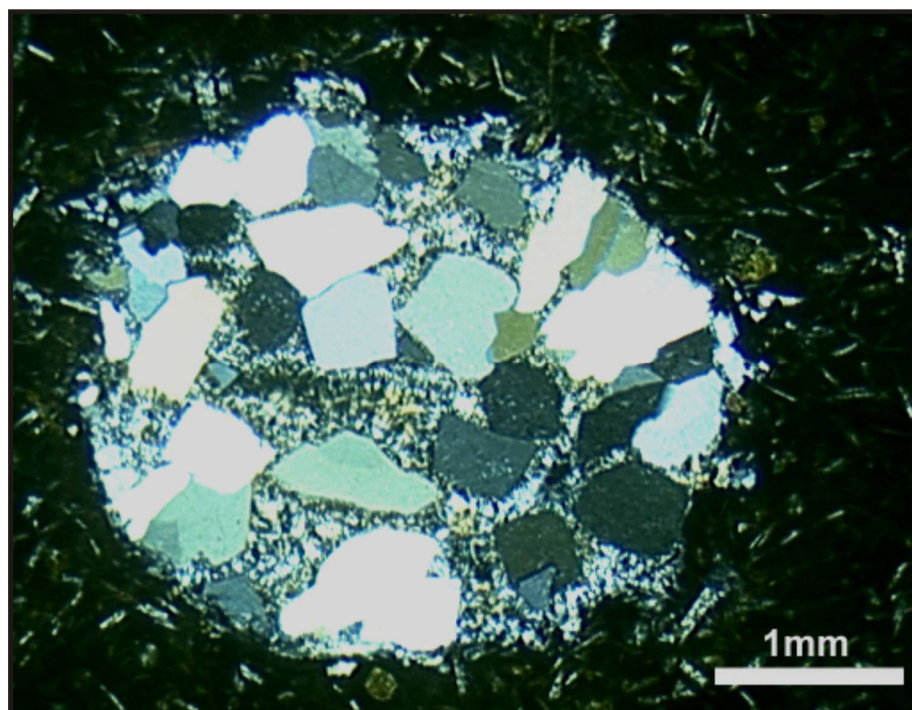


FIGURA 29 - Lâmina delgada mostrando grãos de areia em vesícula de um derrame pouco espesso (~3m) de lava básica. Os interstícios entre os grãos de areia estão ocupados por calcedônia. Pedreira Britel, nível inferior, 2007. Nicóis Cruzados, aumento de 1,6x. Fonte: autor.

“lagos de lava” a crosta já formada no topo do derrame impede a incorporação de sedimentos, que irão se acumular na forma de litotipo interderrame. Se ocorrer recarga de lava no lago de lava com a subsequente movimentação da crosta no topo do lago de lava, rachaduras na crosta podem ser preenchidas por água com areia, originando os diques de areia descendentes. A incorporação de sedimentos provavelmente ocorreu em áreas de lava exposta em fluxo turbulento, como nos “rios de lava”, ou através de aberturas no topo de tubos de lava (“skylights”).

Muito provavelmente, entretanto, esta contaminação se restringe aos níveis superiores de determinadas áreas de alguns derrames, sem a capacidade de modificar a composição química dos derrames ou de alterar significativamente as assembléias de minerais secundários formadas nas cavidades destes derrames.

A associação de sedimentos eólicos e a ocorrência simultânea de chuvas sobre o derrame durante seu emplacement gera a possibilidade da circulação de fluidos (águas meteóricas) aquecidos durante o emplacement do derrame. As águas meteóricas com sedimentos finos se infiltram nos espaços vazios deixados na porção superior do derrame, como vesículas ligadas ao topo do derrame através de fissuras. Esta é uma das possibilidades para a ocorrência relativamente freqüente de “diques” e vesículas com areia e outros sedimentos finos e naturalmente implica em profundas alterações na condição de formação de minerais secundários nestes sítios específicos.

#### 4.4 Interação com Águas Superficiais

Um derrame sempre interage com o substrato que cobre, gerando feições de vários tipos e em várias escalas, entre as quais algumas pela interação com águas superficiais, quando se criam condições únicas que geram minerais secundários no derrame, ainda durante seu emplacement.

Feições de pequeno porte são os “diques” de sedimento, tão comuns que já foram chamados de “countless” (incontáveis) por Chester Washburne (1930). Esses diques clásticos, normalmente formados por areia (Botucatu, vermelho mais claro), mas também por silte (mais escuro, de cores castanhas), constituem um mecanismo que, por excelência, introduz no sistema elementos estranhos à composição da lava, à medida que preenchem parcialmente ou totalmente com sedimento as cavidades que encontram pelo caminho, formando-se ali microssítios de formação de minerais secundários cujas condições de pressão, temperatura e composição química pouco ou nada tem a ver com a composição original e o teor de voláteis da lava. É o caso dos “diques” de areia com vesículas contendo ametista descritos por Bossi e Caggiano (1974), que levaram esses autores a postular para todas as ametistas em basalto uma origem a partir de areia introduzida no derrame. A grande quantidade de “diques” de sedimento completamente desprovidos de ametista na área de estudo contribui para tornar esta hipótese apenas um registro histórico.

A interação da lava com águas superficiais ou sedimentos úmidos forma feições como os espiráculos, que são cavidades ou corpos de aspecto brechóide que depois são encontrados revestidos por minerais secundários. Do mesmo porte, são os diápiros de areia, descritos em Waichel et al. (2007), formados quando o substrato é seco ou pouco úmido (duna eólica) e o ar contido nos poros do sedimento é aquecido a tal ponto que ocorre uma explosão que introduz sedimento e clastos de lava no derrame subjacente. Aumentando a escala, atividades freato-vulcânicas podem gerar estruturas como pseudo-crateras (“pseudocraters” ou “rootless cones”) que podem ser encontrados na Formação Serra Geral.

A interação de um volume maior de águas superficiais com o derrame tem o potencial de gerar peperitos e lavas em almofada (“pillow-lavas”). Peperitos foram reconhecidos pela primeira vez na Formação Serra Geral por Waichel et al. (2005, 2006) no Oeste do Paraná, mas devem ser muito frequentes, tendo sido até então descritos simplesmente como brechas. O reconhecimento de lavas em almofada na Formação Serra



Geral implica em uma extensa interação de lava com água, possibilitando a formação de minerais secundários nas cavidades das almofadas individuais e entre almofadas contíguas.

Nas feições geradas pela interação lava/sedimento úmido, cada cavidade representa um microssítio de cristalização de minerais secundários com condições individuais de fluidos, pressão e temperatura, depositando-se sucessivas fases minerais nas cavidades à medida que a temperatura diminui. A água quente retira das paredes das cavidades Na, K, Ca, Mg e Si necessários para a formação da mineralogia secundária, sem alterar os conteúdos de Ti, Al e Fe da rocha (ROBERT et al., 1988). A alteração da mesóstase produz uma solução com uma composição química e uma razão Si/Al próximas àquelas do próprio vidro, contendo os cátions Mg, Fe, Al, Si, Na, Ca e K. A formação inicial de argilominerais pretos ou verde-escuros de Mg e Fe nas paredes das cavidades e dos veios removem estes elementos, restando um fluido com Al, Si, Na, Ca e K no qual podem cristalizar zeolitas à medida que a temperatura baixa. A seqüência de cristalização será controlada pelo conteúdo de sílica. No caso ideal, o conteúdo de voláteis das cavidades seria igual em todas as cavidades da rocha em questão, formando-se paragêneses secundárias similares através da mesma seqüência de cristalização. Ao redor da vesícula, o processo gera uma auréola de rocha alterada de cores cinzas, marrons, pretas ou vermelhas, com espessuras entre alguns milímetros e vários centímetros (ROBERT et al., 1988). Essas auréolas estão tipicamente ausentes ao redor da maioria das cavidades nas rochas Serra Geral, mas são comuns ao longo dos “diques” de sedimento.

Nas cavidades e “diques” com essas bordas de reação, a reconstituição da gênese da mineralização secundária sómente poderá ser realizada considerando um amplo leque de condições de pressão, temperatura, composição e volume de fluidos, misturando voláteis magmáticos com um volume variável de vapor d’água proveniente de fora do derrame e volumes variáveis de sedimentos, normalmente pelíticos, de composição igualmente variável, caracterizando um sistema aberto heterogêneo e diversificado, em que cada cavidade pode apresentar uma história evolutiva individual.

## 4.5 Fluidos Ascendentes

No edifício vulcânico Serra Geral, a circulação de água (FIG. 30) no sentido descendente e horizontal é realizada pelas águas meteóricas de recarga de aquífero, mas a circulação de soluções no sentido ascendente é um processo de formação de minerais secundários localizadamente importante. A circulação ascendente é evidenciada pelo artesianismo que se verifica a partir do aquífero da Formação Botucatu e pelo registro de hidrocarbonetos associados às rochas do topo da seqüência sedimentar da Bacia do Paraná e às rochas da própria Formação Serra Geral.

### 4.5.1 Artesianismo do Aquífero Botucatu

Quando se perfura um poço através das rochas Serra Geral, a água do aquífero sotoposto (Botucatu) muito comumente ascende em direção à superfície por artesianismo (HAUSMAN, 1966, p. 199 e 200). O autor relata, por exemplo, a semi-surgência que foi constatada em Santiago (Itacurubi-RS), onde a água do aquífero Botucatu subiu 180 metros no poço perfurado. Essa semi-surgência ou surgência dos poços depende da interligação do poço com as áreas de recarga pelo sistema de descontinuidades, que se comportam como um sistema de vasos comunicantes de extensão limitada. O fenômeno de surgência verificou-se também em algumas usinas hidrelétricas, como na UHE de Barra Bonita (TAB. 2), onde a maioria dos furos que atingiu o contato do arenito Botucatu com o derrame de basalto inferior apresentou artesianismo, com arrasto de areia que desapareceu após alguns dias (Furo SR-153) (ABMS, 1983, p. 77).

Os fenômenos de artesianismo podem ser avaliados a partir do Mapa de Cota Potenciométrica para o Aquífero Juro-Triássico da Bacia do Paraná (ARAÚJO et al., 1995, p. 4). O Arco de Ponta Grossa divide o Aquífero em dois domínios. No Domínio Norte, duas áreas de recarga imprimem ao Aquífero um fluxo predominante para SW, enquanto, no Domínio Sul, os fluxos são de SW e S. No depocentro da Bacia, ocorre um baixo potenciométrico atribuído a uma comunicação hidráulica do Aquífero ao longo do Rio Paraná na região de Epitácio Pessoa (SP).

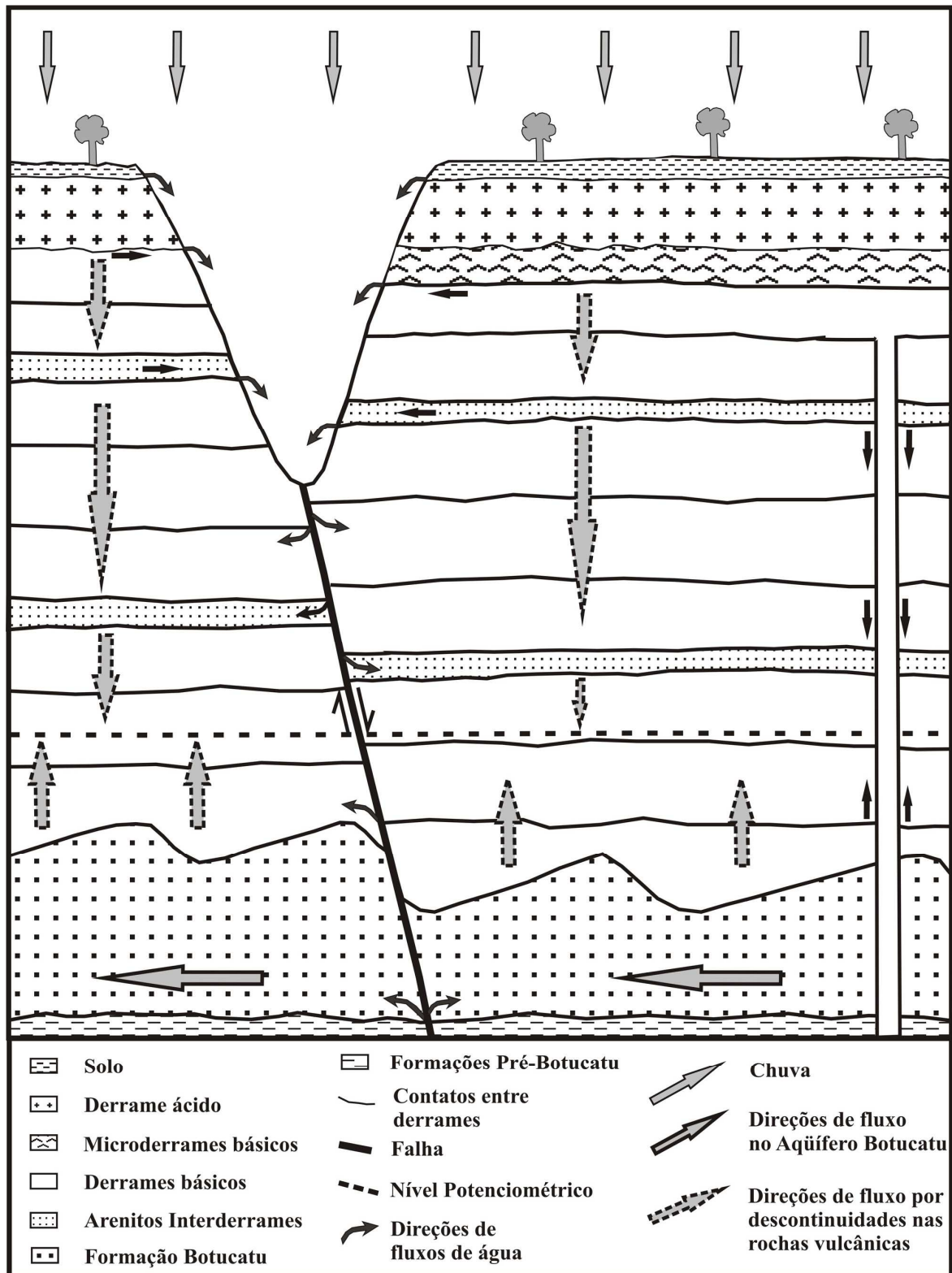


FIGURA 30 - Diagrama esquemático, sem escala, da circulação de águas ascendentes e descendentes no edifício vulcânico da Formação Serra Geral. A percolação dá-se por diáclases, fraturas e outros tipos de descontinuidades, destacando-se as falhas como zonas preferenciais de circulação. O nível potenciométrico determina o limite entre águas ascendentes e descendentes e varia muito na Bacia do Paraná. Fonte: autor.

Águas subterrâneas da Formação Botucatu circulam pela porção inferior da Formação Serra Geral a partir do momento em que as cotas potenciométricas da Formação Botucatu se situam acima do contato entre as duas Formações (FIG. 30). Em casos extremos, a cota potenciométrica do SAG é mais elevada que a própria superfície do terreno, como na região de Ciudad del Este (Paraguai) (FARINA et al., 2004).

Na área de estudo, um indício de águas ascendentes é a orientação dos dendrites de óxidos e hidróxidos de Mn em uma fratura em arenito Botucatu localizada abaixo dos derrames de lava na Pedreira Britagem Rio Bonito (FIG. 31).



FIGURA 31 - (A) Imagens de dendrites de óxidos e hidróxidos de Mn (seta) em fratura de um arenito localizado (B) no topo de uma duna (seta) da Formação Botucatu capeada por derrames de lava pouco espessos (<1m), indicando a percolação de águas no sentido ascendente. Pedreira Britagem Rio Bonito, 2006. Altura exposta da duna ~8m. Fonte: autor.

#### 4.5.2 Hidrocarbonetos em rochas da Formação Serra Geral.

Hidrocarbonetos associados a rochas Serra Geral e arenitos betuminosos são conhecidos, na Bacia do Paraná, há muitas décadas. No Relatório Annual do Director (1930, p. 32), consta que “em muitos pontos as referidas impregnações (com hidrocarbonetos)

relacionam-se com a emersão de eruptivas; é provável que essa relação seja geral, si bem que em algumas impregnações as erupções visíveis estejam bastante distantes”. O Relatório Annual do Director (1931, p. 16) afirma que “não é possível absolutamente pôr em dúvida a presença quasi constante das eruptivas junto às impregnações bituminosas” normalmente “variando o teor de betume no arenito na razão inversa da distância à eruptiva”. Morais Rego (1940a, p. 45) cita a presença de “substâncias betuminosas polimerizadas, albertita ... e mesmo petróleo pesado” em cavidades e fendas das “eruptivas” (Serra Geral) e, em Santa Catarina, Roisenberg (1989, p. 47) encontrou “asfaltitos em amígdalas de basaltos no perfil Guatá-Bom Jardim da Serra“, na altitude de 850 metros. Betume preto e óleo biogerado, respectivamente, foram encontrados nos contatos entre diques de diabásio e basaltos encaixantes nas UHEs de Jurumirim (HABERLEHNER, 1983) e Ita (INFANTI et al., 1999).

Arenitos betuminosos de 26 ocorrências são descritos em São Paulo por Araújo et al. (2004), relacionando sua gênese a dois eventos tectônicos (Orogenia La Ventana e ativação Juro-Cretácea, fig. 10) e aos corpos intrusivos Serra Geral, que promoveram a maturação da matéria orgânica, que posteriormente migrou para altos estruturais e trapas formados por camadas impermeáveis e diques de diabásio, uma situação detalhada em Araújo et al. (2005). Os hidrocarbonetos provêm de rochas geradoras das Formações Ponta Grossa (Grupo Paraná) e Irati (Grupo Passa Dois) (STRUGALE et al., 2004, p. 303), ascendendo pelas extensas falhas existentes (STRUGALE et al., 2004, p. 315). Por outro lado, os hidrocarbonetos podem ser incorporados ao magma através de contaminação pela evaporação total de aquíferos laterais à fonte magmática (CAPPACCIONI et al., 1995).

Indícios da participação de fluidos ascendentes com hidrocarbonetos na formação de minerais secundários são, por exemplo, as inclusões com hidrocarbonetos constatadas nas ametistas do Distrito Mineiro do Alto Uruguai (GOMES, MÁRCIA E.B., comunicação oral, 2006).

#### 4.5.3 Composição dos Fluidos Ascendentes no Edifício Vulcânico

Os fluidos que ascendem para dentro do edifício vulcânico Serra Geral podem ser de dois tipos. O mais comum corresponde às águas do Sistema Aquífero Guarani (SAG), conectado hidraulicamente ao edifício Serra Geral em certas regiões (LASTORIA et al., 2007,

Fig. 01), com águas bicarbonatadas cálcicas (quando livres) a bicarbonatadas sódicas (quando confinadas). Normalmente, esta situação ocorre ao longo de lineamentos de maior porte (> 2km) em áreas de relevo dissecado (REGINATO; STRIEDER, 2004). Quando a cota potenciométrica do SAG é superior à cota potenciométrica do Sistema Aquífero Serra Geral (SASG), ocorre invasão ascendente (recarga) de águas, modificando as águas do SASG, normalmente bicarbonatadas cálcicas ou cálcio-magnesianas, para termos mais sódicos ou cloretado-sulfatados (FARINA et al., 2004), em posições intermediárias no Diagrama de Piper (LASTORIA et al., 2007, Fig. 06).

Um excelente exemplo desta situação é o poço artesiano do Hotel Austria em Ciudad del Este (Paraguai), perfurado exclusivamente em basalto, com 230 metros de profundidade (FARINA et al., 2004). As águas do poço são sulfatadas sódico-cloretadas com alto conteúdo de sais (sulfatos) e de flúor, tipicamente águas do SAG com alto tempo de residência. Como na região a cota potenciométrica do SAG é superior à superfície do terreno, a situação evidencia que todo o pacote de rochas basálticas está impregnado por águas ascendentes do SAG confinado situado sob o basalto (FARINA et al., 2004, p. 17).

Já segundo Bittencourt (1996, p. 118), as águas são sulfatadas e cloretadas sódicas, com pH básico e localizadamente temperaturas mais elevadas. São de baixa salinidade (<300 mg/l), aumentando a salinidade com o tempo de residência em direção à área de descarga ao SW, mudando as águas de bicarbonatadas com Mg e Na para bicarbonatadas com Na e finalmente para sulfatadas com Na e Cl.

Composições muito mais complexas ingressam no edifício Serra Geral a partir de falhamentos de grande porte que perpassam os aquícludes formados pelas rochas sedimentares permianas sotopostas ao SAG. Estas águas podem aflorar, como na região de São Carlos (SP), em que ocorrem fontes radioativas, na Fazenda Santa Maria e na Fazenda do Salto (BJÖRNBERG; TOLENTINO, 1959, p. 27), cuja água contém V, Al, Ba, Ca, Cu, Fe, K, Mg, Mn, Na, Pb, Si e Sr. Dados precisos das composições de aquíferos profundos surgem na abertura de perfurações para petróleo, como aquela que deu origem à estância hidromineral de Águas de São Pedro (SP) na década de 1920 (MAFFEI, 1940). As três fontes da região possuem águas com uma composição complexa, traduzida por mais de 15 compostos diferentes (MAFFEI, 1940, Tabela II e III, p. 24 e 25). Numa das fontes, a Juventude, despreendem-se ainda 35 cm<sup>3</sup> de gases por litro, consistindo basicamente por nitrogênio (66%) e hidrocarbonetos (26%). Na Fonte Almeida Sales, os gases consistem de metano (86,7%), subordinadamente por nitrogênio e gases inertes (11,2%) e hidrocarbonetos (1,1%).

As temperaturas das águas do SAG são localizadamente elevadas: 81% das águas possuem temperaturas de até 41°C e 75% possuem temperaturas de até 70°C (RABELO et al, 2002, p. 8). Temperaturas extremas de 80°C são registradas no topo do Aquífero Pirambóia-Botucatu de acordo com os Mapas de Isotermas disponíveis (ARAÚJO et al., 1995, p. 5; AMORE; SURITA, 2002), onde fica evidente a grande irregularidade na distribuição das temperaturas. A relação entre temperatura (T) da água e profundidade (P) do teto do aquífero (FARINA et al., 2004) é fornecida pela equação:

$$T(^{\circ}\text{C}) = 0,0282 \times P(\text{metros}) + 22^{\circ}\text{C}$$

Já no Sistema Aquífero Serra Geral, as temperaturas encontradas por Bittencourt (1996, p. 120) variam entre 20 e 48°C. Usando os teores de sílica como geotermômetros, calcula temperaturas originais destas águas em 65-85°C. Uma determinação direta da temperatura em um poço de Londrina (PR) evidenciou uma temperatura de 60°C (BITTENCOURT, 1996, p. 127).

#### 3.5.4 Caminhos Preferenciais dos Fluidos Ascendentes

Os fluidos ascendentes têm como caminhos preferenciais os grandes falhamentos, formados durante toda a evolução da Bacia do Paraná não somente em suas feições de embasamento como também em seu preenchimento sedimentar e na Formação Serra Geral (Item 2.11) (FIG. 32).

Falhas são estruturas geológicas importantes que sempre são acompanhadas de grande circulação de fluidos hidrotermais (MCCAIG, 1989; LÓPEZ; SMITH, 1995), que depositam minerais secundários nas zonas cizalhadas. Zalán (1986a, p. 255) informa que, pelas falhas transcorrentes, “a passagem de fluidos ... é muito intensa”, produzindo feições como cimentações e, em campo, veios de quartzo em cristas retilíneas. Quando as fraturas são de tração, promovem a circulação de grandes quantidades de água e podem estar preenchidas por cristais de calcita, quartzo e zeolitas, que crescem perpendicularmente à superfície dos planos de fratura (CELLIGOI; DUARTE, 1997, p. 121).

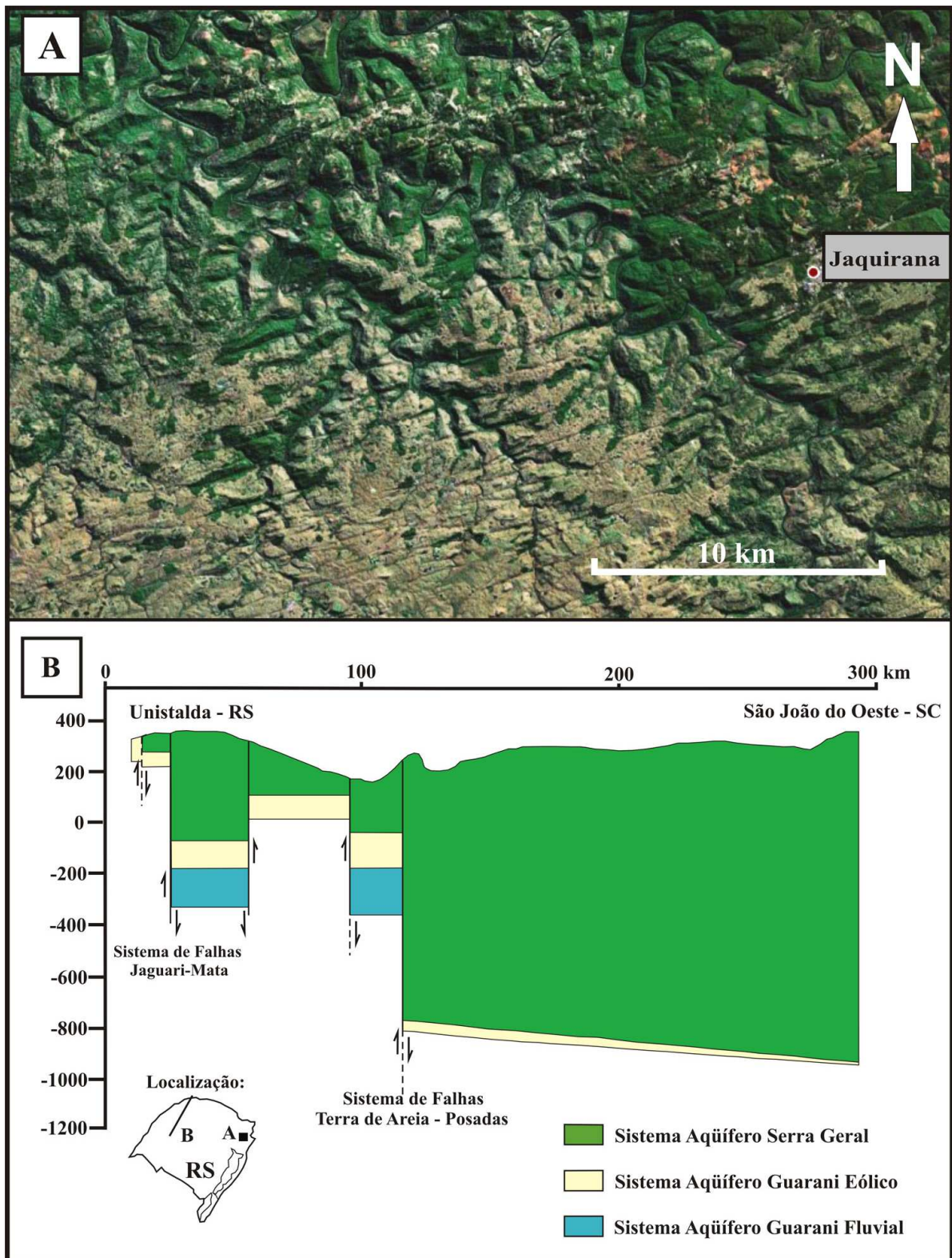


FIGURA 32 - (A) Imagem de superfície da densidade de falhamentos de grande porte que ocorre em certas regiões da Formação Serra Geral. Na imagem visualiza-se uma grande concentração de falhamentos de direção preferencial NE. A localização da imagem "A" está na imagem "B". Fonte: Google Earth. (B) Seção geológica mostrando a dimensão do basculamento dos blocos tectônicos com rochas Serra Geral individualizados por falhamentos. Modificado de Machado (2005).



O modelamento da circulação dessas soluções pelas zonas de falha durante o evento rúptil passa por estágios. Inicia com a abertura do falhamento, seguido pela invasão por fluidos tanto descendentes como ascendentes, finalizando com um fluxo principalmente ascendente até que ocorra o selamento dos espaços da falha por minerais secundários. As permeabilidades perpendicularmente ou paralelamente à zona de falha possuem comportamentos altamente contrastantes (ANTONELLINI; AYDIN, 1994).

Os comportamentos possíveis da falha em relação a fluidos (papel de conduto ou barreira) podem estar presentes na mesma falha e podem alterar-se ao longo do tempo (LOGAN, 1991; KNIPE, 1993, apud HANEBERG, 1995; CAINE et al. 1996). Após o evento rúptil, a região afetada pelo falhamento, com suas rochas cizalhadas e milonitizadas, continua sendo uma faixa de percolação preferencial de fluidos em sua porção superior. Além disso, o conteúdo cataclasado das falhas é muito susceptível ao intemperismo profundo, atuando como conduto para águas meteóricas descendentes e de alteração dos materiais contidos nessa zona cataclasada a baixas profundidades, como algumas centenas de metros. Em função desta complexidade, deve-se esperar o registro da superposição de vários eventos de formação de minerais secundários nos planos de falha, que se multiplicam à medida que a região falhada sofre reativações. Este tipo de comportamento hidrodinâmico já foi bem caracterizado em relação ao Sistema Aquífero Guarani na região do Arco de Ponta Grossa (STRUGALE et al., 2002), devendo-se repetir, com intensidades menores, nas vulcânicas Serra Geral.

A circulação de fluidos, tanto ascendentes como descendentes (Ítem 3.8), relacionados aos falhamentos potencialmente atinge regiões extensas, com dezenas a centenas de quilômetros de comprimento, com larguras de dezenas a centenas de metros e profundidades que se estendem por uma dezena ou mais de quilômetros (FIG. 32).

Além de permitir a circulação de fluidos e a cristalização de minerais secundários, os grandes falhamentos têm uma segunda consequência muito importante. O basculamento de blocos de grande porte justapõe, em superfície, derrames de idades e evoluções contrastantes. Na FIGURA 36B, por exemplo, fica evidente que os 5 blocos expõem, em superfície, derrames dos momentos iniciais do evento vulcânico e derrames do final do vulcanismo. Os derrames assim justapostos passaram por evoluções diferentes: os derrames iniciais passaram por uma evolução complexa, que inclui soterramento e denudação, enquanto os derrames finais tiveram evoluções muito mais simples.

## 4.6 Metamorfismo

Zeolitas e outros minerais secundários formados por metamorfismo regional de muito baixo grau ou metamorfismo de soterramento são conhecidos em muitas localidades. Walker (1960, p. 519) propõe em seu trabalho clássico sobre a Islândia que “as zeolitas e os minerais secundários associados foram obviamente formados muito depois da erupção e do resfriamento das lavas individuais” (p. 519). O gradual aumento da espessura de derrames empilhados, segundo o autor, fez subir nesta seqüência as geoisotermas e, à medida que as temperaturas apropriadas foram alcançadas, a água do aquífero local reagiu com o basalto para produzir os minerais secundários. O mesmo modelo foi proposto por Sukheswala et al. (1974) para os minerais secundários da Província do Deccan (Índia).

Portanto, a discussão da formação de minerais secundários a partir de processos metamórficos também é pertinente para a Formação Serra Geral.

### 4.6.1 Metamorfismo Regional de Muito Baixo Grau

Metamorfismo regional de muito baixo grau caracteriza-se por condições de pressão, temperatura e tempo situadas entre as condições de diagênese e de metamorfismo. Estas podem ser encontradas em dois ambientes geotectônicos contrastantes: ambientes colisionais em margens de placa convergentes e ambientes extensionais relacionados à formação de grandes sistemas de "rift", incluindo bacias marginais e de "back-arc" (MERRIMAN; FREY, 1999, p. 73). Nas periferias de cinturões orogênicos (Alpes, Escandinávia), em ambientes de subducção e em ambientes de arco de ilha e cordilheira ("ridge") de limites de placa divergentes desenvolve-se um metamorfismo de baixo grau equivalente à facies sub-xistos verdes e sub-xistos azuis, com temperaturas de até 400°C e pressões até 4-5 kbar (ROBINSON; MERRIMAN, 1999). Sedimentos vulcanogênicos e cinzas vulcânicas básicas produzem as primeiras respostas a este tipo de metamorfismo, mas as reações freqüentemente não são completas e as fábricas metamórficas típicas podem estar ausentes ou muito discretas.

Os minerais que caracterizam o metamorfismo de muito baixo grau são clorita, albita, titanita e, principalmente, pumpellyita, prehnita e epidoto (SCHIFFMAN, DAY, 1999, p. 117). Todos são muito raros nas rochas da Formação Serra Geral (MARINI et al., 1978; FRANK, 2005). Albita, por exemplo, quando é encontrada, pode ser classificada como produto de alteração de plagioclásios localizados junto a materiais que preenchem fraturas (GOMES, 1996, p. 133). A raridade de minerais típicos de metamorfismo de muito baixo grau e a falta de foliação ou xistosidade nas rochas vulcânicas confirmam que o ambiente tectônico da Bacia do Paraná (bacia intracratônica distante dos limites de placa continental) teria dificuldade de propiciar a gênese de minerais secundários nas rochas Serra Geral por este processo.

#### 4.6.2 Metamorfismo de Soterramento

Metamorfismo de soterramento é um processo anorogênico que se desenvolve em bacias sedimentares situadas no interior de placas continentais (intracratônicas), sem perturbações termais associadas e sem stress deviatório. Entretanto, a área-tipo clássica de metamorfismo de soterramento, na Nova Zelândia, de onde foi proposta a "Fácies Zeolita" (COOMBS et al., 1959), não é um ambiente anorogênico, já que foi reconhecida como um complexo acrecionário de margem convergente ativa para o qual ainda não foi proposto um modelo metamórfico geral (ROBINSON; MERRIMAN, 1999, p. 7).

A discussão a respeito da geração de minerais secundários na Formação Serra Geral por metamorfismo de soterramento envolve o gradiente geotérmico da Bacia e a espessura passada e atual do edifício vulcânico. O gradiente geotérmico na Bacia do Paraná varia entre 17 e 26°C/km (MEISTER, 1973, Fig. 3; RABELO et al., 2002), com uma zona central de gradientes entre 22 e 26°C, uma zona intermediária com temperaturas entre 17 e 22°C e uma zona periférica com gradientes abaixo de 17°C. Temperaturas maiores ocorrem no domo alcalino de Lages e no Norte do Paraná (5,5°C/100m, RABELO et al., 2002). Durante o vulcanismo Serra Geral, entretanto, o gradiente médio provável foi de 40°C (MEISTER, 1973). Segundo Araújo et al. (1995, p. 5), por outro lado, o gradiente geotérmico foi algo maior, variável entre 29 e 55°C/km.

Esse baixo gradiente geotérmico na Bacia do Paraná se deve ao fato de a Bacia estar situada fora de qualquer centro vulcânico, limite de placa litosférica, influência de “hot spots” ou outra fonte de calor. O extenso aquífero Botucatu-Pirambóia, com suas áreas de recarga nas bordas da Bacia e de descarga na região central da Bacia (ARAÚJO et al., 1995; MACHADO, 2005), formou fluxos permanentes de água fria em nível de Bacia que contribuíram para o resfriamento das porções superiores da Bacia (GUNTER et al., 2004, p. 133). Os baixos graus de maturação (“ranks”) dos carvões das Formações Irati e Rio Bonito, quando não atingidos pela ação termal de corpos intrusivos relacionados ao evento vulcânico Serra Geral, demonstram que as temperaturas na Bacia do Paraná, geradas pelos gradientes geotérmicos, nunca foram elevadas.

Em relação à espessura da seqüência de rochas vulcânicas, o maior número encontrado para a Formação Serra Geral foi de mais de 2,5 km, na região do Arco de Ponta Grossa, apresentado por Stanley et al., (1985, Fig. 10). Não há nenhuma estimativa sobre a espessura de rochas vulcânicas removidas pela erosão verticalmente. Em alguns trabalhos (ITAIPU BINACIONAL, 1994), são apresentadas estimativas de 100 a 200 metros de rochas removidas por erosão, na altura do Rio Paraná.

A combinação de baixos gradientes geotérmicos regionais e a espessura normalmente reduzida (<1000 m) do pacote de rochas vulcânicas fez com que as temperaturas na Formação Serra Geral não alcançassem os valores necessários para a formação de zeolitas a partir de gradientes geotérmicos. Para comparação, o início da zona de metamorfismo de soterramento se situa a 2930 metros na Islândia (WEISENBERGER, 2005), graças a um gradiente geotérmico acima de 50°C.

Processos de metamorfismo de soterramento derivados de gradientes geotérmicos elevados formariam zeolitas microcristalinas, restando às grandes zeolitas da Formação Serra Geral uma gênese por processos hidrotermais (GOTTARDI, 1989). Por outro lado, metamorfismo de soterramento geraria, no arenito Botucatu, feições de zeolitização na matriz (e. g. garronita e analcima, BARTH-WIRSCHING; HÖLLER, 1989) e, nas rochas Serra Geral, alteração pervasiva dos plagioclásios para albita e zeolitas de Na (SCHIFFMAN; DAY, 1999, p. 112 e Fig. 4.4), feições que não foram registradas.

De acordo com essas figuras, o metamorfismo de soterramento pode estar caracterizado nas porções mais profundas da Bacia do Paraná, que incluem pacotes do edifício vulcânico Serra Geral com espessuras acima de 1500m. As rochas vulcânicas

acessíveis em afloramento, entretanto, não apresentam indícios de metamorfismo de soterramento nem zonas de minerais-índice.

#### 4.6.3 Metamorfismo de Contato

Metamorfismo de contato, por outro lado, tem um amplo registro nas rochas Serra Geral e envolve duas situações bem distintas. Uma situação é representada pelos xenólitos de qualquer tipo (do embasamento, da coluna sedimentar e de rochas vulcânicas pré-existentes) que foram englobados pelo magma/lava de eventos vulcânicos e que sofreram um metamorfismo de contato bem definido. A outra situação se refere ao impacto termal de corpos magmáticos de qualquer tipo (derrames, corpos intrusivos e fissuras alimentadoras) sobre o substrato ou as rochas encaixantes. As duas situações são discutidas nos itens que se seguem.

##### *4.6.3.1 Metamorfismo de Contato em Xenólitos Incorporados pela Lava*

Nas rochas Serra Geral, xenólitos e suas paragêneses metamórficas de contato são muito diversificados. Na área de estudo, por exemplo, os xenólitos, com dimensões entre centimétricas e decamétricas, incluem vários tipos de rochas plutônicas em sills (Pedreira Concepa) ou em derrames ácidos (Pedreira Municipal de Gramado), blocos desabados de teto de intrusivas (Pedreira Carollo – Passo da Amora) e dezenas de rochas sedimentares diferentes em sills (Pedreira do Ilton), diques alimentadores (Montenegro) e derrames ácidos (Pedreira DAER-São Francisco de Paula, Pedreira Municipal de Gramado, Pedreira Fabrita, etc.). A mineralogia formada depende do protólito xenolítico e da composição química do magma/lava hospedeiro e, em tese, cada xenólito apresenta uma mineralogia metamórfica de contato própria.

#### 4.6.3.2 *Metamorfismo de Contato sobre as Rochas Encaixantes*

Corpos magmáticos como derrames de lava, fissuras alimentadoras e corpos intrusivos do tipo sill impactam seu substrato e suas encaixantes através da emissão de voláteis magmáticos e através da liberação de calor durante seu resfriamento. Esta combinação de fatores cria ambientes extremamente propícios à formação de minerais secundários como zeolitas, cujas principais características são a emissão de voláteis magmáticos e a ação termal sobre o substrato ou as encaixantes.

A desgaseificação de corpos magmáticos durante seu emplacement e resfriamento libera CO<sub>2</sub>, SO<sub>2</sub>, HCl, HF, H<sub>2</sub>O e outros voláteis em volumes que foram calculados apenas para derrames subaéreos (THORDARSON; SELF, 1996; THORDARSON et al., 1996), e que atingem, neste caso, a Mt/km<sup>3</sup> de lava. Mesmo assumindo que corpos intrusivos do tipo sill e fissuras alimentadoras liberem volumes de voláteis muito menores (1-10%) que derrames, continuam sendo volumes que não podem ser desprezados. O processo é pouco compreendido, mas pode potencialmente formar minerais secundários, diretamente ou indiretamente, na seqüência vulcânica.

Um outro impacto é o papel local de cada corpo magmático como fonte de calor. O calor latente liberado durante o resfriamento de derrames sobre o substrato, bem como aquele liberado por fissuras alimentadoras e corpos intrusivos sobre as rochas encaixantes pode aquecer também os geofluidos contidos nestas rochas, criando uma soma de fatores que representam condições ideais para a formação de zeolitas: geofluidos (basicamente água meteórica) + porosidade primária (cavidades) e secundária (fraturas em geral) nas rochas encaixantes + condições de confinamento dos fluidos + temperaturas mais altas que as disponíveis apenas pelo gradiente geotérmico da bacia.

Para diferenciar claramente entre os fluidos com temperaturas derivadas apenas do gradiente geotérmico da Bacia do Paraná e fluidos com temperaturas mais elevadas derivadas da atividade vulcânica, assumimos como “hidrotermais” temperaturas acima de 100°C. Gottardi (1989) é um dos muitos autores que se reporta à dificuldade de definir um limite preciso entre diagenético e hidrotermal. Como as temperaturas propícias à formação das zeolitas mais comuns iniciam ao redor de 100°C e como as águas subterrâneas na Bacia do Paraná atingem no máximo 85°C (BITTENCOURT, 1996, p. 120), o limite de 100°C nos parece adequado para definir o campo do “hidrotermalismo” na Formação Serra Geral. A

discussão envolve (i) a liberação de voláteis e calor na própria seqüência vulcânica, (ii) a liberação de voláteis e calor na seqüência sedimentar subjacente e (iii) o comportamento dos voláteis em subsuperfície.

O metamorfismo de contato na seqüência vulcânica Serra Geral está representado pela liberação de voláteis e calor por derrames de lava e fissuras alimentadoras que atravessaram a seqüência vulcânica, ocorrendo em uma multiplicidade de situações (FIGS. 33 e 34). Os voláteis liberados podem ter três comportamentos. Os voláteis liberados por derrames para a atmosfera ou por fissuras alimentadoras (diques) para rochas encaixantes de alta porosidade e permeabilidade dissipam-se rapidamente sem deixar vestígios. Quando as rochas encaixantes são maciças (sem porosidade primária ou secundária), formam-se apenas auréolas restritas de metamorfismo de contato. Mas quando os voláteis são liberados para sítios de porosidades e permeabilidades específicas (níveis vesiculares, fraturas, brechas, etc.), a interação destes voláteis com fluidos já contidos na rocha permite a formação de minerais secundários, incluindo zeolitas.

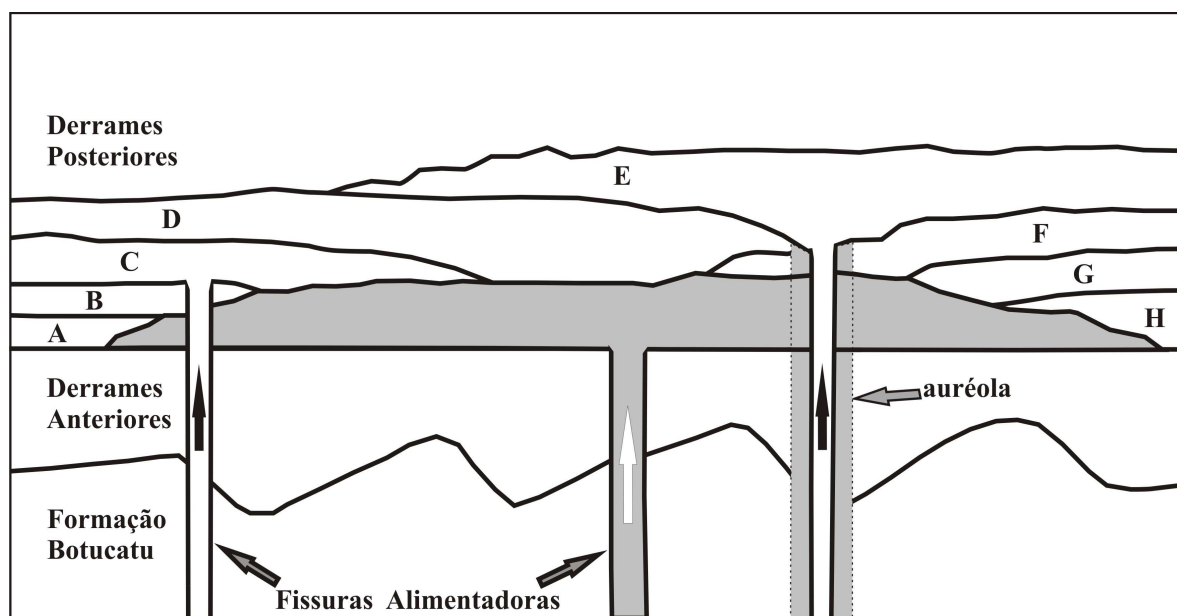


FIGURA 33 - Esquema hipotético em seção, sem escala, de um conjunto de derrames (A-J) e fissuras alimentadoras que impactam determinado derrame considerado (sombreado) através de ação termal e de emissão de voláteis. Em uma das fissuras, está indicada uma "auréola hidrotermal". Fonte: autor.

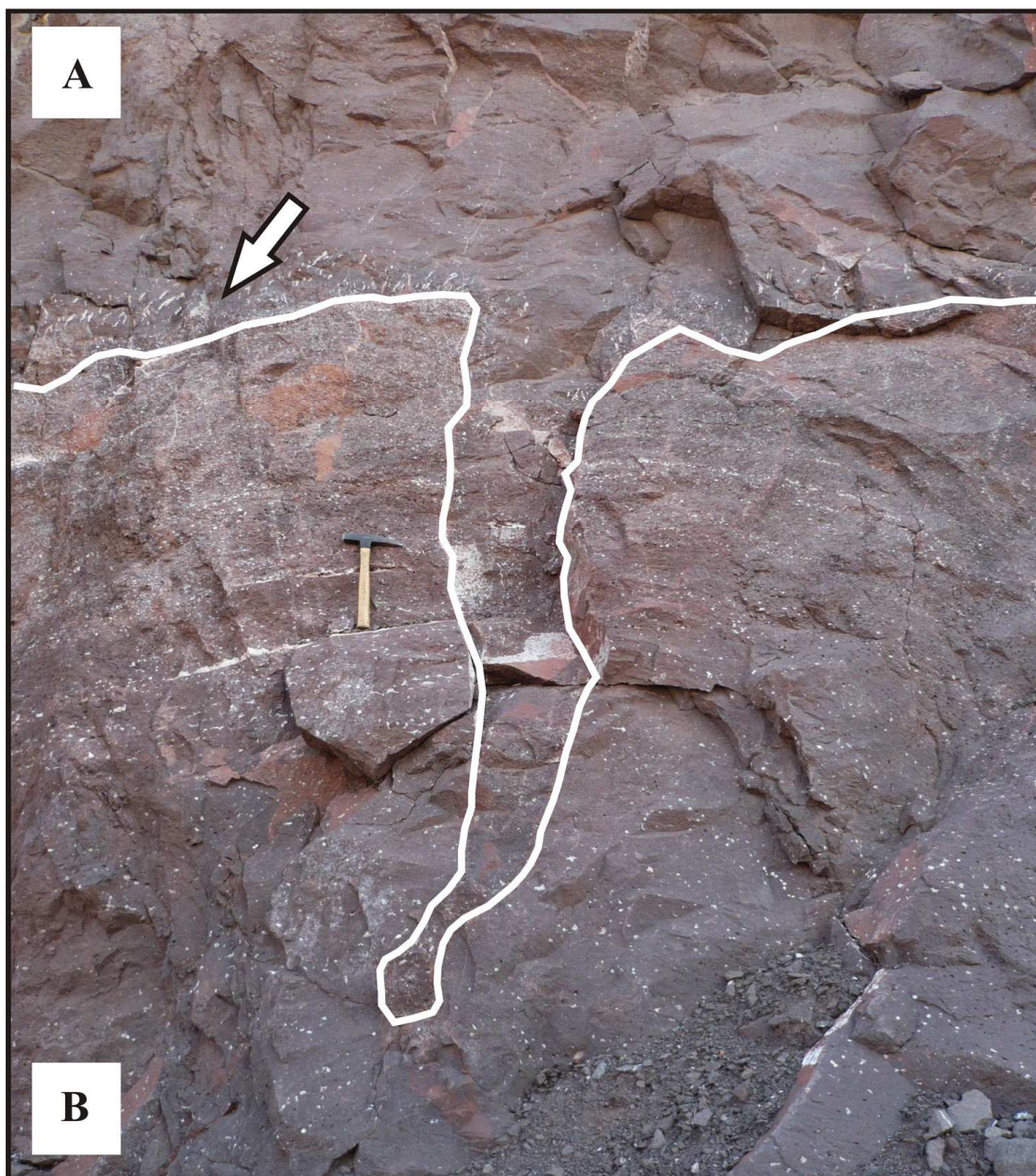


FIGURA 34 - Na imagem, observam-se dois derrames (A e B) cujo contato está bem marcado por vesículas-cachimbo da base do derrame superior (seta). Uma fratura com 2,5 metros de comprimento no derrame inferior é preenchida por lava do derrame superior. Pedreira de Toledo (PR), frente Oeste, abril/2008. Martelo com 35 cm. Fonte: autor.

Uma interação complexa de fatores que varia de ponto a ponto na seqüência vulcânica define a potencialidade de formação de minerais secundários. O calor e o volume de voláteis disponíveis dependem da temperatura e do conteúdo de voláteis do magma, da profundidade, da duração e da intensidade do episódio vulcânico. O volume e a composição de potenciais fluidos formadores de minerais secundários dependem da existência e da extensão das porosidades primária e secundária das rochas encaixantes e dos volumes e



composições de fluidos ocupando esta porosidade. A permeabilidade precisa ser baixa, porque permeabilidades expressivas provavelmente promovem a dissipação dos voláteis. O CO<sub>2</sub> proveniente da desgaseificação dos corpos magmáticos, por exemplo, é altamente reativo com as rochas basálticas de corpos magmáticos pré-existentes (encaixantes), formando calcita, um impacto tão significativo que está sendo empregado atualmente na Islândia para o seqüestro de gás carbônico no combate ao efeito estufa (SOCIETY NEWS, 2008).

O volume de rocha impactado pelos corpos magmáticos através do seu calor e dos voláteis define uma zona ao redor destes corpos magmáticos chamada de “auréola hidrotermal” (FIG. 33), cujo formato e dimensão dependem das características das encaixantes e dos corpos magmáticos. Seus limites são difusos e podem estar mascarados por eventos posteriores que modificaram a mineralogia secundária inicialmente formada.

Hidrotermalismo desse tipo gerou, na Islândia (Teigarhorn), uma última paragênese na porosidade primária (vesículas) e secundária (fraturas, brechas, etc.) dos derrames pré-existentes atravessados por diques máficos pouco espessos (0,5 - 3m) (NEUHOFF et al., 1999, p. 480). O aumento do fluxo de calor e a permeabilidade decorrente do fraturamento das encaixantes iniciaram uma circulação de fluidos hidrotermais que revestiu as fraturas com clinoptilolito, calcedônia, quartzo e clorita/esmectita. Os últimos minerais a preencherem os espaços foram esolecita, laumontita e calcita. Além disso, um intenso metasomatismo de SiO<sub>2</sub> gerou auréolas, com entre 1 e 40 cm de largura, ao redor das fraturas e brechas, tornando mais claras as cores das rochas encaixantes, que localizadamente ficaram amareladas. Os vistosos minerais dessas auréolas hidrotermais, formadas ao redor de enxames de diques, ficaram famosos entre colecionadores de minerais do mundo inteiro, levando Walker (1960) a estabelecer uma "zona de abundantes zeolitas". A “zona”, entretanto, nada tem a ver com o metamorfismo de soterramento responsável pelas conhecidas zonas com zeolitas-índice da Islândia (NEUHOFF et al., 1999, pgs. 480 e 498). A situação é confirmada por Jefferis e Voight (1981, p. 190), pois os minerais de alta temperatura em sua área de estudo (também na Islândia) ocorrem nas proximidades de enxames de diques e de intrusões de dolerito, restringindo-se à vizinhança imediata das intrusões. As auréolas ao redor dos diques não são simétricas, apresentando fraturas vazias, com os minerais secundários (zeolitas) ocorrendo apenas nas cavidades associadas.

Situações favoráveis à ocorrência deste tipo de metamorfismo ocorreram em grande número durante a construção do edifício Serra Geral, pois as quatro condições necessárias estão presentes: muitos lobos de lava com espessuras bastante diferenciadas, um

número elevado de diques básicos de portes igualmente muito distintos, freqüentes encaixantes de elevada porosidade (zonas vesiculares dos derrames, litologias interderrames, seqüências de microderrames, etc.) e fluidos (basicamente água meteórica) ocupando a porosidade das rochas. Como nas Ilhas Färoer (JORGENSEN, 2006, p. 125) e na Islândia (GISLASON; EUGSTER, 1987b, p. 2842; JEFFERIS; VOIGHT, 1981, p. 177), também ocorrem sills intrudidos entre os derrames de lava (VARGAS; SOUZA, 2008). Um caso com metamorfismo de contato deste tipo foi descrito por Farjallat e Suguio (1966): os minerais secundários no derrame inferior e no arenito interderrame descritos foram atribuídos pelos autores a soluções hidrotermais provenientes do derrame superior.

O metamorfismo de contato na seqüência sedimentar da Bacia do Paraná decorre da ação dos corpos intrusivos e das fissuras alimentadoras, que promoveram a (i) liberação de voláteis magmáticos e calor durante o resfriamento dos corpos ígneos e (ii) a liberação de voláteis gerados pela ação térmica dos corpos ígneos sobre rochas encaixantes contendo carbono orgânico.

A lenta cristalização do magma dos corpos intrusivos do tipo sill provoca a ação termal e a expulsão dos voláteis que não foram retidos pela cristalização das fases minerais para dentro das rochas encaixantes sedimentares. A ação termal desses corpos intrusivos tem o potencial de aquecer os geofluidos contidos nas rochas sedimentares que, uma vez a temperaturas mais elevadas, podem ascender e atingir os derrames subjacentes. O metamorfismo de contato de um corpo intrusivo Serra Geral sobre as encaixantes alcança a fácies Sanidinito, com temperaturas que alcançam 1200°C (BARBOSA, 2004), coqueificando os carvões nas encaixantes (e.g. BARBOSA, 2004; KERN et al., 2005; CORRÊA; PEREIRA, 2005) e transformando a matéria orgânica em grafita, já encontrada por Putzer (1953, p. 70) nos carvões de Santa Catarina. Além disso, corpos intrusivos provavelmente perdem entre 1-10% dos voláteis de derrames subaéreos correspondentes, cujo valor depende da profundidade da intrusão e do teor de voláteis do magma, entre outros. Esse hidrotermalismo é ilustrado por Dutrow et al. (2001), que demonstram as influências térmicas e de transferência de massa entre um sill lamprofírico de espessura restrita (11m) intrusivo a 2,1 km de profundidade, que gerou uma paragênese secundária nas rochas encaixantes.

Volumes adicionais de voláteis são liberados quando corpos intrusivos interagem com rochas sedimentares hospedeiras contendo carbono orgânico. O carbono orgânico é convertido em gás carbônico isotopicamente “leve”, metano e outros hidrocarbonetos durante o metamorfismo de contato (SVENSEN et al., 2007, p. 560), quando

as rochas sedimentares são aquecidas a temperaturas inferiores à janela de gás (~100-200°C). Ao redor dos sills gera-se uma auréola de metamorfismo de contato (SVENSEN et al., 2004), que corresponde ao volume de rochas aquecidas abaixo de 100°C. Esta auréola, para sills espessos (>50m), intrudidos em folhelhos, possui para ambos os lados do sill espessuras iguais ou maiores que a espessura do sill.

Na Bacia do Paraná, há um volume mínimo de 100.000 km<sup>3</sup> de corpos intrusivos do tipo sill (FRANK et al., 2007), 68% dos quais intrudidos no intervalo das rochas com C orgânico das Formações Rio Bonito e Irati (Permiano) (ZALÁN et al., 1986a). Tomando valores conservativos de 50.000 km<sup>3</sup> de sills interagindo com rochas ricas em C orgânico e um volume de 25 kg de carbono liberado por metro cúbico de magma (SVENSEN et al., 2004), tem-se como aproximação inicial a produção de 1.250 Gt de C a partir dos corpos intrusivos.

A liberação para a atmosfera dos voláteis gerados pela interação das intrusivas com encaixantes contendo carbono orgânico pode ocorrer de forma explosiva através de profundos e largos condutos hidrotermais. Estes condutos foram identificados inicialmente na Bacia de Vøring no Atlântico Norte (JAMTVEIT et al., 2004) e, aos milhares, como “breccia pipes”, na Província do Karroo, na África do Sul (SVENSEN et al., 2007). Como a situação da Bacia do Paraná é análoga à Bacia do Karroo (bacias com rochas sedimentares com C orgânico e sills em grande número), as feições descritas por Svensen et al. (2007) também devem ocorrer na Bacia do Paraná.

O comportamento desses voláteis em subsuperfície é dificultada pela impossibilidade de acessar os sítios em que se processa a desgaseificação e de acompanhar os voláteis exsolvidos. Entretanto, a atual discussão sobre o armazenamento geológico de CO<sub>2</sub> para combater o aquecimento global fornece um enorme volume de dados sobre o comportamento de grandes volumes de CO<sub>2</sub> injetados em rochas-reservatório de bacias sedimentares. A situação é análoga à introdução de voláteis magmáticos na seqüência sedimentar da Bacia do Paraná aqui discutida, permitindo traçar paralelos importantes.

O comportamento subsuperficial de CO<sub>2</sub> depende do tipo de preenchimento sedimentar de uma bacia, das heterogeneidades internas em todas as escalas e dos regimes hidrodinâmico, geotérmico e de pressão existentes (BAINES; WORDEN, 2004, p. 3). Os voláteis podem apresentar três tipos de comportamentos. Se os voláteis interagem com a rocha encaixante, são retidos através da formação de novos minerais (“aprisionamento geoquímico”), um processo controlado por pH, composição da água da formação, pressão,

temperatura e mineralogia das rochas encaixantes. A interação do CO<sub>2</sub> em solução com os silicatos primários formadores de rocha, em sistemas completamente equilibrados, forma calcita e filossilicatos secundários (CO<sub>2</sub> + Silicatos-Ca-Al + feldspatos = calcita + argilominerais).

Se os fluidos com voláteis são retidos em uma armadilha estrutural ou estratigráfica (“trap”), ficam presos no local por tempos geológicos. Finalmente, se os voláteis ingressam em um aquífero profundo não-confinado, circulam como “brines” altamente salinas, como vapores condensados ou então dissolvidos em proporções menores até emergir em superfície em tempo de escala geológica (vários milhões de anos). Os fluxos dos fluidos dos aquíferos profundos são na ordem de cm/ano e o CO<sub>2</sub>, como fase imiscível, migra para cima por diferença de densidade. À medida que os líquidos ascendem para regiões menos profundas, a fase inicialmente líquida adquire uma porcentagem de vapor que, mais tarde, pode inclusive aflorar em superfície, de modo similar aos hidrocarbonetos.

CO<sub>2</sub> é um gás muito reativo, e sua interação com as rochas encaixantes e os fluidos da formação é determinante para modelar o destino de grandes volumes de CO<sub>2</sub> liberados em seqüências sedimentares por desgaseificação de intrusivas basálticas, bem como a avaliação do seu impacto na formação de minerais secundários nas vulcânicas extrusivas correlatas. A solubilidade do CO<sub>2</sub> depende da temperatura, da pressão e da composição dos fluidos de formação, e sua dissolução depende da superfície de interação CO<sub>2</sub>-água, do grau de mistura e da velocidade de injeção de CO<sub>2</sub> no sistema. Como a dissolução de CO<sub>2</sub> cria desequilíbrios químicos na rocha-reservatório, provoca a dissolução e a precipitação de minerais através de processos secundários, lentos e controlados pela concentração de cátions, em geral, divalentes, disponíveis para reação. Desta forma, CO<sub>2</sub> em subsuperfície é, em proporções menores, retido pela formação de minerais com carbono (calcita), enquanto um volume maior permanece dissolvida nos fluidos de formação e a maior parte permanece como fase imiscível.

#### 4.7 Águas Descendentes

A formação de minerais secundários na Formação Serra Geral a partir de águas que circulam em sentido predominantemente descendente depende **(i)** da estrutura do aquífero e **(ii)** da composição dessas águas. A composição das águas meteóricas durante o evento Serra Geral naturalmente é uma incógnita, mas é uma variável importante (GISLASON; EUGSTER, 1987b, p. 2843).

**(i)** O armazenamento e a circulação de água meteórica na Formação Serra Geral ocorrem na porção superior do edifício vulcânico, pelas discontinuidades de todos os tipos, pelos níveis vesiculares e pelas camadas porosas de algumas das rochas interderrames, caracterizando um aquífero do tipo fraturado de condições hidrogeológicas heterogêneas e anisotrópicas (CELLIGOI; DUARTE, 1997, p. 120). Essas águas que circulam de forma predominantemente descendente na Formação Serra Geral integram o “Sistema Aquífero Serra Geral”. Nos grandes lineamentos estruturais, por exemplo, o fluxo de água faz com que poços ali locados tenham vazões de até 225 m<sup>3</sup>/h, mas a profundidade da maioria das entradas de água em poços dá-se até 150 m, decrescendo as vazões a partir de 90 m (ROSA FILHO et al., 1987). No domínio das fácies ácidas (Palmas, Campo Erê e Machadinho), no estado de Santa Catarina, a circulação também se restringe aos 90 metros superiores (FREITAS et al., 2000).

Derrames espessos e sem um sistema de diáclases desenvolvido comportam-se como barreiras à circulação de água, gerando, em seção, uma sucessão de níveis freáticos, cujos níveis estáticos se materializam nas encostas dos vales como grupos de fontes horizontalizadas em níveis topográficos diversos. Esses pequenos aquíferos isolados subhorizontais mantêm certo paralelismo com o mergulho regional dos derrames (BARBI 1983, GUIDICINI; USSAMI 1969). São alimentados por fraturas subverticais ou no seu afloramento em superfície (BARBI, 1983), mas feições estruturais como falhas (UHE Salto Santiago) e zonas cizalhadas (UHE Itaipu) podem promover a integração desses aquíferos.

Os levantamentos mais detalhados da circulação de águas descendentes foram executados durante a construção de UHEs. Um extraordinário volume de dados está disponível (SANTOS e RUIZ, 1963; KAGI, 1969; GUIDICINI; USSAMI, 1969; CAMARGO et al., 1971; GUIDICINI et al., 1981; SILVEIRA et al., 1981; AREAS, 1983; ABMS, 1983; TRESSOLDI, 1987), incluindo o caso dos microssismos induzidos pelo enchimento da UHE de Capivara (MIOTO; RIBOTTA, 1994; GEMAEI; FAGGION, 1996;

MARZA et al., 1999), testemunho eloqüente da amplitude e do padrão heterogêneo da circulação das águas nas rochas Serra Geral.

(ii) A qualidade das águas que circulam pelas rochas Serra Geral em sentido predominantemente descendente derivam não apenas do aquífero que se desenvolveu no próprio edifício vulcânico, mas também do aquífero contido nas rochas sedimentares pós-vulcânicas (Grupo Bauru e outros).

O aquífero sobrejacente à Formação Serra Geral, compreendendo o Grupo Bauru, é formado por águas ligeiramente ácidas (pH 6,0-7,5), bicarbonatadas cálcicas, bicarbonatadas cálcico-magnesianas (CAMPOS, 1998, p. 2362) e, subordinadamente, bicarbonatadas potássicas (ROSA FILHO et al, 1987, Fig. 7), com uma dureza de  $\text{CaCO}_3$  entre 9 e 68, levemente ferruginosas, com baixa concentração de solutos e localizadamente radioativas (20,59 maches 1/h) (ARID et al., 1970, p. 64 e Tabela 10). O potássio provém do microclínio presente nestes sedimentitos. Níveis com cimento calcítico na base do arenito Caiuá são atribuídos a soluções provenientes do basalto subjacente (ROSA FILHO et al., 1987, p. 34).

As águas do Sistema Aquífero Serra Geral (SASG) são bicarbonatadas cálcicas (ROSA FILHO et al., 1987, Fig. 7), de baixa salinidade (<250 mg/l) e com pH entre 4,1 a 10,8 (MACHADO et al., 2002). O Ca predomina por estar contido nos piroxênios e plagioclásios das rochas e porque se trata de um íon bastante solúvel (CELLIGOI; DUARTE, 1997). O Mg provém dos piroxênios e das olivinas. O caráter bicarbonatado (em média 69 mg/l) pode ser explicado pela densa cobertura vegetal das áreas de recarga, com a dissociação iônica do ácido carbônico  $\text{H}_2\text{CO}_3$  (formado pela produção de  $\text{CO}_2$  atmosférico e do solo), pelo pH e pela hidrólise de minerais silicáticos. O teor relativamente alto de sílica dissolvida (37 mg/l, em média) provém dos silicatos das rochas. Análises hidrogeológicas detalhadas, como em Santa Catarina (MACHADO et al., 2002), revelam a presença de 19 grupos e subgrupos hidrogeoquímicos de águas subterrâneas, classificados através do Diagrama de Piper. Quando se desenvolvem vales com vertentes e fundo côncavos ou altos topográficos representados por superfícies onduladas, a circulação mais restrita das águas faz com que esta possua concentrações maiores de Fe e Mn (REGINATO; STRIEDER, 2004).

Quanto à dureza, as águas do SASG geralmente possuem baixa dureza, com uma média de 84,79 mg/l em Santa Catarina (MACHADO et al., 2002), mas localizadamente podem apresentar uma dureza muito elevada, formando crostas de  $\text{CaCO}_3$  nos utensílios domésticos, impedindo uma boa saponificação e provocando o estrangulamento das

tubulações (HAUSMAN 1966, p. 207). Dados de 30 poços são apresentados por Hausman (1966, Quadro nº 3), observando-se um teor de cloretos entre 0,9 e 48,0 ppm, sulfatos entre 0,9 e 81,1 ppm, fluor entre 0,1 e 0,5 ppm, sílica entre 0,7 e 83,4 ppm, Fe entre 0,1 e 5,2 ppm, Al entre 0,2 e 8 ppm, Mn entre ausente e 0,4 ppm, Ca entre 2,4 e 54,1 ppm, Mg entre 0,3 e 26,0 ppm e Na+K entre 3,1 e 125,3 ppm.

As composições das inclusões fluidas em cristais de quartzo ametista e de calcita são consistentes com as qualidades descritas das águas meteóricas do edifício vulcânico: Juchem (1999, p. 156-159) obteve dados indicando uma baixa salinidade, composta principalmente por sais de Na, enquanto Gilg et al. (2003) mediram concentrações de salinidade de 2% NaCl eq. e Fischer (2004) obteve valores de em média 3% NaCl eq.

Em resumo: todo o edifício vulcânico Serra Geral é permeado por um expressivo volume de águas meteóricas de maneira extremamente anisotrópica. Quanto mais superficial a rocha considerada, mais abertas as diáclases e maior o volume de água que circula no local. Qualquer abordagem de mineralogia secundária precisa considerar a gênese de alguns minerais secundários, característicos de baixas temperaturas, a partir de duas dezenas de composições hidrogeoquímicas diferentes. A água normalmente contida nas cavidades das rochas vulcânicas evidentemente é formada por águas meteóricas, como já foi constatado por Matsui et al. (1974) para a água contida em geodos de ágata. As águas que percolam o edifício vulcânico contêm elementos da própria chuva, dos solos desenvolvidos em superfície, dos sedimentitos pós-Serra Geral, da alteração das rochas vulcânicas e dos sedimentos interderrames. No caso das rochas vulcânicas, a mesóstase concentra alguns elementos maiores (K, etc.) e também elementos incompatíveis. Sendo a primeira fase da rocha a alterar, constitui-se em uma fonte abundante de elementos incompatíveis que integrarão os fluidos percolantes (GISLASON; EUGSTER, 1987, p. 2851). Este conjunto de "contaminantes" pode gerar minerais secundários (NASHAR; DAVIES, 1960) e o mineral cuja gênese está vinculada de maneira mais direta a esta circulação de águas meteóricas é a calcita (NASHAR; BASDEN, 1965).

## **5 MINERAIS SECUNDÁRIOS EM OCORRÊNCIAS SELECIONADAS NA PORÇÃO S-SE DA BACIA DO PARANÁ.**

A experiência de coleta de minerais secundários nas cavidades das rochas Serra Geral na área de estudo ao longo de vários anos permitiu identificar um aspecto fundamental da distribuição desses minerais: praticamente cada ocorrência representa uma tipologia própria se forem consideradas não apenas as espécies minerais individuais, mas também aspectos relacionados às suas cores, formas, hábitos e associações. Enquanto as assembléias formadas por sílica (calcedônia, quartzo macrocristalino) + calcita são mais uniformes, as assembléias de zeolitas são muito diversificadas.

Entretanto, afloramentos como cortes de estrada fornecem apenas indícios de pouco valor sobre a mineralogia secundária de determinado local. Afloramentos viáveis para o estudo da distribuição de minerais secundários somente são encontrados em garimpos ou em pedreiras ativas através do acompanhamento das frentes de lavra por vários anos. Não é possível obter uma amostragem representativa da mineralização secundária de determinado local apenas através de algumas visitas com a coleta de algumas dezenas de amostras.

Um problema dessas ocorrências em pedreiras ativas é o fato que sua abertura induz, na rocha, à abertura das descontinuidades (diáclases, fraturas, falhas e juntas-falha) anteriormente justapostas ou cimentadas por minerais secundários. Tensões residuais contidas na rocha são dissipadas e intensificam o processo de alívio de tensão do maciço rochoso. Por exemplo, na região de Estância Velha (RS), na área de estudo, estão localizadas várias pedreiras de grande porte e de intensa atividade lado a lado, fazendo com que a região fosse submetida a pelo menos 1.200 microssismos antropogênicos (detonações) nas últimas 4 décadas, o que gera um comportamento hidrogeológico novo nestes maciços rochosos. Como em qualquer mina antiga, a nova situação induz à formação de minerais novos, normalmente pequenos (<0,5mm), inclusive a partir dos gases das detonações, fato que precisa ser considerado na avaliação principalmente dos agregados submilimétricos encontrados.

Como o volume de dados torna inviável a apresentação das características dos minerais secundários de todas as ocorrências acompanhadas na área de estudo, serão apresentadas as variações da mineralogia secundária em três ocorrências representativas dos corpos magmáticos extrusivos que ocorrem na área de estudo. A Pedreira Incopel foi selecionada porque é um típico lago de lava em vale interdunas Botucatu, na base da



seqüência vulcânica. A Pedreira de Morro Reuter, localizada em nível bem acima dos lagos de lava, é representativa para derrames básicos mais contínuos que os lagos, mas ainda de espessura restrita. A Pedreira Sultepa-Tainhas, finalmente, é característica para os espessos derrames ácidos encontrados no topo da seqüência. Nessas três ocorrências, foi possível registrar de forma confiável as variações horizontais e verticais das assembléias minerais secundárias através de dezenas de coletas pelo período de mais de 6 anos. Todas as citações de pedreiras continuam se referindo ao QUADRO 1.

### **5. 1 Diretrizes de Apresentação**

Na apresentação das ocorrências com mineralogias secundárias uniformes é introduzido o conceito de “Domínio”, que corresponde a um determinado volume de rocha, abrangendo porções de um ou mais derrames, onde as cavidades apresentam as mesmas espécies de minerais secundários com características morfológicas e propriedades físicas semelhantes, situadas em cavidades de uma mesma tipologia, quantidade e tamanho. Os Domínios não possuem limites físicos no corpo magmático e normalmente transicionam lateralmente um para o outro, em uma escala de até algumas dezenas de metros nos exemplos apresentados. O conceito de Domínio constitui uma forma prática de expressar as mudanças qualitativas e quantitativas das mineralogias secundárias e também foi usado por Schnorrer et al. (2004, Fig. 13) para a apresentação da distribuição dos minerais secundários do basalto de Bramburg, onde os minerais secundários formam domínios concêntricos.

A quantificação das espécies minerais individuais presentes em determinado domínio sempre foi uma tarefa subjetiva entre aqueles que trabalharam com minerais secundários. Conceitos como "muito abundante" e "raro" são usados rotineiramente em levantamentos regionais de minerais secundários. Autores que usaram esta metodologia são Walker (1960, p. 516) e Weisenberger (2005, Cap. V) na Islândia, Hooper et al. (1984, p. 483) no Basalto de Innaha do Columbia River Basalt Group (USA), Ottens (2005) na Província do Deccan (Índia), Jorgensen (2006, p. 142) nas Ilhas Färoer e Franco (1952, p. 16) na sua análise de zeolitas da Formação Serra Geral.

A avaliação quantitativa exata da mineralização secundária torna-se praticamente impossível quando a zona vesicular contém dezenas de milhares de amígdalas

pequenas (<1cm) por metro quadrado, preenchidas com mineralização branca ou incolor. Nessas situações, assume-se que as cavidades maiores, apenas parcialmente preenchidas e onde é possível identificar os minerais através de critérios morfológicos ou físicos, refletem a mineralogia das cavidades menores. Pressupõe-se que a avaliação é realizada por um pesquisador que desenvolveu a habilidade, através da observação de minerais secundários em amostra de mão, lupa binocular e Microscópio Eletrônico de Varredura, de reconhecer os minerais mais freqüentes através de suas características físicas e morfológicas.

O uso desses termos quantitativos (abundante, freqüente, raro, etc.) constitui, portanto, uma metodologia viável em estudos de minerais secundários em escala regional. Mas os conceitos precisam ser aplicados com cuidado: a avaliação da abundância de minerais secundários em apenas um plano (p.ex., frente de lavra em pedreira, corte de estrada) normalmente induz a erros grandes. Já um conjunto de rochas detonadas permite avaliar melhor a abundância dos minerais nas cavidades da rocha.

A abundância das espécies minerais nas ocorrências abaixo apresentadas seguirá a metodologia dos outros autores: "abundante" refere-se a uma espécie mineral encontrada em mais de 60% das cavidades, "muito freqüente" a uma representatividade em 40% das cavidades, "freqüente" à presença em 20% das cavidades, "raro" a minerais presentes em menos de 2% das cavidades e "muito raro" a minerais que foram encontrados apenas uma ou duas vezes, mesmo coletando dezenas de vezes no local ao longo de vários anos.

O tratamento dispensado às espécies minerais submicroscópicas envolve duas situações distintas. Em muitos casos, cristais pequenos podem ser identificados por critérios morfológicos e químicos com lupa binocular e Microscópio Eletrônico de Varredura. Uma vez confirmada a identidade desses minerais, torna-se fácil reconhecê-los quando ocorrem com o mesmo hábito, como quartzo, calcita, heulandita e estilbita-stellerita.

Entretanto, o uso da metodologia acima citada não se aplica à identificação de agregados com diâmetros inferiores a 50 micra, maciços, fibrosos ou de hábito foliáceo (FIG. 35). Mesmo com técnicas de última geração de caracterização química e estrutural, a identificação de agregados tão pequenos vai "aos limites das técnicas experimentais existentes" (GALLI; GUALTERI, 2008). Em alguns casos, revestimentos abundantes na área de estudo evidenciaram, por Difractometria de Raios X, que cristais foliáceos pretos, por exemplo, são Fe-esmectitas, enquanto cristais foliáceos verdes são esmectitas e celadonitas. Em muitos casos, entretanto, os agregados possuem menos de 50 micra, tornando sua identificação extremamente trabalhosa sem que isso contribua para o objetivo do trabalho,

uma situação também enfrentada por Benson e Teague (1982, p. 598 e 600). Em função do elevado número desses agregados submicroscópicos, sua identificação foi postergada e a análise da mineralogia secundária se ateu às fases minerais quantitativamente expressivas.

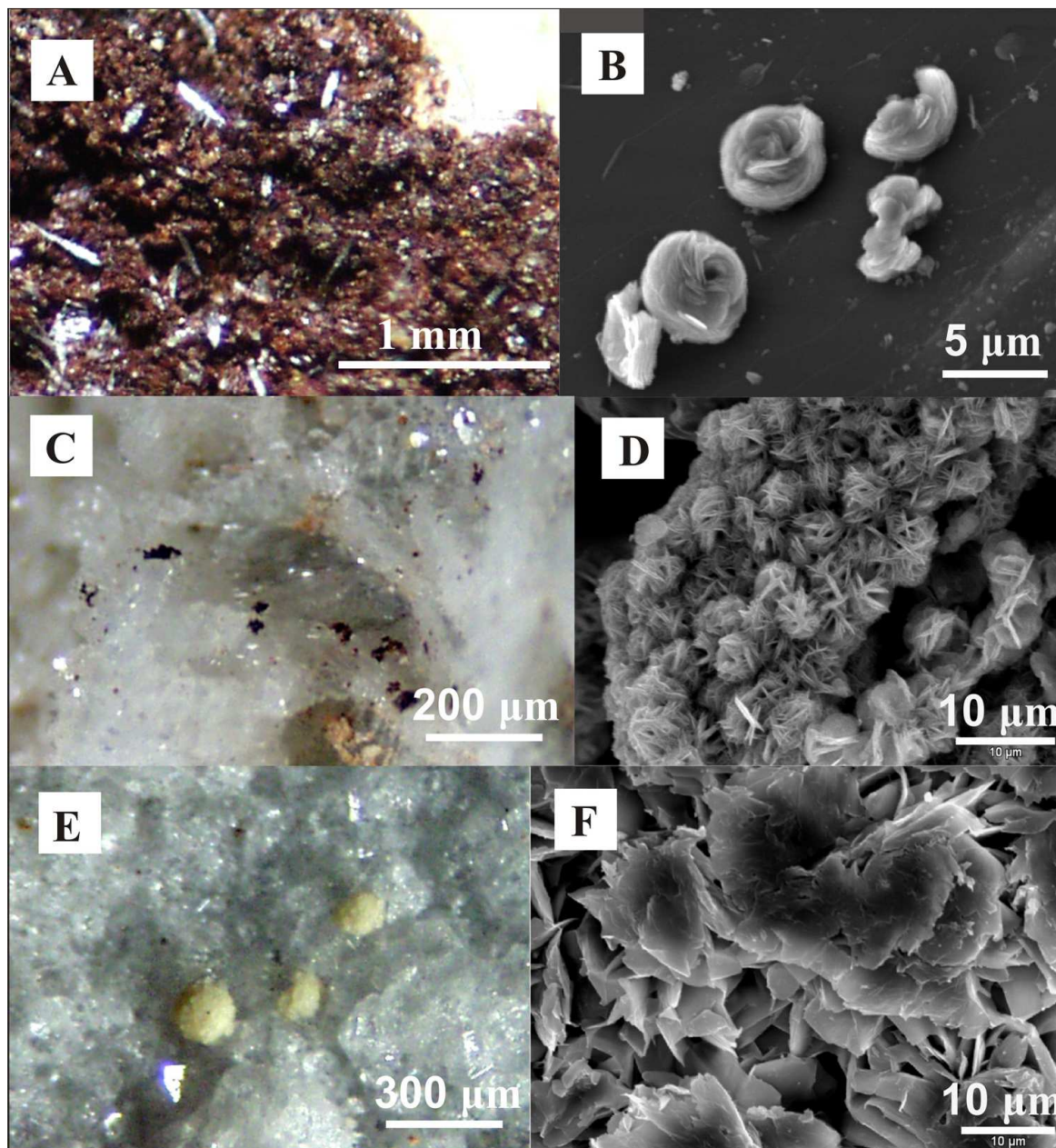


FIGURA 35 - Três exemplos (A-B, C-D, E-F) dos agregados submicroscópicos encontrados no Domínio 2 de Pedreira de Morro Reuter, com imagens colorizadas (coluna da esquerda) e ao Microscópio Eletrônico de Varredura (coluna da direita). Fonte: autor.

## 5.2 Ocorrências Seleccionadas

As ocorrências detalhadas se situam em pedreiras ativas onde a rocha é extraída para a obtenção de brita. A amostragem de minerais secundários foi realizada em pontos específicos de cada ocorrência e está excluída a possibilidade das amostras serem provenientes de outros pontos que não os indicados. O magma-tipo de cada ocorrência (TAB. 4) foi confirmado através de Espectrometria de Fluorescência de Raios X de amostras da rocha maciça inalterada dos derrames considerados, controlando o grau de alteração através do índice de Perda ao Fogo (P.F.<2,5%) e pelo exame de lâminas petrográficas.

TABELA 4 - Análises químicas de elementos maiores e elementos traços da rocha em cada uma das três ocorrências de minerais secundários apresentadas. Para comparação, os teores identificadores das fácies Gramado e Caxias do Sul (PEATE et al., 1992, Tab. 3).

	<b>Morro Reuter Inferior</b>	<b>Morro Reuter Superior</b>	<b>Incopel</b>	<b>Sultepa- Tainhas</b>	<b>Fácies Gramado</b>	<b>Fácies Caxias Sul</b>
SiO <sub>2</sub>	52,66	50,32	56,54	64,66	49 - 60	68,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,27	14,35	14,62	13,52		12,97
TiO <sub>2</sub>	1,22	1,28	1,22	0,94	0,7 - 2,0	0,99
Fe <sub>2</sub> O <sub>3(t)</sub>	12,26	12,89	9,93	6,03		6,63
MnO	0,18	0,20	0,14	0,10		0,1
MgO	5,70	6,32	4,54	1,94		1,3
CaO	9,37	9,28	6,36	2,46		2,94
Na <sub>2</sub> O	1,69	1,55	2,39	2,19		3,07
K <sub>2</sub> O	1,25	0,65	2,46	4,45		3,92
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,14	0,22	0,25	0,05 - 0,4	0,27
P.F.	1,08	2,82	1,43	2,38		
<b>Total</b>	<b>99,83</b>	<b>99,81</b>	<b>98,9</b>	<b>98,90</b>		
Y	48	nd	52	60		55
Pb	7	11	17	29		
Ni	36	42	18	nd		7
Co	75	85	46	nd		
Cu	94	91	68	57		
Ga	28	29	26	22		
Sr	300	264	330	142	140 - 400	135
Zr	131	132	184	271	65 - 275	267
Zn	142	166	137	81		
Nb	21	nd	33	34		
Rb	53	nd	146	279		168
As	nd	nd	nd	7		
Cr	187	131	92	79		
Ba	499	390	647	977	100 - 700	664

### 5.2.1 Pedreira Incopel

A Pedreira Incopel, em atividade desde 1938, desenvolve-se atualmente em várias bancadas, formando um anfiteatro voltado para Sul. Explora principalmente um espesso (>40m) lago de lava ("lava pond") formado no vale entre duas dunas de grande porte constituídas por arenito da Formação Botucatu. É uma pedreira característica de base de seqüência vulcânica, representativa para várias pedreiras do mesmo tipo que estão em operação na região. A FIGURA 36 indica o perfil de área da pedreira, descrito a seguir, enquanto a FIGURA 37 consiste de duas imagens da ocorrência.

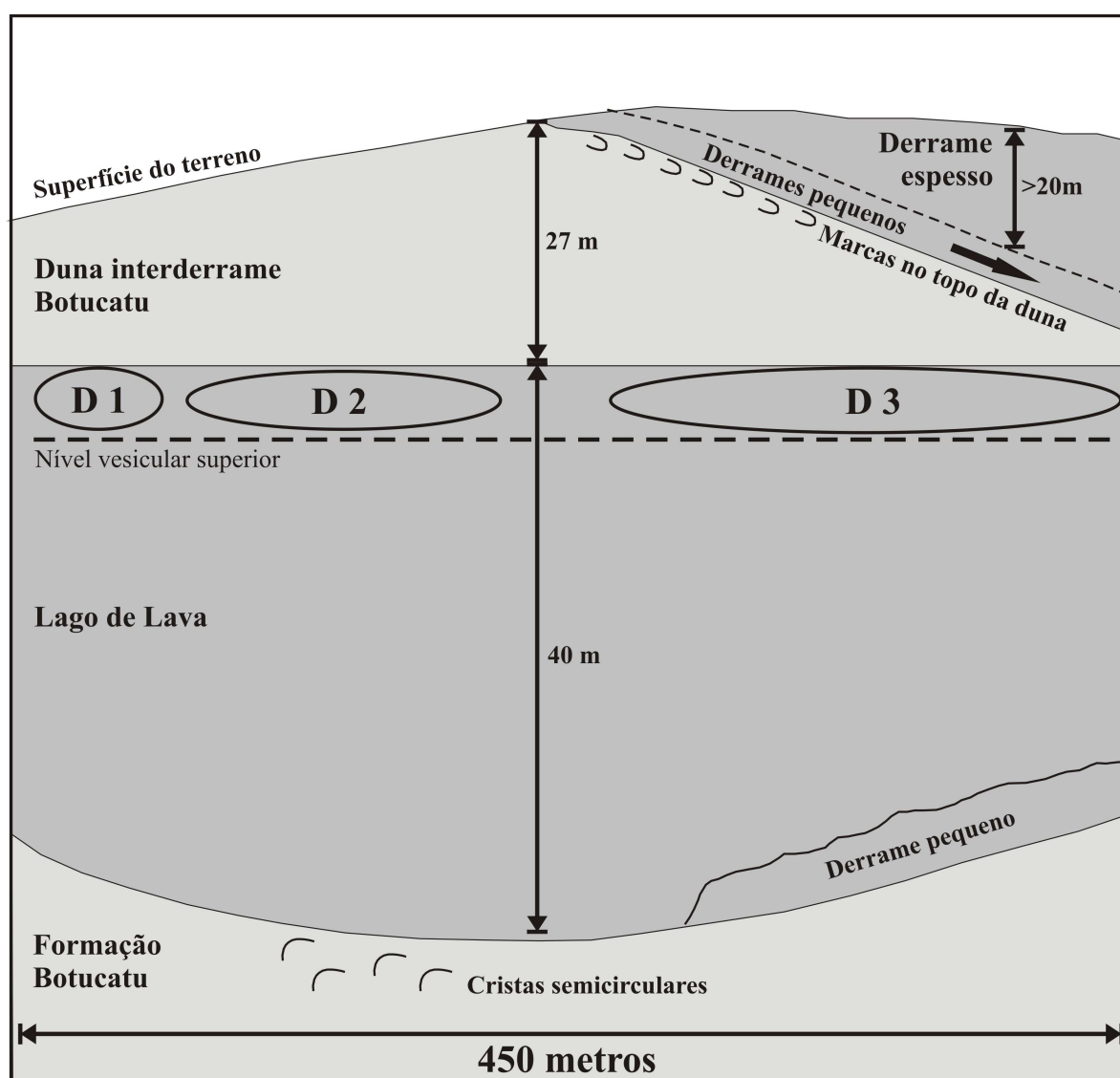
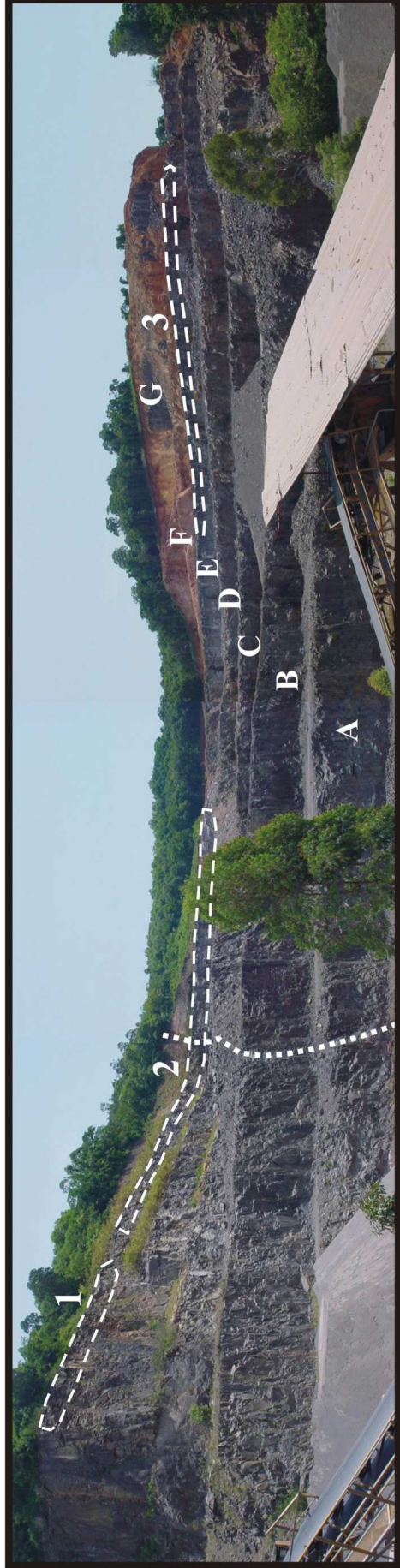


FIGURA 36 - Representação esquemática em seção, sem escala, do perfil de área e dos Domínios de minerais secundários (D1, D2 e D3) da Pedreira Incopel. Fonte: autor.



FIGURA 37 - À direita: imagem aérea oblíqua, no sentido S-N, da Pedreira Incopel (à direita na imagem). Fonte: Google Earth. Abaixo, imagem no sentido S-N, da Pedreira Incopel com o derrame inferior (lago de lava) (A-E), a duna Botucatu interderrames (F), os derrames superiores (G) e o dique final de diabásio (tracejado vertical) Os três domínios de minerais secundários identificados na ocorrência estão marcados pelas elipses tracejadas (1,2 e 3). Fonte: autor.



### a. Contexto Vulcanológico

A pedreira se situa sobre as dunas da Formação Botucatu, com a base da pedreira a uma altitude de 80 metros. A superfície do arenito sotoposto a essa base apresenta cristas semicirculares com aproximadamente um metro de diâmetro e no máximo 15 cm de altura, formadas quando os lobos de lava subiram o flanco da duna, em direção N-NW, empurrando a areia à sua frente, durante o enchimento do lago de lava ("ponding").

Na base do flanco Leste da Pedreira, pode ser individualizado um derrame de lava com espessuras entre 20 cm e 1 metro (média de 50 a 60 cm). Possui abundantes ( $2/\text{cm}^2$ ) vesículas esféricas a elípticas com eixo maior em média de 5 mm, algumas preenchidas por calcita, que pode formar agregados maciços com até vários centímetros de diâmetro. Este derrame cobriu as areias sem gerar feições de interação ("brechas", "diques", etc) e, por sua vez, foi coberto pelo lago de lava.

Mais tarde desenvolveu-se sobre o lago de lava uma duna interderrames de sedimentos Botucatu com até 27 metros de espessura, suavemente soterrada por um conjunto de derrames de pequeno porte provenientes do Norte, gerando feições descritas em Waichel et al. (2008a, 2008b). O nível formado por derrames pouco espessos (~30 cm) possui entre 2 e 3 metros de espessura e foi, por sua vez, coberto com um espesso (>20m) derrame cujo topo inclui o manto de alteração. Posteriormente, o conjunto foi atravessado por um dique basáltico alimentador com até 1,5 metro de espessura, de direção N-S e pronunciado diaclasamento colunar horizontalizado (basalto-palito) (FIG. 37). "Diques" de areia descendentes do topo do derrame são extremamente comuns no lago de lava, atingem 20 metros de comprimento e até 10 cm de largura, possuem contatos retos a sinuosos e preenchem com areia as cavidades que se situam ao longo do "dique".

A porção central do derrame (lago de lava) apresenta um padrão muito irregular de diaclasamento, predominando grandes diáclases verticais e horizontais a subhorizontais, com espaçamentos que variam entre 1-2 a 60 cm. Os planos das diáclases freqüentemente são curvos, exibindo superfícies convexas que não seguem, entretanto, padrões definidos. Na frente leste, o mesmo nível exhibe um diaclasamento pouco espaçado (1 a dezenas de cm) predominantemente vertical.

Nesta ocorrência, os minerais secundários foram coletados exclusivamente nas cavidades do nível vesicular superior do derrame principal (lago de lava). Este nível

normalmente possui entre 2 e 3 metros de espessura. Não foram considerados os minerais de alteração e aqueles que preenchem fraturas.

#### b. Características Petrográficas e Geoquímicas

A rocha da porção central do derrame principal (lago de lava), de textura fanerítica fina a afanítica, apresenta-se compacta, sem descontinuidades além das diáclases irregulares decorrentes do resfriamento da lava, indicando um baixo grau de microfissuramento.

A composição química do derrame (TAB. 4) é básica ( $\text{SiO}_2 < 60\%$ ), com um teor de  $\text{SiO}_2$  de 56,54%, baixo-Ti ( $\text{TiO}_2 < 2,0\%$ ), com 9,93% de  $\text{Fe}_2\text{O}_{3(t)}$  e 647 ppm de Ba, valores que permitem classificar a rocha como pertencente ao fácies Gramado (PEATE et al. 1992, Tab. 2). A rocha é um andesito basáltico (Diagrama TAS, LE BAS; STRECKEISEN, 1991). Derrames da mesma fácies são explorados pela Pedreira Sultepa-Estância Velha, situada imediatamente a Oeste (TIECHER, FRANCIELI, comunicação oral, 8/2008). De acordo com o mapa apresentado por Wildner et al. (2008), toda a região da Pedreira Incopel é constituída por derrames do magma-tipo Gramado.

Ao microscópio, a rocha do Domínio 1 é hipocristalina e fortemente vesicular. As vesículas, esféricas ou irregulares, atingem 1,5 mm de diâmetro e estão preenchidas por quartzo macrocristalino. A textura da rocha é porfirítica, às vezes glomeroporfirítica. Os raros macrofenocristais de plagioclásio e piroxênio, sempre muito alterados, atingem 5 mm de comprimento (10-15%), enquanto os fenocristais de plagioclásio (labradorita) (<1mm) são subédricos. Os fenocristais de clinopiroxênio (augita) estão muito alterados para argilominerais de cor verde intensa (celadonita), mais desenvolvidos e dispostos perpendicularmente às fraturas dos piroxênios. Os microfenocristais de plagioclásio (labradorita) (20-25%) são subédricos e ripiformes (<0,4mm) e uma relação comprimento/largura de até 15/1. Os microfenocristais de augita (e pigeonita?) (20%) são subédricos a anédricos (<0,2mm). Apresentam-se bastante substituídos por um material de alteração castanho escuro. Magnetita-Ti (<3%), com teores muito variáveis de Ti, forma cristais (<0,05mm) quadrados a anédricos, raras vezes esqueletiformes, às vezes com



alterações em cores vermelhas. A mesóstase (30-40%) é formada por um material criptocristalino em tons de marrom escuro.

A rocha dos Domínios 2 e 3, por outro lado, apresenta-se hipocristalina e vesicular. A textura é porfirítica a glomeroporfirítica. Fenocristais de plagioclásio e, muito raramente, de piroxênios, constituem 20% da rocha. Os fenocristais de labradorita são subédricos a anédricos (1-2mm, máx. 3mm), com uma relação comprimento/largura de 4:1 e freqüentemente muito alterados. Os raros fenocristais de piroxênio (augita e pigeonita) (<0,8mm) sempre são anédricos. Os microfenocristais de plagioclásio (30%) são subédricos e ripiformes (<0,5mm). Os microfenocristais de piroxênio (augita, pigeonita(?)) (<15%) são subédricos a anédricos (<0,3mm) e pouco alterados. Opacos (magnetita-Ti com teores variáveis de Ti; mais raramente ilmenita) (3-5%) ocorrem como grãos muito pequenos (0,1 mm), anédricos, freqüentemente quadrados e raramente esqueletiformes, às vezes associados a alterações em cores avermelhadas. A mesóstase (30-40%) apresenta-se como um material escuro cuja cor varia em tons de marrom.

### c. Domínios de Minerais Secundários

A amostragem de minerais secundários foi realizada em todos os tipos de cavidades ao longo de 7 anos (2000-2007), através de muitas visitas, acompanhando um grande número de detonações. Em muitos casos, os blocos detonados estavam amontoados em frente à parede de rocha, oferecendo uma vista em 3 dimensões praticamente "in situ". Os minerais são geralmente de fácil identificação visual e, em casos duvidosos, foram identificados por Difractometria de Raios X e Microscópio Eletrônico de Varredura com EDS ("energy dispersive system").

A mineralogia secundária se distribui em 3 domínios bem definidos (FIGS. 36 e 37), apresentados na TABELA 5. As composições químicas das principais espécies são discutidas no item referente ao Modelo Genético.

O Domínio 1 restringe-se a uma extensão horizontal de 20 metros na extremidade Oeste da frente de lavra. Foram analisados mais de 300 fragmentos de cavidades obtidas em 3 detonações a partir de um nível vesicular com menos de 1 metro de espessura,

mal definido e com uma densidade de cavidades de aproximadamente  $7/m^3$ . As cavidades atingem 60cm de diâmetro, sempre apresentam formatos irregulares e frequentemente se associam a níveis de segregação.

TABELA 5 - Domínios de minerais secundários na Pedreira Incopel. Legenda: AB = Abundante; MF = Muito Frequente; F = Frequente; R = Raro; MR = Muito Raro; AU = Ausente. Os minerais (ausentes ou presentes) mais característicos estão marcados em negrito.

	<b>Domínio 1</b>	<b>Domínio 2</b>	<b>Domínio 3</b>
<b>Ágata</b>	AU	AU	AU
<b>Analcima</b>	AB	AU	MR
Apofilita	AU	AU	MR
<b>Calcedônia</b>	F	F	F
Calcita	MF	MF	MF
Chabasita	F	AU	F
<b>Epistilbita</b>	AU	AU	MF
Escolecita	AU	AU	MR
Estilbita/Estellerita	R	F	F
Gipso	AU	AU	AU
Heulandita	R	F	F
<b>Hialita</b>	R	AU	AU
<b>Laumontita</b>	R	R	F
Levina	AU	AU	AU
Mordenita	MR	MR	MR
Quartzo Cristal	AB	F	AB
Quartzo Ametista	MR	MR	MR
Quartzo Rosa	AU	AU	AU
Siderita	AU	AU	AU
Agregados sub-mm.	AB	R	MF

Os limites desse Domínio 1, que possui orientação N-S, foram retirados a S e E pelo avanço da frente de lavra. Na direção W, a apenas 120 metros, inicia a pedreira adjacente (Sultepa-Estância Velha), aflorando um conjunto de 4 derrames de espessura

reduzida (3-5m), com blocos de um quinto derrame no manto de alteração. Nesses derrames pequenos foi constatada, através do acompanhamento de 3 detonações, uma assembléia de minerais secundários formada por laumontita, calcita, heulandita e esolecita, caracterizando um outro Domínio cujos minerais secundários contrastam com aqueles do Domínio 1 da Pedreira Incopel. O único limite definido do Domínio 1 ocorre para N, ao longo da frente de lavra, onde transiciona abruptamente, em um intervalo inferior a 5 metros, para o Domínio 2. Os minerais secundários são apresentados abaixo em ordem decrescente de abundância.

Quartzo macrocristalino, muito raramente da variedade ametista, forma os típicos cristais pseudo-hexagonais a partir da combinação de dois romboedros e atinge 0,5 cm de altura. Associa-se algumas vezes a hialita (opala transparente) incolor a esverdeada, que constitui esferas com até 0,25 mm de diâmetro. Comum neste domínio, entretanto, é calcedônia revestindo as cavidades na forma de crostas contínuas, brancas e espessas (~5mm) que mostram, em sua porção superior, agregados de cristais brancos pequenos (<1mm) e biterminados ("arroz"). Sobre estes revestimentos assentam outros minerais (FIG. 38).

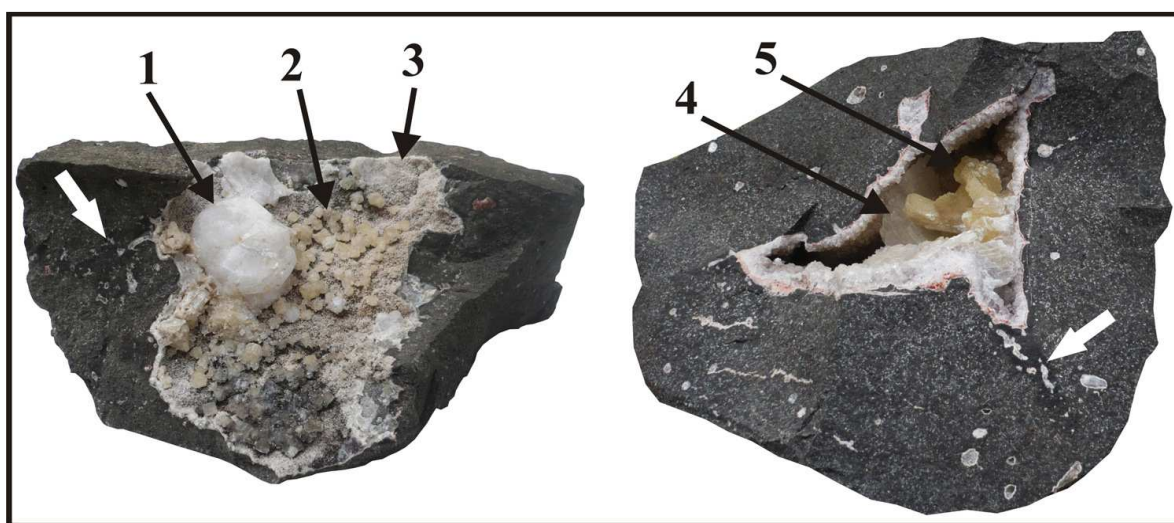


FIGURA 38 – Fragmentos de cavidades representativas do Domínio 1 (esquerda) e dos Domínio 2 e 3 (direita) da Pedreira Incopel. As cavidades tem origem em níveis de segregação (setas brancas). Na cavidade da esquerda (11cm de largura), observa-se (1) analcima leitosa e (2) calcita amarela sobre (3) quartzo em cristais pequenos e biterminados. Na cavidade da esquerda (17cm de largura), um revestimento incolor de quartzo macrocristalino está revestido por (4) heulandita incolor e (5) estilbita amarela, seguido por calcita leitosa.

Analcima é o mineral mais característico do Domínio 1. Análise por Espectrometria de Fluorescência de Raios-X revelou um conteúdo de 1,94% CaO (para

comparação: Wairakita possui 12,91% de CaO). Os cristais de analcima apresentam sempre a forma de trapezoidos, com cristais individuais, atingindo até 7cm de diâmetro. Enquanto os cristais menores (<1cm) são incolores, os cristais maiores são esbranquiçados a leitosos. Cristais de cor vermelha intensa ou incolores com um núcleo vermelho ocorrem em menor número, às vezes imersos em calcita, que preenche toda a cavidade. Os cristais de analcima podem atpetar toda a cavidade em cristais centimétricos ou formar cristais isolados de cores brancas nas paredes das cavidades.

Agregados submilimétricos são comuns e somam aproximadamente 10 tipos diferentes. Nas paredes das cavidades, são freqüentes os revestimentos contínuos de argilominerais verdes ou pretos (Fe-esmectitas) em agregados foliáceos bem desenvolvidos, que formam agregados de hábito botrioidal.

Calcita forma cristais com tamanhos de milimétricos a até com mais de 10 cm de comprimento. A cor mais comum é amarelo fraco e a forma habitual o romboedro, desde quase pseudocúbico até muito achatado, de hábito discóide. Cristais de cor amarela forte se associam à areia depositada nas cavidades, uma associação muito característica, conhecida também de outras pedreiras na área de estudo. Estes cristais amarelos atingem os maiores tamanhos e sua morfologia não é a do habitual romboedro ou escalenoedro trigonal ("dente-de-cão"), mas constituem formas trigonais combinadas complexas.

Chabasita ocorre nos típicos cubos distorcidos (romboedros) formados por 6 maclas triclinicas. Muito característicos são o alto brilho e as estriações nas faces dos romboedros, as arestas e vértices muito bem definidos e as maclas de interpenetração, com dois romboedros intercrescidos através de uma rotação pelo eixo ternário. Os cristais atingem mais comumente 3-5 mm de aresta, excepcionalmente 8mm, sempre com cores entre incolor, leitoso ou amarelo muito fraco.

Heulandita ocorre em cristais sempre incolores a esbranquiçados, atingindo 1 cm de comprimento. Os cristais normalmente crescem com o eixo "a" perpendicular à parede da cavidade, com um pinacóide {010} dominante, sempre com seu intenso brilho vítreo. O pinacóide {100} é bem desenvolvido, mas do prisma {011} observam-se apenas duas faces em um lado dos cristais, sendo o lado oposto formado por uma das faces do pinacóide {-101}.

Estilbita/Estellerita forma cristais com até 1,5cm de altura, incolores a leitosos. São agregados de cristais tabulares, alongados segundo o eixo "a" e achatados segundo {010}, com um pinacóide {001} destacado. Nesta ocorrência, os cristais apresentam o pinacóide {100} bem desenvolvido e normalmente não apresentam as faces da bipirâmide

{111}, conferindo aos cristais um aspecto retangular. Conseqüentemente, formas com o aspecto de "gravata-borboleta" são raras.

Pseudomorfofos ou perimorfofos brancas triangulares ocorrem em algumas cavidades e atingem até 2cm de altura. Trata-se de formas silicosas e ocas, cuja aparência lembra um "pinheiro nevado" e que foram encontradas também em outras pedreiras da região. Sua morfologia é o inverso das conhecidas pseudomorfofos de sílica sobre anidrita do Distrito Mineiro do Alto Uruguai (FRANK, 2005), que possuem morfologia em leque.

Laumontita forma cristais brancos com no máximo 1cm de comprimento. Sua morfologia é tipicamente prismática, com o prisma {110} e uma terminação formada por um pinacóide {-201}.

O Domínio 2 apresenta um nível vesicular de espessura muito variável e mal definido, sem níveis de segregação expressivos. A amostragem deste Domínio foi rarefeita e irregular devido às raras e espaçadas (menos de uma por ano) detonações neste ponto. As cavidades maiores são de forma irregular, alcançam 30 cm de comprimento maior e uma densidade aproximada de 4-6/m<sup>2</sup>. Mesmo assim, a ausência de analcima e epistilbita, minerais característicos dos Domínios 1 e 3, repectivamente, permitem individualizar esta porção do nível vesicular superior do lago de lava como mais um Domínio. Os minerais secundários são apresentados abaixo em ordem decrescente de abundância.

Quartzo macrocristalino reveste as cavidades com cristais pseudo hexagonais que mostram os dois romboedros, atingindo alturas de até 1cm. A variedade ametista foi constatada em algumas cavidades, enquanto outras apresentam cristais cobertos por películas amarelas (óxidos de ferro?). Calcedônia leitosa forma, em muitos casos, um primeiro revestimento milimétrico nas paredes das cavidades.

Calcita maciça preenche muitas cavidades completamente. Mostra a clivagem romboédrica característica, é incolor ou possui cores fracas entre o verde, o amarelo e o branco. Cristais isolados mostram o romboedro, com o eixo "c" de comprimentos variáveis (cristais mais ou menos achatados), ou formas combinadas complexas.

Estilbita/Estellerita forma agregados amarelos de cristais tabulares, que tendem a formar as "gravatas-borboleta". Nesses agregados, o pinacóide {100} está muito pouco desenvolvido, e as faces {111} laterais (bipirâmide) já estão presentes.

Heulandita ocorre em cristais que atingem 4 cm de altura, incolor ou com cores que variam entre o amarelo fraco e o castanho. Ostentam um hábito característico, com o

pinacóide {100} quase ausente, as faces triangulares do prisma {011} e o brilho forte na face dominante do pinacóide (010).

Entre os minerais raros, laumontita forma cristais prismáticos brancos com até 1 cm de altura, de elevada estabilidade após desidratar (só se desfaz em pó ao toque).

O Domínio 3 caracteriza-se por um nível superior vesicular definido, com ~3m de espessura. As cavidades normalmente são pequenas (<30cm) e possuem uma distribuição relativamente uniforme. A principal característica deste Domínio foram os níveis de segregação ("segregation sheets"), que ocorreram subhorizontais, aproximadamente paralelos, às vezes em um padrão "anastomosado" (FIG. 39). Foram acompanhados aproximadamente entre os anos de 2000 e 2006. Com o avanço da frente de lava por menos de 30 metros para Leste, os níveis desapareceram por completo, caracterizando-se um bolsão de extensão desconhecida no topo do lago de lava que continha uma grande quantidade destes níveis e que foi ultrapassado pela frente de lava.



FIGURA 39 – Aspecto característico da densidade dos níveis de segregação no Domínio 3 da Pedreira Incopel. Os níveis de segregação (linhas finas contínuas na imagem da direita) são subhorizontais e apresentam um padrão “anastomosado”. As cavidades maiores (setas brancas na imagem da esquerda) na rocha estão sempre associadas aos níveis de segregação. Uma fratura subvertical preenchida por areia (tracejado espesso na imagem da direita) atravessa a rocha. Marreta com 26 cm. Fonte: autor.

As maiores cavidades deste Domínio estão invariavelmente associadas aos níveis de segregação. O formato das cavidades sempre é irregular e a mineralogia secundária muito conspícua. Foram coletados mais de 500 fragmentos de cavidades de todos os tipos. Os minerais secundários são apresentados abaixo em ordem decrescente de abundância.

Quartzo macrocristalino forma, em muitas cavidades, um revestimento contínuo sobre níveis finos (<5mm) de sílica maciça branca (calcedônia). Os cristais de quartzo são pequenos (<1cm) e são pseudohexagonais, mostrando as faces dos dois romboedros, dificilmente o prisma hexagonal que ocorre associado. Em casos raros verificou-se a variedade ametista, com cristais com a mesma característica do quartzo incolor. Quando uma película vermelha cobre a calcedônia leitosa que reveste a cavidade, os cristais de quartzo (e heulandita) incolores que crescem sobre ela adquirem uma tonalidade rosa. Uma outra forma de quartzo é representada por agregados e crostas de cristais biterminados brancos pequenos (<1mm).

Calcita ocorre de duas formas. Preenche integralmente cavidades alongadas grandes (<30cm), às vezes com areia. Nestas cavidades, a calcita possui excelente clivagem, apresentando-se incolor, amarelada ou esverdeada. Cristais isolados de calcita, por outro lado, com tamanhos entre milimétricos até 2-3cm de comprimento, sempre possuem cores fracas (incolor, leitosa, amarelada, etc) e apresentam formas em que domina o romboedro achatado segundo "c". Estes romboedros discóides dispõem-se normalmente com o eixo "c" paralelo à parede da cavidade (cristais "em pé") ou ocorrem empilhados, formando pseudo-colunas com terminações romboédricas. Morfologias complexas como romboedros distorcidos ("gravata-borboleta") e cristais colunas formados pela combinação de um escalenoedro e um romboedro também ocorrem.

Heulandita forma agregados de cristais incolores com até 7cm de altura, os maiores encontrados na área de estudo. Normalmente, os cristais monoclinicos crescem com o eixo "a" perpendicular à parede da cavidade, ostentando uma combinação de pinacóides {100}, {101}, {-101} e {010}, este último dominante com o característico intenso brilho vítreo. Associa-se o prisma {011}, formando as pequenas faces triangulares sobre o cristal. Como o pinacóide {100} é muito pequeno, o cristal adquire um hábito "pontudo".

Epistilbita apresenta cristais prismáticos que podem ocorrer de duas formas. Cristais brancos com até 1 mm de comprimento constituem revestimentos milimétricos nas paredes das cavidades, ocasionalmente formando agregados esféricos com até 3 mm de diâmetro, lembrando hábitos botrioidais. Quando o revestimento da cavidade é formado por uma fina (<1mm) camada de calcedônia branca, seguida de quartzo macrocristalino, os cristais de epistilbita são incolores, ocorrendo isolados ou formando os típicos agregados em hábito de "sanfona aberta" com tamanhos de até 1,5 cm.

Agregados submilimétricos ocorrem neste nível com pelo menos 24 tipos diferentes. Muito típicos deste Domínio são agregados de argilominerais(?) azul-claros que, quando secos, mudam de cor para verde-claro.

Estilbita/Estellerita ocorre formando agregados amarelos de cristais tabulares, achatados segundo {010} e alongados segundo o eixo “a”. Estes agregados, com até 5 cm de comprimento, podem formar as típicas “gravatas-borboleta”, que normalmente desenvolvem-se apenas pela metade. Nestes agregados o pinacóide {100} está muito pouco desenvolvido, destacando-se a presença de faces {111} lateralmente.

Chabasita forma os cristais maclados triclinicos em forma de cubo distorcido (romboedro). Os cristais atingem 7 mm de aresta e normalmente apresentam cores esbranquiçadas. Raramente apresentam-se laranjas, enquanto cristais muito pequenos são incolores.

Laumontita forma os característicos cristais monoclinicos alongados segundo “c”, constituídos pelo prisma {110} e pelo pinacóide {-201}. As cores são vermelhas, passando a brancas após a desidratação dos cristais a T ambiente.

Entre os minerais raros, de analcima foram coletadas apenas três peças, nas quais o mineral forma cristais trapezoédricos com até 1cm de diâmetro, de cores vermelhas intensas, sempre “imersos” em calcita bem cristalizada de cores fracas. Apofilita foi encontrada em apenas uma cavidade, formando alguns agregados de cristais tabulares, incolores, transparentes com até 2,5 cm de comprimento, sobre cristais centimétricos de laumontita vermelha. Escolecita ocorreu em poucas cavidades, formando os característicos agregados radiados incolores a leitosos de cristais aciculares alongados segundo "c", que atingem comprimentos de 3cm. Nesses agregados, os cristais nunca estão separados entre si, o que impossibilita, por exemplo, a observação das terminações dos prismas.



### 5.2.2 Pedreira Municipal de Morro Reuter

A Pedreira Municipal de Morro Reuter esteve em atividade aproximadamente de 1970 a 2004 e desenvolveu-se em apenas um nível. Possui um pátio com 70 metros de largura e forma um semicírculo aberto para SW, com paredes de ~30 metros de altura. Como o britador da Pedreira é antigo, sempre foi necessário reduzir as rochas a fragmentos menores a marreta antes de serem lançadas no britador, o que implicou em um ritmo lento das detonações e tornou possível uma amostragem detalhada da mineralogia secundária.

#### a. Contexto Vulcanológico

A Pedreira situa-se a 534 metros de altitude, em um nível nitidamente acima do nível dos lagos de lava (Pedreiras Incopel, Sultepa-Estância Velha, Pavicom, Pedraccon, Municipal de Novo Hamburgo, Bripave, etc). Neste nível, não foram observadas intercalações de litotipos sedimentares interderrames, sugerindo que os derrames básicos aqui já possuem uma continuidade mais expressiva do que aqueles no nível imediatamente acima das dunas Botucatu

Na Pedreira afloram dois derrames de lava, com o topo de um terceiro aflorando no piso da pedreira (FIGS 40 e 41). O derrame inferior possui entre 5 e 7 metros de espessura e o derrame superior mais de 15 metros. A definição do contato entre os dois derrames se baseia no nítido nível vesicular superior do derrame inferior. A observação de detalhes do contato é dificultada pelo fato de tratar-se de um afloramento velho (parede com mais de 15 anos de exposição, escurecida e vegetada) e porque não há litotipos interderrames sedimentares, vesículas-cachimbo ou contatos abertos entre os dois derrames. Não ocorrem falhas, diques ou feições vulcânicas que possam sugerir uma evolução complexa dos derrames.

A ocorrência representa um afloramento do tipo “janela”, que não oferece nenhum indício sobre a continuidade lateral dos derrames hospedeiros da mineralização secundária, sobre as feições vulcânicas laterais à ocorrência nem sobre os derrames sobrepostos e sotopostos. Aparentemente, o derrame inferior (Domínio 2) se estende até o



FIGURA 40 - À direita, imagem aérea oblíqua, no sentido S-N, da Pedreira Municipal de Morro Reuter (seta). Fonte: Google Earth. Abaixo, imagem no sentido SW-NE com a delimitação dos dois derrames amostrados na ocorrência. Fonte: autor.



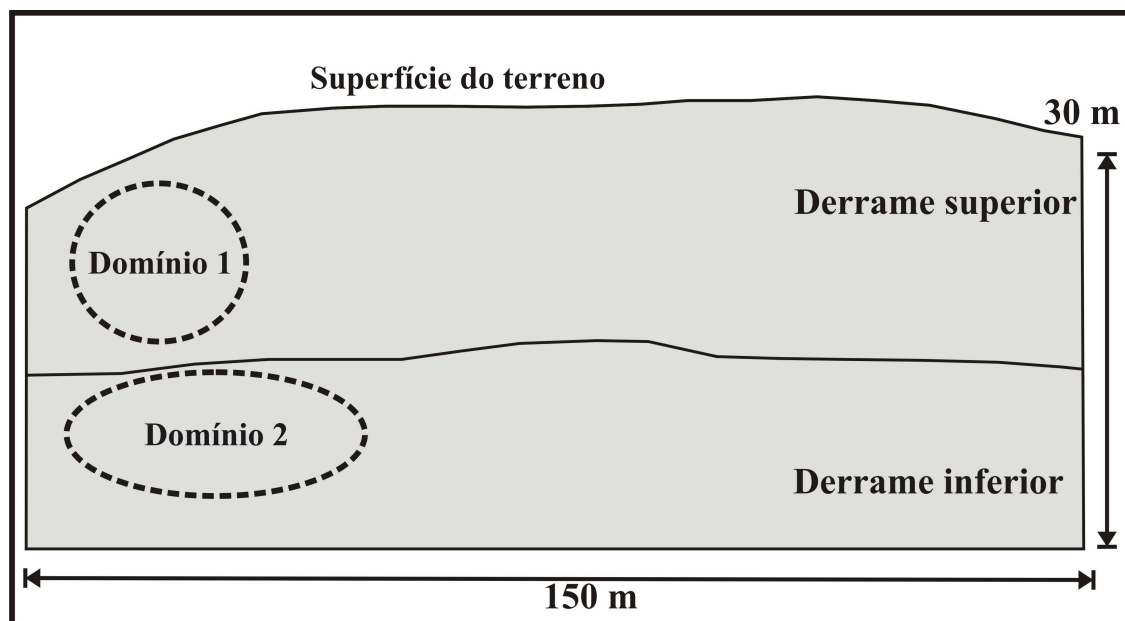


FIGURA 41 – Representação esquemática em seção da Pedreira de Morro Reuter, com a localização dos dois Domínios de minerais secundários amostrados. Fonte: autor.

entroncamento da BR-116 com o acesso a Santa Maria do Herval, 1,95 km a NW. Nesse local aflora, à mesma altitude, em um corte de estrada a 200 metros da BR-116, um derrame com características (cor e textura da rocha, quantidade e tamanho de cavidades) e minerais secundários muito similares ao derrame inferior da Pedreira.

#### b. Características Petrográficas e Geoquímicas

Os dois derrames amostrados (TAB. 4) apresentam-se de composição básica ( $\text{SiO}_2 < 60\%$ ) e de baixo Ti ( $\text{TiO}_2 < 2,0\%$ ). Os valores de  $\text{P}_2\text{O}_5$  ( $\text{P}_2\text{O}_5 = 0,14\%$ ), de Sr (Sr= 264 e 300 ppm) e de Ba (Ba = 390 e 499 ppm) permitem classificar os dois derrames como pertencentes à fácies Gramado, que é a fácies dominante na região (WILDNER et al. 2008). A rocha dos dois derrames é basalto (Diagrama TAS, LE BAS e STRECKEISEN, 1991). O grau de alteração mais elevado do derrame superior (P.F.=2,82%), em comparação com o derrame inferior (P.F.=1,08%), pode estar relacionado a porções de rocha no derrame superior que apresentam cores mais amareladas. A investigação da distribuição dessas alterações no derrame foi postergada.

A rocha do derrame superior (Domínio 1) apresenta cor cinza-escura, afanítica e compacta, com poucas diáclases e sem microfissuras. Ao microscópio, apresenta uma textura hipocristalina muito uniforme e é fracamente vesicular (<1 mm). Labradorita (40%) forma cristais subédricos (ripiformes) (0,1-0,2mm, máx. 0,6mm). Augita (e pigeonita?) (30-40%) forma cristais anédricos alongados (0,1-0,2mm, máx 0,3mm), frequentemente com alterações em cores castanhas. Os opacos (titanomagnetita e ilmenita) (<10%) ocorrem como grãos subédricos a anédricos, muitas vezes quadrados (<0,1mm). Cristais esqueletiformes ocorrem secundariamente (<0,2mm). A mesóstase (10-15%) é cristalina e está pouco alterada.

A rocha do derrame inferior (Domínio 2) é marrom avermelhada, afanítica e está intensamente fraturada, com um padrão de diáclases muito irregular que forma blocos com em torno de 40 cm de diâmetro. Ao microscópio, apresenta textura intersertal de granulação muito fina e uniforme. É hipocristalina e fracamente vesicular (<1,3mm). Plagioclásios (labradorita e bitownita) (35-40%) formam grãos anédricos (<0,3mm), às vezes subédricos (ripiformes), com uma relação comprimento/largura de até 10/1. Clinopiroxênios (augita e pigeonita) (35-45%) formam grãos anédricos menores que os plagioclásios (<0,1mm). Opacos (titanomagnetita e ilmenita) (<5%) formam grãos quadrados (<0,1mm), mais raramente agregados esqueletiformes dendríticos (<0,2mm), muito alterados, com auréolas avermelhadas e vermelhas. A mesóstase (10-15%) é cristalina e apresenta freqüentes concentrações, irregularmente distribuídas, de argilominerais verdes (celadonita) a nicóis descruzados.

### c. Domínios de Minerais Secundários

Foram identificados dois Domínios na ocorrência, contíguas e muito restritos. O Domínio 1 está localizado no derrame superior e o Domínio 2 está localizado no derrame inferior (FIGS. 40 e 41, TAB. 6).

O Domínio 1 caracteriza-se por cavidades raras (<1/m<sup>3</sup>), de formas irregulares e de pequeno porte (média de 8 cm, máx. 20 cm), estando dispostas na rocha de maneira muito irregular. Estão disponíveis 130 fragmentos de cavidades coletadas após a única detonação neste nível nos últimos 10 anos, realizada em outubro/1999. Apesar disso, a

amostragem é bastante representativa, obtida a partir de várias coletas detalhadas nos blocos detonados. Atualmente, a inspeção da parede desativada não fornece nenhuma noção realista da mineralização secundária do local. Os minerais secundários são apresentados abaixo em ordem decrescente de abundância.

TABELA 6 - Domínios de minerais secundários na Pedreira Municipal de Morro Reuter. Legenda: AB = Abundante; MF = Muito Freqüente; F = Freqüente; R = Raro; MR = Muito Raro; AU = Ausente. Os minerais (ausentes ou presentes) mais característicos estão marcados em negrito.

	<b>Domínio 1</b>	<b>Domínio 2</b>
<b>Ágata</b>	AU	AU
<b>Analcima</b>	AU	AU
<b>Apofilita</b>	MF	MF
Calcedônia	AU	MR
Calcita	R	F
Chabasita	F	R
Epistilbita	MR	R
<b>Escolecita</b>	MR	AB
Estilbita/Estellerita	MF	MF
Gipso	MR	AU
<b>Heulandita</b>	R	AB
Hialita	AU	AU
<b>Laumontita</b>	AU	MF
Levina	AU	MR
Mordenita	MR	MR
Quartzo Cristal	AB	F
Quartzo Ametista	AU	R
Quartzo Rosa	AU	AU
Siderita	AU	AU
Agregados sub-mm.	MR	AB

Quartzo macrocristalino, sempre incolor, forma invariavelmente o primeiro revestimento das cavidades. Raramente os cristais pseudo-hexagonais atingem 1 cm de altura.

Normalmente ocorrem como delgados cristais biterminados muito menores (0,1-0,4 mm), de faces arredondadas ("arroz") ou não, constituindo revestimentos que atingem espessuras de 8 mm. Estes revestimentos podem ser marrons (lembrando quartzo enfumaçado), brancos (leitosos) ou incolores (FIG. 42). Em alguns casos os cristais de quartzo desenvolveram-se com seus eixos maiores paralelamente à parede da cavidade.

Apofilita, sempre incolor, forma cristais com até 3,5cm de diâmetro. Sua forma mais freqüente são cristais tabulares formados pela combinação do prisma  $\{100\}$  curto, da bipirâmide  $\{111\}$  e do pinacóide  $\{001\}$ , sendo que o comprimento do prisma é a menor dimensão do cristal e a face do pinacóide domina. Quando o comprimento do prisma se equipara à sua largura, os cristais adquirem hábitos pseudo-cúbicos. Estes cristais tabulares podem formar associações radiadas complexas.

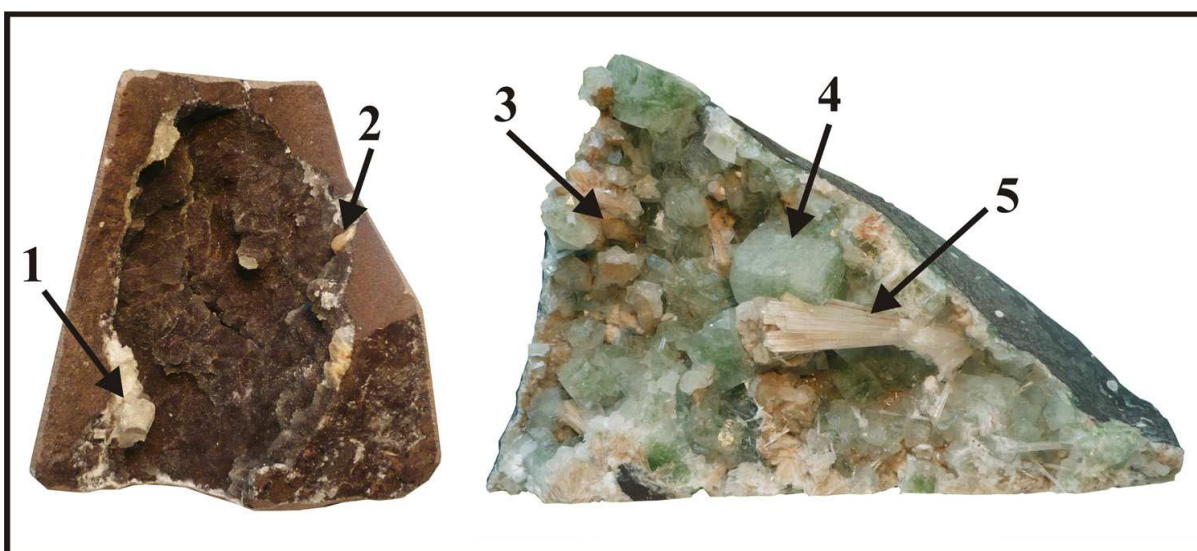


FIGURA 42 – Fragmentos de cavidades representativas dos Domínios da Pedreira Municipal de Morro Reuter. Cavidades do Domínio 1 (à esquerda, com 3,5cm de largura) são revestidas por quartzo macrocristalino incolor (escuro na imagem), (1) apofilita incolor e (2) estilbita creme. Cavidades do Domínio 2 (à direita, com 30cm de base) apresentam (3) estilbita creme, (4) apofilita verde e (5) escolecita incolor. Fonte: autor.

Estilbita/Estellerita forma cristais incolores sempre pequenos ( $\leq 6$ mm), de formas tabulares, tendendo a retangulares (pinacóide  $\{001\}$  bem desenvolvido). Estes cristais se agrupam em feixes límpidos que crescem sobre outros minerais. Agregados com o hábito de "gravata-borboleta" não foram observados.

Chabasita forma cristais triclínicos caracteristicamente com a forma de cubo distorcido, incolores a leitosos com um comprimento de aresta de até 7mm, normalmente muito menores (2mm). Seu brilho vítreo é intenso e apresentam, às vezes, maclas de interpenetração.

Entre os minerais raros e muito raros, calcita forma cristais incolores e límpidos de formas trigonais complexas com até 1cm de comprimento. Entre os agregados submicroscópicos foi identificado um agregado radiado de cristais aciculares vermelhos de goethita(?) sobre um cristal de quartzo e cristais muito pequenos (<0,3mm) incolores maclados na forma de rombododecaedros. Gipso (selenita) foi encontrado em uma cavidade, formando um agregado de 15 x 10 x 7cm com feições de dissolução e sem faces cristalinas. Epistilbita forma agregados, na forma característica de "sanfona aberta", de cristais incolores, prismáticos e tabulares com no máximo 6mm de comprimento. Heulandita ocorre na forma de cristais incolores com no máximo 3mm de comprimento.

Sobre os cristais de quartzo que formam o primeiro revestimento das cavidades se associam os outros minerais em pelo menos 25 seqüências diferentes, constatadas a partir dos fragmentos de cavidades coletados. As seqüências mais comuns são quartzo, quartzo + apofilita e quartzo + estilbita/estellerita.

O Domínio 2 constitui a mais diversificada assembléia de minerais secundários da área de estudo, da qual foram resgatados mais de 3.000 fragmentos de cavidades. A rocha contém uma grande quantidade ( $>500/m^3$ ) de cavidades com tamanhos entre poucos milímetros e um metro, parcial ou totalmente preenchidas. O denso e irregular fraturamento da rocha do derrame inferior faz com que praticamente qualquer cavidade de maior porte ( $>10cm$ ) é atravessada por uma ou mais fraturas cujos planos exibem películas escuras. Os minerais secundários são apresentados abaixo em ordem decrescente de abundância.

Escolecita forma os típicos agregados radiados de cristais prismáticos longos, invariavelmente incolores a leitosos. Cristais individuais alcançam raramente 1cm de espessura, a espessura media se situa ao redor de 1-2 mm. Dependendo do porte da cavidade, os cristais atingem 25cm de comprimento. Cavidades menores estão freqüentemente completamente preenchidas (amígdalas), enquanto nas cavidades menores os cristais formam agregados de cristais paralelizados, muito raramente agregados radiados com delgados prismas separados entre si. Um outro hábito é de cristais capilares em tufos radiados

delicados que atingem 2cm de diâmetro. Maclas pelo plano (100) são freqüentes, formando um ângulo reentrante no término do prisma.

Heulandita reveste as cavidades com dois hábitos diferentes. São comuns cristais incolores de alto brilho com até 1cm de altura e o característico hábito de “envelope”. Nestes cristais, o pinacóide {100} é pequeno ou ausente, fazendo com que os cristais terminem em uma aresta bem definida. Muito freqüentes são microcristais (<50 micra) leitosos que atapetam as cavidades na forma de alinhamentos concêntricos ou agregados esféricos milimétricos, por vezes ocos.

Agregados submilimétricos são extremamente freqüentes e somam mais de 45 tipos com cores, morfologias e composições químicas (MEV-EDS) diferentes, entre os quais se inclui cavansita (FRANK et al. 2005). Desses agregados, apenas a cavansita apresentou faces cristalinas definidas, todos os outros se apresentam na forma de agregados de fibras, folhas ou massas irregulares (FIG. 35).

Apofilita ocorre na forma de cristais pseudo-cúbicos ou retangulares (prismas {100} curtos deitados com pinacóide {001} e bipirâmide {111}), com cores verdes de intensidade variável (FIG. 44). Em alguns casos, as faces triangulares da bipirâmide são muito pequenas a ausentes. Os cristais atingem comprimentos (face do prisma) de até 10 cm e sempre estão entre os últimos minerais a se formar nas cavidades. Cristais incolores, leitosos ou zonados com uma banda retangular verde são freqüentes, às vezes em agregados complexos.

Estilbita/Estellerita forma agregados de cristais de cores amareladas que tendem a formar a diagnóstica “gravata borboleta”. Estes cristais tabulares, com um pinacóide {100} pouco desenvolvido, formam agregados que atingem 10cm de comprimento. Mais raros e bem menores (<1cm) são cristais de hábito pinacoidal (retangulares) sem as faces da bipirâmide {111}; neste caso, incolores ou com cores amareladas bem fracas.

Laumontita ocorre sempre na forma de agregados de cristais prismáticos (prisma {110} e pinacóide {-201}) brancos que atingem 4cm de altura. Nunca são o primeiro mineral a cristalizar na cavidade, sempre se desenvolvendo sobre outras zeolitas. Uma vez expostos à atmosfera e desidratados, possuem elevada estabilidade, mas se desagregam ao toque em pó branco.

Calcita forma cristais incolores e límpidos com até 3cm de comprimento, sempre com morfologias trigonais complexas ao invés do escalenoedro ou do romboedro característicos.



Quartzo macrocristalino ocorre com dois hábitos distintos. Cristais piramidais, mostrando as faces dos dois romboedros, com no máximo 1cm de altura, às vezes na variedade ametista, revestem raríssimas (<0,01%) cavidades pequenas (<10cm). Mais freqüentes, sobre estilbita, são cristais milimétricos leitosos biterminados (“arroz”) que formam agregados e revestimentos contínuos.

Entre os minerais raros, calcedônia forma revestimentos brancos milimétricos sobre os quais se desenvolve quartzo macrocristalino. Chabasita ocorre como cubos distorcidos (romboedros) incolores com no máximo 5mm de aresta, normalmente agrupados. As diagnósticas maclas de interpenetração ocorrem com freqüência. Epistilbita, sempre incolor, forma cristais prismáticos tabulares que se associam em agregados com até 2cm de comprimento, com o típico hábito de “sanfona aberta”. Levina forma cristais pseudo-hexagonais incolores com no máximo 2mm de diâmetro. Mordenita ocorre em cavidades pequenas como cristais capilares incolores a brancos, reconhecida apenas por Difractometria de Raios X (SIMAS, MARGARETE W., comunicação oral, 7/2008).

### 5.2.3 Pedreira Sultepa-Tainhas

A pedreira Sultepa-Tainhas, em exploração há mais de 15 anos, possui a forma de “U” aberto para NE e se desenvolve na porção superior de um derrame, incluindo o nível vesicular superior. Foi executada em apenas um nível, com uma bancada com entre 8 e 10 metros de altura (FIGS. 43 e 44).

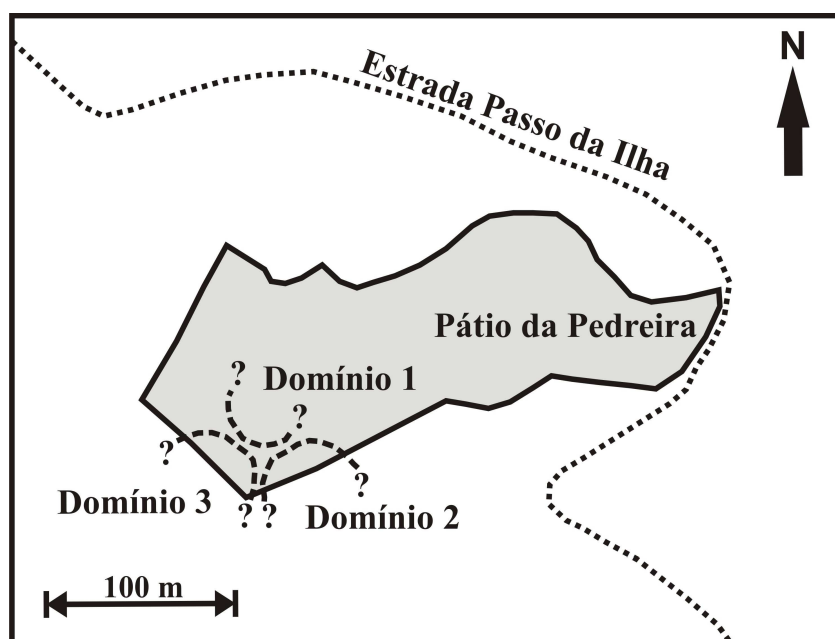


FIGURA 43 – Representação em planta da Pedreira Sultepa-Tainhas, com a delimitação dos 3 Domínios de minerais secundários descritos. Fonte: autor.

#### a. Contexto Vulcanológico

A Pedreira explora a porção superior de um derrame ácido de topo de seqüência vulcânica, a uma altitude de 929 metros. O derrame aparentemente possui grande continuidade lateral, característico dos derrames do magma-tipo Palmas que ocorrem neste limite SE da ocorrência da Formação Serra Geral. A extensa frente de lavra, com mais de 500 metros de extensão, apresenta uma continuidade monótona de uma rocha maciça, cinza clara e homogênea. O diaclasamento, predominantemente vertical, apresenta-se bem espaçado, formando prismas irregulares com mais de 0,5m de diâmetro. A uniformidade da frente de



FIGURA 44 - À direita, imagem aérea oblíqua, no sentido S-N, da Pedreira Sultepa-Tainhas. Fonte: Google Earth. Abaixo, imagem no sentido NE-SW com a delimitação dos três domínios secundários identificados nesta ocorrência. Fonte: autor.



lavra foi interrompida apenas no segundo semestre de 2008, quando a última detonação na frente SW expôs um dique alimentar vertical com até 60cm de espessura, paralelo à frente de lavra neste ponto. O dique, formado por uma rocha preta e afanítica, apresentou sinuosidades discretas (amplitudes decimétricas) tanto verticalmente como horizontalmente.

#### b. Características Petrográficas e Geoquímicas

A composição química da rocha (TAB. 4) é ácida ( $\text{SiO}_2 > 60\%$ ), com um teor de  $\text{SiO}_2$  de 64,66%. Os teores de Zr (Zr=271 ppm) e Sr (Sr=142) permitem classificá-la como sendo do Tipo Palmas (PEATE et al., 1992, Tab. 3). A distinção entre as fácies Caxias do Sul e Santa Maria é realizada através da combinação dos teores de  $\text{SiO}_2$  ( $\text{SiO}_2 = 64,66\%$ ), MgO (MgO = 1,94), Zr (Zr = 271 ppm) e Sr (Sr = 142), respectivamente mais baixos ( $\text{SiO}_2$  e Zr) e mais elevados (MgO e Sr) que os teores médios das rochas da fácies Santa Maria. Wildner et al. (2008) mapearam a região da Pedreira Sultepa-Tainhas como constituída pela fácies Caxias do Sul. A rocha do derrame é um dacito (Diagrama TAS, LE BAS e STRECKEISEN, 1991).

A rocha dos Domínios 1 e 3 é mesocrática (cinza clara), afanítica e compacta, com uma densidade de (micro)fraturamento e diaclasamento muito baixa (>20-30cm). Ao microscópio, apresenta-se subafírica e hipohialina. Microfenocristais de plagioclásio (labradorita) (<5%) formam grãos ripiformes (comprimento/largura 7/1) e subédricos (<0,3mm, <5%). Os microfenocristais de clinopiroxênio (augita) (<1%) são anédricos, freqüentemente aciculares (<0,5mm) e muito alterados. Pigeonita não foi identificada. Magnetita-Ti (<4%), forma grãos anédricos (<0,2mm), às vezes quadrados ou em agregados esqueléticos aciculares, freqüentemente com alterações avermelhadas a vermelhas. Apatita não foi encontrada. A mesóstase é mista, composta por vidro marrom escuro densamente fraturado (70-75%) e por grãos de quartzo e K-feldspato (15-20%) anédricos (<0,5mm).

A rocha do Domínio 2 também é cinza clara, afanítica e compacta, aparentemente menos fraturada que a rocha dos Domínios 1 e 2. Ao microscópio, é fracamente vesicular (<2mm), subafírica e hipohialina. Os microfenocristais de labradorita são ripiformes e subédricos (<0,5mm, <5%), freqüentemente alterados na porção central. Os microfenocristais de clinopiroxênio (augita) são mais freqüentes (<2%) que nos Domínios 1 e

2, anédricos, equidimensionais ou tabulares, mal desenvolvidos. Os opacos (magnetita-Ti) (<3%) formam grãos anédricos (<0,2mm) ou agregados dendríticos (aciculares) (<1mm), em média maiores que os opacos da rocha dos Domínios 1 e 2. A mesóstase, mista, contém vidro marrom escuro densamente fraturado (70-80%) e grãos de quartzo e feldspato potássico (10-15%) anédricos (<0,4mm), às vezes formando intercrescimentos micrográficos.

### c. Domínios de Minerais Secundários

Na Pedreira, foram constatados, com o avanço das frentes de lavra ao longo dos anos, três Domínios bem definidos (FIG. 45 e 46, TAB. 7).

O Domínio 1, explorado na pedreira entre o final de 2000 e 2004, caracteriza-se por cavidades que atingem mais de 60 cm de diâmetro, sempre com formas irregulares e com uma densidade de uma dezena ou mais por metro cúbico de rocha (FIG. 45). Quando estão presentes em maior número, formam um nível vesicular superior nítido com no máximo 1,5 metro de espessura. Disponíveis para análise estão mais de 1000 fragmentos de cavidades. Os minerais secundários são apresentados abaixo em ordem decrescente de abundância.

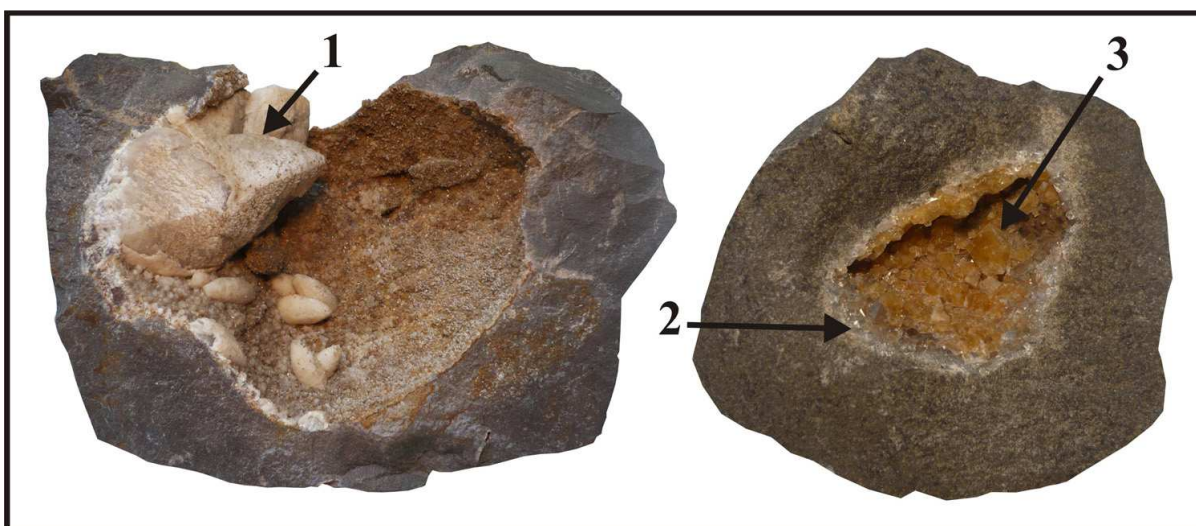


FIGURA 45 – Fragmentos de cavidades representativos para os Domínios da Pedreira Sultepa-Tainhas. No Domínio 1 (à esquerda) predominam cavidades grandes (21cm de diâmetro na imagem) revestidas por estilbitas-estelleritas marrons e (1) cristais de calcita. No Domínio 2 (à direita) as cavidades são pequenas (3,5cm de diâmetro na imagem) revestidas por (2) quartzo macrocristalino incolor e (3) chabasita laranja, predominantemente. Fonte: autor.

TABELA 7 - Domínios de minerais secundários na Pedreira Sultepa-Tainhas. Legenda: AB = Abundante; MF = Muito Freqüente; F = Freqüente; R = Raro; MR = Muito Raro; AU = Ausente. Os minerais (ausentes ou presentes) mais característicos estão marcados em negrito.

	<b>Domínio 1</b>	<b>Domínio 2</b>	<b>Domínio 3</b>
<b>Ágata</b>	AU	AU	AU
<b>Analcima</b>	AU	AU	AU
<b>Apofilita</b>	AU	AU	AU
<b>Calcedônia</b>	AU	AU	AU
Calcita	AB	F	F
<b>Chabasita</b>	F	AB	MF
<b>Epistilbita</b>	AU	AU	AU
<b>Escolecita</b>	AU	AU	AU
Estilbita/Estellerita	AB	R	F
Gipso	AU	AU	AU
<b>Heulandita</b>	MR	AU	AU
<b>Hialita</b>	MR	AU	AU
<b>Laumontita</b>	MR	AU	AU
Levina	AU	AU	AU
Mordenita	MR	AU	AU
Quartzo Cristal	AB	AB	AB
Quartzo Ametista	AU	AU	AU
Quartzo Rosa	AU	AU	AU
Siderita	MR	MR	AU
Agregados sub-mm.	AB	F	F

Estilbita/estellerita forma revestimentos contínuos nas paredes das cavidades ou cristais maiores em tufos sobre a parede das cavidades. Os cristais nunca apresentam a forma de “gravata-borboleta”, tendendo sempre a formas retangulares, achatadas segundo {010} e alongadas segundo o eixo “a”, que se situa perpendicularmente à parede da cavidade. Assim, a simetria aparente é ortorrômbica, com o pinacóide {100} formando a terminação dos cristais. A presença das faces {111} faz as terminações ficarem “pontudas”. As formas perfeitamente retangulares se tornam especialmente bem desenvolvidas nos cristais pequenos

(< 2mm), que constituem, raramente, agregados em roda ou em esfera. Nos cristais predominam cores marrons e castanhas, mas também ocorrem cores amareladas.

Quartzo macrocristalino domina em muitas cavidades, revestindo as paredes em cristais pseudo-hexagonais característicos com até 1cm de altura, mostrando apenas as faces dos romboedros. Sempre é incolor e normalmente está coberto por películas coloridas (branco, preto, vermelho, verde, amarelo, laranja, etc) sobre as quais se desenvolvem os cristais de estilbita-estellerita.

Calcita forma quase sempre os últimos cristais das cavidades, com tamanhos de até 20cm (FIG. 47). Comumente apresentam uma forma de escalenoedro, com faces e arestas pouco definidas, mas cristais de tamanho médio (~10cm) podem apresentar morfologias trigonais muito complexas. A calcita sempre é incolor a leitosa, mas películas de cores diversas (verde, vermelho, amarelo, etc) cobrem a maioria dos cristais. Muito típicos deste Domínio são cristais de calcita sobre os quais se desenvolvem pequenos (<5mm) cristais incolores pseudocúbicos de chabasita.

Agregados submilimétricos estão presentes em número elevado neste Domínio cobrindo, na forma de películas, principalmente os grãos de quartzo em uma grande variedade de cores (branca, preta, vermelha, verde, amarela, laranja, etc), uma situação sem paralelo na área de estudo. Em casos raros a película cobre apenas as faces de um dos dois romboedros das terminações piramidais dos cristais de quartzo.

Chabasita ocorre como cubos distorcidos (romboedros) incolores com até 1,2cm de aresta. As maclas de interpenetração são comuns e muitos dos cristais situam-se sobre os cristais de calcita revestidos por películas coloridas.

Entre os minerais raros e muito raros, hialita (opala incolor) ocorreu em algumas cavidades, formando crostas ou agregados botrioidais com no máximo 5mm de altura. Heulandita foi localizada em apenas uma cavidade, formando cristais castanhos com até 5mm de altura, com o pinacóide {100} bem desenvolvido. Laumontita também só foi encontrada em uma cavidade, na forma dos típicos prismas monoclinicos, com 1cm de altura e cores leitosas. Siderita foi encontrada em algumas cavidades, formando agregados esféricos milimétricos de cores douradas.

O Domínio 2 surgiu em 2004 na frente SW da pedreira, a 40 metros do Domínio 1. Apresenta cavidades raras e pequenas (2-10cm, média 5cm), com uma densidade de aproximadamente uma cavidade a cada 5 m<sup>3</sup>, sem que haja um nível vesicular definido. A

forma das cavidades é irregular, com as cavidades menores tendendo a formas elípticas. Apesar de várias coletas em várias oportunidades (detonações), estão disponíveis para análise apenas 32 fragmentos de cavidades. Os minerais secundários são apresentados abaixo em ordem decrescente de abundância.

Quartzo macrocristalino reveste a grande maioria das cavidades na forma de cristais incolores tipicamente pseudo-hexagonais formadas pela combinação de um romboedro positivo {10-10} e um romboedro negativo {10-1-1}. Atingem tamanhos de no máximo 5mm de altura.

Chabasita em cristais na forma de cubo distorcido (romboedros) de cor intensamente laranja é muito típica deste Domínio, associada às cavidades pequenas. A cor laranja em chabasitas é, de maneira geral, muito rara na área de estudo, mas neste Domínio constitui a regra. Cristais incolores de chabasita foram encontrados em apenas dois fragmentos de cavidades. Os cristais atingem 8mm de aresta, apresentam as típicas maclas de interpenetração e intenso brilho vítreo, desenvolvendo-se sobre os cristais de quartzo.

Calcita ocorre em algumas cavidades na forma de cristais com menos de 1,5cm de altura, normalmente incolores a leitosas, na forma de esclaenodros, às vezes com as faces e as arestas arredondadas.

Agregados submilimétricos esféricos verdes e vermelhos são freqüentes, mas não constituem películas contínuas.

Entre os minerais raros, estilbita/estellerita nunca ocorre na forma de agregados gravata-borboleta. Os cristais tendem a formas retangulares, sempre apresentam cores amareladas e atingem no máximo 3mm de altura. Siderita, na forma de agregados dourados esféricos, foi constatada em algumas cavidades.

A seqüência de cristalização mais freqüente é quartzo + chabasita laranja +- calcita, mais raramente com siderita ou estilbita/estellerita. A associação estilbita/estellerita + quartzo + calcita é muito rara.

O Domínio 3 foi constatado a partir de 2007, com o avanço da frente de lavra apenas 50 metros para SW. Disponíveis para análise estão 30 fragmentos de cavidades coletadas em duas detonações acompanhadas, já que a diminuição do ritmo de obras públicas também diminuiu o ritmo de exploração da pedreira. As vesículas são muito raras (aproximadamente uma a cada 10 m<sup>3</sup>), pequenas (até ~8cm) e com formas irregulares,



aproximando-se a formas elípticas. Os minerais secundários são apresentados abaixo em ordem decrescente de abundância.

Quartzo macrocristalino sempre incolor forma o revestimento inicial mais comum das cavidades, em cristais pseudo-hexagonais pequenos (<1cm) que mostram apenas as faces dos romboedros.

Chabasita forma os cristais romboédricos característicos, sempre incolores a leitosos, com no máximo 3mm de aresta, ocorrendo isolados ou em agregados sobre os outros minerais das cavidades. Frequentemente apresentam maclas de interpenetração.

Calcita, em cristais formados sobre cristais de quartzo, preenche as cavidades integralmente, mostrando a clivagem característica ou ocorre em cristais cujas formas se aproximam de escalenoedros de faces arredondadas, com tamanhos inferiores a 2-3cm, normalmente incolores ou leitosos. Ocasionalmente forma agregados milimétricos de romboedros achatados incolores intercrescidos.

Agregados submilimétricos podem ocorrer como películas contínuas de cores variadas ou formando numerosos pequenos (<50 micra) agregados de cores marrons ou esverdeadas, normalmente sobre cristais de quartzo.

Estilbita/estellerita forma agregados de cristais marrons ou castanhos, com formas retangulares de no máximo 1cm de altura.

### 5.3 Discussão

As três ocorrências apresentadas permitem estabelecer uma relação entre as mineralogias secundárias e as características do corpo magmático hospedeiro. Somadas a observações de outras ocorrências na área de estudo, configuram assembléias de minerais secundários características para **(i)** derrames básicos como lagos de lava, **(ii)** derrames básicos de espessura média (<15m) e **(iii)** derrames ácidos espessos.

Derrames como lagos de lava estão representados pela ocorrência da Pedreira Incopel, que demonstra a variação das mineralogias secundárias em um mesmo nível vesicular de um mesmo corpo magmático em apenas 450 metros.

O Domínio 1, com a onipresença da analcima, representa um caso à parte, único entre as mineralogias secundárias da área de estudo. Analcima forma-se a temperaturas entre 100°-180°C quando as soluções são extremamente sódicas, com baixo Ca e pH entre 8,0-12,0 (BOLES, 1971). As hialitas associadas podem ter se formado pelas mesmas soluções alcalinas quando a  $T > 180^{\circ}\text{C}$  (HÖLLER, 1970, p. 90-91). Zeolitas sódicas (analcima) deste tipo foram descritas para Araraquara (SP) por Ruiz (2001). Na área de estudo, entretanto, dominam as zeolitas cálcicas, com a consistente ausência de natrolita e estilbita-Na, por exemplo, tornando este Domínio uma exceção.

O Domínio 2 não possui um mineral característico, mas demonstra a rapidez com que um Domínio pode passar para outro, pois seu limite com o Domínio 1 dá-se em apenas 5 metros sem que haja qualquer feição vulcanológica indicativa desta mudança.

O Domínio 3 tem como principal característica a grande abundância dos níveis de segregação, aos quais se associam sempre as cavidades maiores. A abundância de epistilbita neste Domínio e sua ausência em outros derrames básicos relaciona-se provavelmente a esta feição. O desaparecimento desses níveis na área do Domínio 3 nos últimos dois anos sugere que sua distribuição nos lagos de lava ocorre em "bolsões" de rocha, talvez relacionado à existência de pulsos de lava injetados no lago de lava, uma evolução já desenhada por Anderson et al. (1999). A mineralogia secundária é típica dos lagos de lava explorados pelas pedreiras entre Estância Velha e Sapiranga na área de estudo: minerais secundários comuns são quartzo macrocristalino, heulandita, estilbita/estellerita (com formas de gravata-borboleta), epistilbita, chabasita e agregados submilimétricos. Minerais raros são

escolécita e apofilita (frequentemente associada a laumontita vermelha), enquanto quartzo ametista ocorre muito raramente e ágata nunca foi encontrada.

Derrames básicos de espessura média (<15m) estão representados pela ocorrência de Morro Reuter. Trata-se de um exemplo de dois derrames contíguos da mesma fácies básica (Gramado) que apresentam mineralogias secundárias contrastantes, inclusive em relação a zeolitas consideradas minerais-índice em outras regiões do planeta.

Na comparação entre as mineralogias secundárias dos dois derrames percebe-se inicialmente o contraste entre tamanho e quantidade de cavidades. Enquanto no derrame superior as cavidades são pequenas e raras, no derrame inferior as cavidades são grandes e abundantes. Esse contraste se repete tanto em relação aos minerais secundários de cada derrame como também em relação às morfologias, cores, zonações e tamanhos dos cristais das espécies minerais individuais. Entre os minerais, salta à vista a ausência de laumontita no derrame superior e a grande frequência do mineral no derrame inferior. O mesmo ocorre em relação à escolécita, outro importante mineral-índice em outras regiões com zeolitas. Enquanto no derrame inferior é uma das fases mais abundantes, no derrame superior está praticamente ausente, tendo sido encontrada em apenas uma única cavidade. Quartzo é a principal fase no derrame superior, enquanto no derrame inferior é extremamente subordinado. A grande dificuldade em encontrar gipso e escolécita no derrame superior e epistilbita, ametista e levina no derrame inferior demonstra as possibilidades de conclusões equivocadas a partir de uma coleta expedita. O contraste continua com os agregados submilimétricos: enquanto no derrame superior as cavidades estão praticamente desprovidas desses agregados, no derrame inferior os agregados são extremamente abundantes.

Uma das causas desta diversidade provavelmente reside nas diferenças de porosidade primária e secundária da rocha hospedeira. Enquanto o derrame superior possui cavidades e fraturas em muito menor número, no derrame inferior o grande número e o maior porte das cavidades e das fraturas provavelmente permitiu a circulação de um volume de fluidos muito mais elevado, permitindo a cristalização de uma diversidade maior de minerais secundários. A única ocorrência capaz de rivalizar com a diversidade mineral secundária do Domínio 2 de Morro Reuter é a escavação realizada na Rodovia Rota do Sol (RST-453) para a implantação do trevo de acesso a Imigrante (RS), onde foi exposto um basalto também extremamente vesicular e muito fraturado com uma mineralogia secundária igualmente muito diversificada. Mas, enquanto as espécies minerais são aproximadamente semelhantes, as

características físicas e as abundâncias relativas de cada mineral apresentam grandes contrastes com a ocorrência da Pedreira de Morro Reuter.

Derrames ácidos espessos estão representados pela ocorrência Sultepa-Tainhas. A ocorrência demonstra como um inventário de mineralogia secundária pode apresentar conclusões conflitantes de acordo com as rochas disponíveis para coleta na época em que a amostragem é realizada.

Antes da abertura da pedreira, uma análise da mineralogia secundária na região constataria, 2,7 km ao NW da pedreira, em um corte na Estrada Passo da Ilha, uma brecha ácida alterada com cavidades esféricas e cônicas até decimétricas preenchidas basicamente por quartzo macrocristalino e calcedônia (ágata), sem nenhuma zeolita. Uma vez aberta a Pedreira Sultepa-Tainhas, as conclusões dependem da época em que a coleta é realizada: desconsiderando outros domínios porventura existentes na porção do derrame já explorado pela pedreira, o acompanhamento das frentes de lavra entre 2000 e 2007 permitiu a individualização dos três domínios de mineralogias secundárias em um raio de menos de 100 metros (FIG. 45 e 46), com abundantes zeolitas e sem ágata. No Domínio 1, ocorre farta mineralização secundária, com quartzo macrocristalino, zeolitas e calcita. Alguns anos depois, a progressão da frente de lavra expôs o Domínio 2 com suas características chabasitas laranjas e, nos dias de hoje, a análise da frente de lavra revela o Domínio 3, com um número de cavidades muito pequenas e em menor número, com uma mineralogia secundária similar ao Domínio 1, mas sem a variedade e freqüência das películas coloridas formadas por agregados submilimétricos. Minerais secundários que não foram encontrados na região são apofilita, escolecita, epistilbita e levina. A raridade de laumontita e heulandita são características para esses derrames espessos.

Os três Domínios representam porções da lava com um conteúdo variável de voláteis, responsáveis por uma variação no tamanho e no número das cavidades existentes. As alterações na mineralogia secundária refletem condições de cristalização diferentes em função das características de porosidade e permeabilidade de cada Domínio.

A mineralogia secundária da ocorrência é característica das mineralogias secundárias dos derrames ácidos de topo de seqüência vulcânica ( fácies Caxias do Sul), pois assembléias similares de minerais secundários (com ou sem mordenita em quantidades variáveis) foram encontradas nas Pedreiras DAER-São Francisco de Paula e Fabrita. Variam o tamanho e morfologia das cavidades hospedeiras e as cores, os tamanhos, as morfologias e as abundâncias relativas das espécies minerais de ocorrência para ocorrência.

## 6 MODELO GENÉTICO

A evolução tectônica da Bacia do Paraná não permitiu o estabelecimento de processos através dos quais pudessem se formar, nas rochas da Formação Serra Geral, três ou quatro zonas sucessivas aproximadamente horizontais em escala de Bacia, cada qual com uma assembléia de minerais secundários formados em condições de P e T progressivamente mais altas (FIG 46), como proposto para os minerais secundários na Islândia (WALKER, 1960, Fig. 5) e na Província do Deccan (SUKHESWALA et al., 1974, Fig. 2).

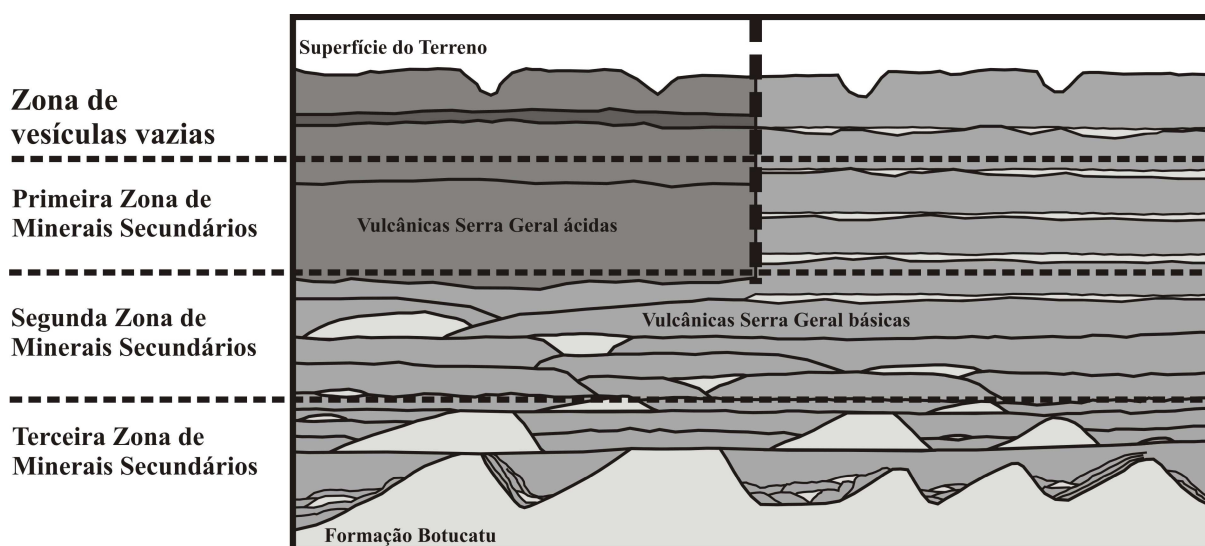


FIGURA 46 - Representação esquemática da distribuição de mineralogias secundárias em outras seqüências de rochas vulcânicas, com uma zona superior em que as cavidades das rochas possuem cavidades vazias, seguidas por zonas em que as cavidades contêm minerais secundários formados em condições de P e T progressivamente mais elevadas. Fonte: autor.

Ao invés desta distribuição simples de zonas previsíveis, os minerais secundários foram formados através da interação de uma série de fatores e processos, cuja ausência, presença e intensidade variavam nos diferentes pontos dos diferentes tipos de corpos magmáticos. Esta variação permite propor um outro modelo para a gênese e distribuição de minerais secundários na seqüência Serra Geral. O Modelo, abaixo apresentado, representa um avanço possível no atual estágio de conhecimentos a respeito da Formação Serra Geral e se aplica principalmente à área de estudo.

O Modelo propõe que a distribuição das assembléias minerais secundárias nas rochas Serra Geral se dê por domínios, que são volumes altamente variáveis de rochas

vulcânicas, em cujas cavidades ocorrem as mesmas assembléias secundárias, com minerais de características físicas (cores) e morfológicas (formas, hábitos) semelhantes. Os domínios podem ser formados por rochas de um ou mais derrames e são gerados por uma interação de fatores internos e externos. Os fatores internos mais importantes são a composição da rocha e suas porosidades primárias e secundárias. Entre os muitos fatores externos, despontam as influências termais de outros corpos magmáticos e a ausência, presença e intensidade de percolação de fluidos ascendentes e/ou descendentes.

As dimensões dos domínios são muito variados, desde poucos metros (FRANK et al., 2008b) até a escala de quilômetros (garimpos de ágata no Distrito Mineiro de Salto do Jacuí), diretamente dependentes da tipologia dos corpos magmáticos extrusivos hospedeiros e do conjunto de processos formadores de minerais secundários registrado em cada local. A grande heterogeneidade na composição e nas dimensões dos corpos magmáticos extrusivos Serra Geral induz a uma distribuição igualmente heterogênea de domínios (FIG. 47). A apresentação do Modelo compõe-se de suas características gerais e de uma discussão individual dos minerais secundários quantitativamente mais importantes, relacionando sua gênese e distribuição a determinados tipos de derrames com os quais foi possível fazer uma correlação segura. Todas as pedreiras citadas no texto se referem ao QUADRO 1.

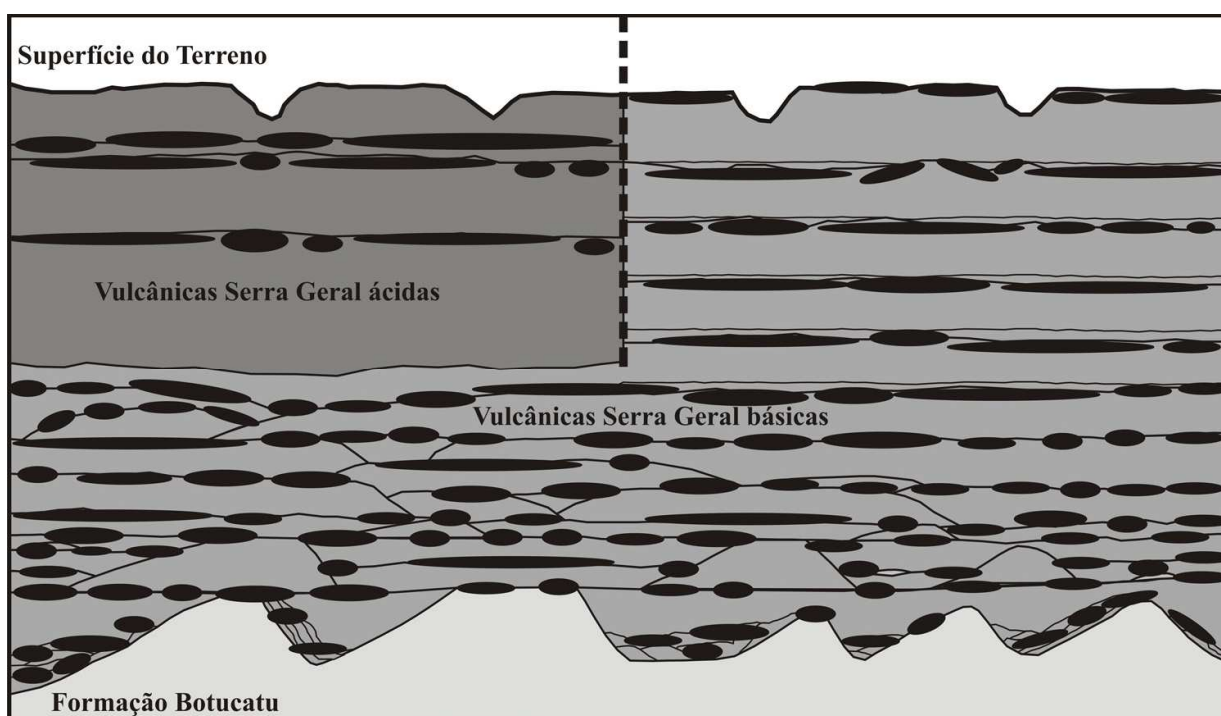


FIGURA 47 - Representação esquemática da distribuição de domínios de mineralogias secundárias (elipses pretas) na Formação Serra Geral. A quantidade e as dimensões dos domínios refletem as características físicas e químicas dos derrames. Fonte: autor.

A ocorrência das espécies minerais secundárias individuais e sua distribuição são ditadas também pelas características particulares do corpo magmático hospedeiro da mineralogia secundária. As definições iniciais dizem respeito ao tipo de corpo magmático (sill, dique, lago de lava ou derrame) e a sua espessura, estrutura e posição das cavidades no corpo magmático. Fundamental é a interpretação correta das feições vulcânicas do corpo magmático considerado, para uma interpretação precisa dos processos de emplacement, sob pena de invalidar toda a investigação. Afloramentos de dimensões muito reduzidas, em que esta avaliação vulcanológica não é possível, tornam inviável um trabalho que ultrapasse os limites da simples caracterização das espécies minerais presentes.

A composição química do corpo magmático, eventuais variações composicionais horizontais e verticais, bem como o teor e tipo de mesóstase presente em cada nível tem grande influência nos minerais secundários formados. Enquanto os minerais que formam o arcabouço são menos dissolvidos por fluidos, principalmente a baixas temperaturas, a composição química e mineralógica da mesóstase ("vidro vulcânico" ou "vidro intersticial") é um fator importante na formação dos minerais secundários, porque uma mesóstase "vítrea" (criptocristalina) é muito reativa e alterável (GISLASON; EUGSTER, 1987b, p. 2837) e pode estar presente em porcentagens elevadas principalmente nos níveis vesiculares dos derrames. À medida que a mesóstase é formada por microcristais ou mesmo cristais, seu nível de reatividade com fluidos percolantes diminui.

Em tese, um líquido de determinada composição (que pode ser água meteórica) e temperatura, entrando em contato com as mesóstases de composições diferentes dos diferentes magmas-tipo da Formação Serra Geral, produz, ao final da interação líquido-mesóstase, fluidos de composições diferentes que geram mineralizações secundárias diferentes. Por isso, as mineralogias secundárias contidas em rochas dos diferentes magmas-tipo da Formação Serra Geral não podem ser comparadas, pois representam lavas com diferentes origens, graus de evolução crustal e de contaminação, que interagiram de maneiras diferentes com fluidos diversos. Um ponto de partida para traçar normas gerais de assembléias minerais secundárias se traduz em reunir as descrições feitas em rochas do mesmo magma-tipo, muito difícil considerando que a grande maioria das descrições de mineralogias secundárias não detalha a composição química do corpo hospedeiro.

A porosidade da rocha hospedeira da cavidade é composta pelas cavidades, diáclases e microfissuras, que podem estar abertas ou seladas pela precipitação de minerais secundários. Contrastes marcantes nas permeabilidades e porosidades primárias dos derrames

de lava na escala de poucos metros ditam evoluções contrastantes das mineralogias secundárias (ROBINSON; BEVINS, 1999, p. 156; SCHIFFMAN; DAY, 1999, p. 109). Em muitos locais, as rochas Serra Geral não apresentam sinais de fissuras atravessando as vesículas, constituindo-se em rochas compactas que quebram sem direções preferenciais (e.g., Pedreira Sultepa-Tainhas). Em outras ocorrências (e.g. Pedreira Municipal de Morro Reuter), um intrincado sistema de fraturas e fissuras atravessa praticamente todas as cavidades de maior porte (FIG. 48), enquanto as cavidades menores estão em rocha compacta.

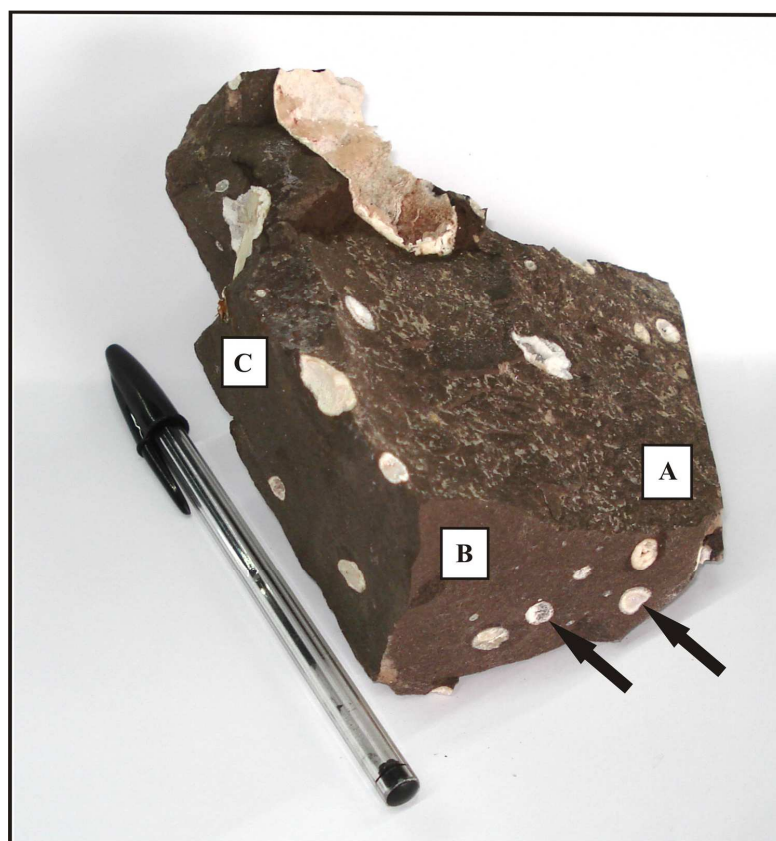


FIGURA 48 - Amostra de rocha do Domínio 2 da Pedreira de Morro Reuter. Plano "A" é um plano de fratura, nitidamente mais escuro que os planos artificiais "B" e "C". A cavidade grande e algumas das pequenas são atravessadas pela fratura, enquanto outras cavidades (setas escuras) não são atravessadas por nenhuma fratura. Caneta com 14,5 cm. Fonte: autor.

As cavidades atravessadas por fissuras se comportam como sistemas abertos, com uma contínua percolação de fluidos hidrotermais e água meteórica até o selamento da fissura. As cavidades em rocha compacta, por outro lado, tendem a representar sistemas fechados, evidentemente com evoluções diferentes de sua mineralogia secundária (BENSON; TEAGUE, 1982, p. 611, GISLASON; EUGSTER, 1987a, p. 2838, BARTH-WIRSCHING; HÖLLER, 1989, p. 504, PE-PIPER, 2000, p. 1226). Estas diferenças surgem em função de pequenas diferenças na composição dos fluidos, temperatura, pH, quantidade de fluido e



tamanho das cavidades nos sistemas fechados individuais (KEITH; STAPLES, 1985). Coletar fragmentos de cavidades de sistema aberto e de sistema fechado e montar uma seqüência paragenética única não representa corretamente a evolução da mineralogia secundária nesses sítios.

Essencial é a definição do tipo de cavidades do corpo magmático que hospedam a mineralização secundária, através da interpretação das feições vulcânicas dos afloramentos. Tipos de cavidades diferentes apresentam minerais secundários originais diferentes e permitirão, ao longo da história do edifício vulcânico Serra Geral, interferências (percolação de fluidos) de tipos e intensidades diferentes que produzirão evoluções diferentes em seus minerais secundários. Entre as cavidades pequenas, por exemplo, podem ser encontradas as vesículas formadas por coalescência de voláteis magmáticos. Quando isoladas, apresentam minerais secundários cuja formação deu-se praticamente em sistema fechado; quando atravessadas por microfissuras ao longo das quais percolaram águas meteóricas (e.g. cavidades maiores (>10cm) da Pedreira Municipal de Morro Reuter), sofreram uma evolução diferente de suas assembléias minerais secundárias. Cavidades do mesmo tamanho que as vesículas são formadas a partir de feições de segregação (planos de segregação, cilindros de segregação, e.g. cavidades maiores (>5cm) da Pedreira Incopel), mas estão situadas em uma matriz de composição química diferente da rocha hospedeira (GOFF, 1996, p. 174).

As diferentes cavidades que ocorrem em posições no derrame, que excluem uma origem a partir de níveis vesiculares superiores e inferiores, necessitam de uma atenção redobrada para registrar suas peculiaridades e reconstruir sua gênese no derrame. Cavidades de diferentes origens contaminadas com vários tipos de sedimentos diferentes (areia, silte, e.g. Pedreiras Incopel, Ouro Preto, etc.) através dos "diques", representam sítios de cristalização que guardam muito pouca relação com a composição da rocha hospedeira. A análise de um conjunto de cavidades de origens diferentes e evoluções diferentes se traduz em uma listagem de minerais que mistura minerais secundários formados sob condições diferentes e que não podem, sob hipótese nenhuma, serem reunidos em uma seqüência paragenética única ou correlacionados a um evento genético único.

A distribuição dos diferentes tipos de cavidades e a variação dos tamanhos dessas cavidades ao longo de um dado corpo magmático é heterogênea, refletindo as variações na espessura do corpo magmático, conteúdo de voláteis, história de resfriamento e distribuição das feições vulcânicas. Especialmente a história de resfriamento dos corpos magmáticos das províncias de basaltos de platô é pouco entendida e, pelos padrões complexos

de diaclasamentos e variedade de feições encontradas, inclusive novas (e.g. diáclases circulares subverticais, diáclases semi-esféricas, é um processo complexo repleto de variáveis que ainda não foram contempladas pelos modelos teóricos apresentados na literatura. A escala em que essas mudanças na distribuição dos vários tipos de cavidades se processam pode ser de poucas dezenas de metros, como no caso da Pedreira Sultepa-Tainhas, em que a elevada quantidade e o grande tamanho médio das cavidades do Domínio 1 contrasta fortemente com o restrito número e o pequeno tamanho médio das cavidades dos Domínios 2 e 3, situados a poucas dezenas de metros (<40m) do Domínio 1.

Os muitos fatores que podem gerar minerais secundários tornam o preenchimento dessas cavidades irregularmente distribuídas altamente variável inclusive em nível de derrames individuais, com mudanças qualitativas e quantitativas importantes da mineralogia secundária a distâncias de poucas dezenas de metros, dependendo do corpo magmático. Em muitos casos, essa heterogeneidade apenas não é percebida pela limitada extensão dos afloramentos disponíveis ou pela falta de acompanhamento da evolução das frentes de lavra dos garimpos e das pedreiras.

A correlação automática dos minerais secundários contidos nas cavidades ao evento vulcânico que formou o corpo magmático hospedeira da cavidade é válida apenas em casos extremamente restritos. Nas cavidades predominam inicialmente condições de pressão, temperatura e de fluidos relacionados ao evento vulcânico, normalmente inadequados para formar qualquer tipo de mineral secundário. Cavidades que se formaram a partir da coalescência de voláteis magmáticos e que foram preenchidos exclusivamente por minerais secundários em sistema fechado são de porte pequeno (até poucos centímetros de diâmetro) e devem se constituir em exceção nas rochas Serra Geral. Predominam cavidades que se formaram durante o evento vulcânico, mas que permaneceram vazias em um primeiro momento. Muito mais tarde, as cavidades são preenchidas a partir de fluidos de origens diversas, provavelmente sempre a baixas temperaturas (<200°C), como sugerido pela ausência de bordas de reação com as paredes das cavidades em todas as Pedreiras amostradas. O preenchimento das cavidades se faz por etapas, que dependem das condições a que é submetida a cavidade ao longo da sua existência, como no caso discutido por Frank et al. (2008b).

O Modelo pressupõe que a distribuição dos minerais secundários nas cavidades, principalmente nas cavidades maiores (>10cm), em muitos locais é irregular, sendo essencial a coleta de cavidades inteiras para uma avaliação de seus minerais secundários. Nas três Pedreiras apresentadas, por exemplo, normalmente se verifica a

distribuição irregular de outros minerais sobre os minerais que formam os revestimentos contínuos nas paredes das cavidades (FIG. 38, 42 e 45).

Fragmentos de cavidades expostos em paredes de rocha devem ser descartados porque elevam as possibilidades de equívocos nas avaliações de seqüências de minerais secundários. Coombs et al. (1959, p. 73) já apontavam para este erro metodológico, afirmando que "as zeolitas em vesículas são particularmente difíceis de interpretar do ponto de vista físico-químico, porque as paragêneses são montadas a partir de considerações teóricas e as seqüências de cristalização a partir de séries incompletas de cavidades separadas".

Pseudomorfoses, perimorfoses (FRANK, 2005), recorrências de ágata e quartzo (FIG. 49) e cristais com feições de dissolução (gipso, calcita e apofilita nos dois Domínios da Pedreira de Morro Reuter, por exemplo) podem ser encontradas com facilidade na área de estudo e, de modo geral, nas cavidades com minerais secundários das rochas Serra Geral. Franco (1952, p. 24 e Fotografia 22), por exemplo, mostra uma pseudomorfose, mais rara, de apofilita substituída por sílica.

Estas substituições evidenciam que as seqüências de minerais secundários são freqüentemente um resultado de vários episódios de cristalização, dissolução e precipitação. Por isso, os minerais secundários encontrados nas cavidades, principalmente nas cavidades maiores (>~5cm), não podem ser tomados como uma paragênese em equilíbrio, resultado de um evento genético único, mas como produto final de uma seqüência de eventos que se sucederam na cavidade considerada, como ocorre também em outras regiões (MOLZAHN et al., 1999). Em rochas com a idade da Formação Serra Geral, raramente as cavidades de maior porte conterão assembléias de minerais secundários formadas a partir de evoluções simples e lineares decorrentes de um evento genético único.

Revestimentos de minerais secundários (calcita, zeolitas, minerais do grupo da sílica, etc..) são encontrados em vários tipos de cavidades. Incluem cavidades gigantes entre microderrames, tubos de lava drenados ("túneis de lava"), cavidades em brechas interderrames e outros, cuja gênese é diametralmente oposta àquela da clássica vesícula formada por coalescência de voláteis magmáticos evoluindo em sistema fechado. Todos esses tipos de cavidades normalmente estão preenchidas por água, que evidentemente não é de origem magmática, mas tem origem meteórica e preencheu as cavidades percolando por fissuras de portes diferentes, hoje seladas pela precipitação de minerais secundários.

A formação de minerais secundários nessas cavidades evidencia que a percolação de soluções, hidrotermais ou não, ascendentes ou descendentes, tem o potencial de

formar minerais secundários em qualquer espaço aberto existente na seqüência de rochas vulcânicas e interderrames.

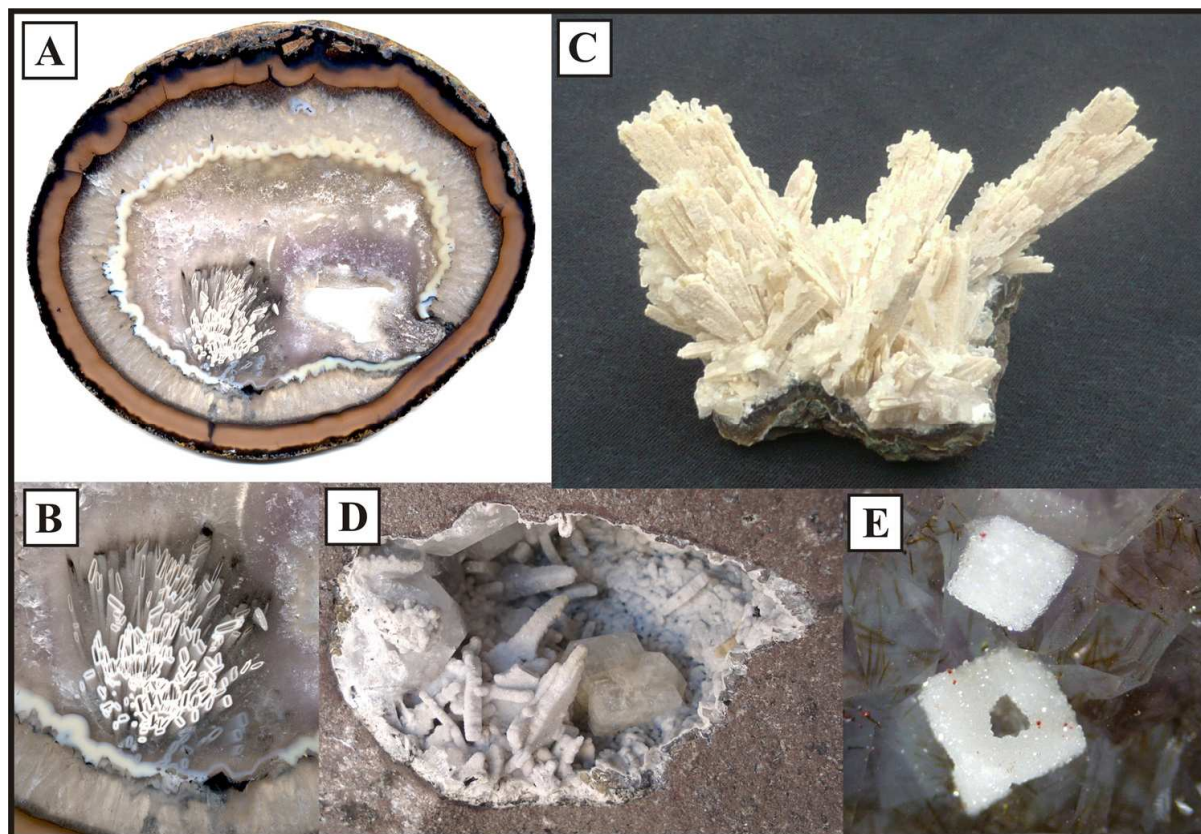


FIGURA 49 - Exemplos de pseudo- e perimorfoses em cavidades de rochas Serra Geral. (A - vista geral, B - detalhe) Cristais prismáticos ocus substituídos por sílica em cavidade posteriormente preenchida por vários níveis alternados de ágata e quartzo, tanto incolor como da variedade ametista. Região de Salto do Jacuí - RS. Largura da imagem (LI): A = 27,5cm, B = 5cm. (C) Cristais em leque de anidrita substituídos por sílica. Região de Ametista do Sul - RS. LI = 10cm. (D) Perimorfoses(?) ocas de sílica do Domínio 1 da Pedreira Incopel. LI = 6,5cm. (E) Formas ocas interpretadas como perimorfoses de sílica sobre cristais pseudocúbicos de calcita, com posterior dissolução da calcita. Região de Salto do Jacuí - RS. Arestas dos cubos com no máximo 2mm. Fonte: autor.

A quantidade de espécies minerais secundárias, em um número representativo de cavidades de determinado tipo em dado ponto do corpo magmático considerado, pode ser formada por até 60 espécies minerais diferentes (e.g. Domínio 2 da Pedreira de Morro Reuter). Desses minerais, três quartos possuem tamanhos abaixo de 300 micra, uma situação análoga à da Província Columbia River (BENSON; TEAGUE, 1982). A variedade mineralógica será maior em derrames básicos de espessura restrita (<10m, e.g. Pedreira de

Morro Reuter) e menor em derrames ácidos de grande espessura ( $> 50$  m, e.g. Pedreiras Sultepa-Tainhas, DAER-São Francisco de Paula), cuja porosidade como um todo é menor.

Entre os minerais submilimétricos, possivelmente há espécies minerais novas à ciência. Um típico exemplo desses minerais submilimétricos é a recente descoberta da nova zeólita Dizenzoita (GALLI; GUALTERI, 2008), da qual foram encontrados apenas três agregados esféricos pequenos ( $< 0,5$  mm) de microcristais fibrosos.

Potencialmente, a diversidade das mineralogias secundárias será menor em derrames localizados no topo ou próximo ao topo do edifício vulcânico em comparação com os derrames na base ou próximo à base do edifício. O contraste se gera pela contaminação progressiva das águas meteóricas à medida que percolam a seqüência em sentido descendente, pela maior vulnerabilidade dos derrames inferiores às águas artesianas dos aquíferos sotopostos e pela maior probabilidade de circulação, na porção inferior da seqüência vulcânica, de fluidos hidrotermais derivados de fissuras alimentadoras e derrames superiores, como na seqüência da Islândia.

Na seqüência vulcânica Serra Geral, o contraste na diversidade de minerais secundários será mais acentuado naquelas regiões em que a seqüência é mais espessa, com os derrames de topo apresentando menos diversidade e os derrames de base mais diversidade. O contraste será menor a ausente nas regiões em que a seqüência é restrita (uma a algumas centenas de metros). Independe, em grande parte, da composição química dos derrames que constituem a seqüência em um ponto específico, mas as características dos corpos magmáticos individuais podem ser determinativos ou influenciar grandemente no grau de contraste existente.

O contexto em que se situa o corpo magmático hospedeiro da mineralização secundária é um outro aspecto importante. Inclui as definições relativas aos corpos magmáticos sotopostos e sobrepostos, do tipo de contato existentes entre derrames (abertos ou fechados), dos litotipos interderrames entre esses corpos magmáticos e de falhas e diques situados nas adjacências. Com essas informações, dimensiona-se a influência das rochas interderrames e a presença de eventuais auréolas hidrotermais de fissuras alimentadoras, hoje representadas por diques de diabásio. Essa reconstituição do afloramento em três dimensões na maioria das ocorrências não é possível, abrindo um leque de dúvidas tão elevado que as conclusões genéticas a respeito da mineralogia secundária local adquirem um caráter muito inseguro.

O Modelo resultou em um quadro desconcertante de grande heterogeneidade na distribuição dos minerais secundários nas rochas da Formação Serra Geral, em que a análise da mineralogia de um ponto isolado perde sua representatividade inclusive no contexto do próprio corpo magmático hospedeiro. Em função dessas características, o Modelo inclui uma discussão das principais fases minerais conhecidas entre as mineralogias secundárias da Formação Serra Geral, baseado na literatura e em dados próprios de campo e de laboratório.

## 6.1 Sílica

Nas rochas Serra Geral, os minerais secundários do Grupo da Sílica (Frank, 2005), assim como na Província do Deccan (Frank, 2005) e na Islândia (WALKER, 1960, p. 516), são extremamente comuns e ocorrem em praticamente todos os tipos de cavidades. Associam-se a derrames ácidos e básicos, sendo mais comuns em derrames básicos e ácidos espessos ("macro derrames") e mais raros em derrames de menor espessura ("micro derrames"). Além disso, sílica é um preenchimento comum em planos de fratura de pequena espessura (< 5cm).

O escopo do trabalho não permite entrar em detalhes da mineralização silicosa como, por exemplo, as razões que fazem cristalizar, em determinada cavidade, ágata, opala ou uma das variedades de quartzo. Ou porque os cristais de quartzo em determinadas ocorrências cristalizam com o eixo maior paralelamente à parede da vesícula (na área de estudo, na Pedreira Bom Jesus), quando normalmente apresentam-se com seu eixo maior perpendicularmente à parede da vesícula (o caso mais comum), mostrando apenas as faces dos romboedros; porque muito localizadamente apresentam os prismas mais desenvolvidos ou cristais biterminados. Atendendo ao propósito da tese e ao Modelo acima apresentado, a abordagem discute a origem e a mobilização da sílica na seqüência Serra Geral **(i)** a partir de águas subterrâneas ascendentes, **(ii)** a partir de sedimentos interderrames e **(iii)** a partir das rochas vulcânicas.

### 6.1.1 Sílica a Partir de Águas Subterrâneas Ascendentes

A formação de ágata, de quartzo macrocristalino e de suas variedades através de águas que ascendem no edifício vulcânico é discutida na literatura (GILG et al., 2003). Na área de estudo, a extensa investigação de quase duas dezenas de ocorrências (pedreiras), situadas imediatamente acima das areias Botucatu e potencialmente mais expostas a águas ascendentes (Pedreiras Incopel, Benno Hoch, Britagem Rio Bonito, Pavicom, Pedraccon, etc), constatou a virtual ausência de quartzo ametista e de ágata nos derrames de qualquer espessura e em todos os tipos de cavidades na base da seqüência vulcânica (Pedreiras nas regiões de Estância Velha, Dois Irmãos, Sapiranga, Novo Hamburgo, Maquiné, Santa Cruz do Sul, etc). Desta forma, consideramos muito improvável a gênese desses minerais secundários a partir de águas saturadas com sílica provenientes dos aquíferos sotopostos à Formação Serra Geral, incluindo a Formação Botucatu.

### 6.1.2 Sílica a Partir de Sedimentos Interderrames

A íntima associação das rochas Serra Geral com sedimentos pelíticos diversos sugere que a origem da sílica das fases secundárias silicosas (quartzo, calcedônia (ágata)) possa estar relacionada à fusão ou dissolução desses sedimentos.

A fusão dos sedimentos, especialmente dos grãos de quartzo que compõe em torno de 85% do sedimento Botucatu, é uma hipótese já mencionada por Bossi e Caggiano (1974, p. 312-313), Garcia e Marinho (1980) e Strieder e Heemann (2006). Entretanto, quartzo possui uma temperatura de fusão ( $T=1727^{\circ}\text{C}$ , HEANEY, 1994) muito acima da temperatura de um magma basáltico ( $T\sim 1200^{\circ}\text{C}$ ). Xenólitos quartzíticos e mesmo grãos de quartzo isolados, imersos em líquidos basálticos, por exemplo, sofrem apenas fraturamento, feições de dissolução restritas (bordas vítreas) e as típicas auréolas pretas formadas por cristais de piroxênio (WERNICK; EBERT, 1967, p. 208; LANDMESSER, 1984, p. 85; DONALDSON, 1985, Figs. 3 e 4; SCHNORRER et al., 2004, p. 342 e Figs. 8 e 9). As feições geradas pela interação lava/sedimento, inclusive na área de estudo, confirmam a

impossibilidade desse processo de fusão dos sedimentos infra- e interderrames para a formação das fases silicosas secundárias nas cavidades das rochas Serra Geral.

A dissolução dos sedimentos interderrames, por outro lado, se dá a partir da percolação das águas meteóricas através dos aquíferos contidos nas rochas interderrames e dos sedimentitos Botucatu. Esta percolação provoca uma liberação importante de sílica a T e P ambiente, apesar do quartzo ser muito pouco solúvel a temperaturas inferiores a 50°C (LANDMESSER, 1988; BIONDI, 2003). A experiência conduzida por Paraguassu (1972) demonstra esse fato. O autor verificou, usando água destilada, que a água dissolve apenas 3 mg/l de sílica em 6 meses quando permanece sem circulação no arenito Botucatu, mas a circulação da água pelo arenito em sistema fechado faz a concentração de sílica subir rapidamente (em 3 horas) para 11,8 mg/l para depois, lentamente (em mais 18,5 h), subir para 14,0 mg/l. Se a água circula através do arenito em fluxo contínuo em sistema aberto, durante 21 meses, a água adquire 6,0 mg/l de sílica e 0,4 mg/l de  $Fe^{+2}$ , tendo produzido, ao final da experiência, uma crosta de arenito silicificado com 2,0 mm de espessura, que possibilitou inclusive a preparação de lâminas delgadas. O autor concluiu que a circulação de águas pelo arenito Botucatu, inclusive no clima atual, pode produzir rochas silicificadas e feições como cimentação, crostas e estalactites.

Sílica liberada por esse mecanismo, entretanto, não gera calcedônia (ágata), opala nem quartzo macrocristalino nas cavidades das rochas Serra Geral, mas silicifica os sedimentos intercalados e subjacentes aos derrames. Na área de estudo, ocorrem arenitos silicificados em escarpas ou junto ao contato com as lavas sobrejacentes. Os níveis silicificados apresentam espessuras entre poucos centímetros (topo de duna interderrame da Pedreira Incopel), ao redor de uma dezena de centímetros (nível arenoso interderrame na Pedreira José Inácio) a até 150 centímetros (topo da duna basal na Pedreira Incopel).

Essa freqüente silicificação de areias junto aos contatos entre derrames de lava e rochas interderrames sugeriu, historicamente, que a silicificação esteja vinculada ao evento vulcânico Serra Geral. Em função disso, os sedimentitos (principalmente arenitos) associados aos derrames e cimentados por sílica foram denominados de “arenitos cozidos” e “arenitos recozidos”, entre outros termos. A vinculação da silicificação desses sedimentos a soluções residuais com sílica “juvenil”, derivadas da cristalização de corpos extrusivos e intrusivos Serra Geral, foi feita por Leinz (1938, p. 17), que atribui a essas soluções a geração de concreções silicosas e níveis silicificados em toda a seqüência sedimentar gondwânica da Bacia do Paraná, da Formação Itararé à Formação Botucatu, além da geração dos depósitos de



ágata no Sul do Brasil e no Uruguai. Entretanto, Wernick (1966, p. 55) e Guidicini e Campos (1968, p. 19) são enfáticos ao defender a impossibilidade da silicificação ter sido gerada pela ação térmica dos derrames de lava sobre os sedimentitos. Os autores atribuem a silicificação a condições climáticas no período entre dois derrames consecutivos ou a variações do nível de água do aquífero freático, talvez no Terciário Superior ou no Pleistoceno. Realmente, derrames de lava não conseguem fundir grãos de quartzo e os corpos arenosos, por sua vez, com sua elevada porosidade e permeabilidade, não oferecem as menores condições de confinar hipotéticos fluidos silicosos hidrotermais magmáticos para a precipitação do  $H_4SiO_4$  contido nesses fluidos.

As rochas silicificadas, na realidade, constituem vários tipos de silcretes, e o processo de "silicificação" é pedogênico (SOMMER et al., 2006). Na Austrália, as investigações sobre os silcretes associados aos basaltos (TAYLOR; SMITH, 1975; YOUNG; MCDOUGALL, 1982 e referências ali contidas) desvincularam completamente a gênese dos silcretes ao evento vulcânico que gerou os derrames associados, uma constatação que se aplica perfeitamente à situação encontrada na Bacia do Paraná, em que as rochas silicificadas desenvolvem, localizadamente, como no caso descrito por Björnberg et al. (1964), inclusive as colunas verticais hexagonais típicas de alguns silcretes (e.g. SMALE, 1973, Fig. 7).

A silicificação dos sedimentos deve-se às condições climáticas áridas/semi-áridas (SUMMERFIELD, 1978b) entre dois derrames sucessivos ou, mais provavelmente, ao aquífero que se formou nesses sedimentos após seu soterramento pelos derrames de lava. O soterramento gera condições para a deposição de sílica nos porosos e permeáveis corpos arenosos interderrames, através da lenta variação vertical do nível de água estático do aquífero neles contido. Essa variação deve-se à alternância de estações secas e chuvosas ao longo do ano, que imitam processos pedogenéticos atuais (SOMMER et al., 2006, p. 318), com a diferença que o aquífero não é superficial, mas confinado. Por isso, a silicificação normalmente atinge somente a porção superior das camadas sedimentares, excepcionalmente com espessuras de duas dezenas de metros. O teor de sílica nas águas contidas no Arenito Botucatu é responsável, inclusive, pela formação de estalactites de calcedônia e de opala nos tetos das grutas existentes nesse arenito (WERNICK, 1966, p. 51-52). Na área de estudo, no município de Soledade, foi identificada uma dessas ocorrências de estalactites de calcedônia em arenito. Estalactites individuais atingem comprimentos de até 8 cm, com espessuras de até 1 cm.

### 6.1.3 Sílica a Partir das Rochas Vulcânicas

As fases minerais secundárias silicosas nas rochas Serra Geral são formadas basicamente a partir da liberação da sílica contida nas próprias rochas vulcânicas, muito mais solúvel que a sílica dos grãos de quartzo dos sedimentos interderrames. O processo ocorre quando as cavidades das rochas são preenchidas por águas estagnadas, a temperaturas baixas (<100°C) e pressões litostáticas. Com toda a porosidade da rocha hospedeira ocupada por água, a sílica difunde-se, na forma de monômeros de sílica  $\text{Si}(\text{OH})_4$ , por gradientes de concentração através de contatos intergranulares e microfissuras em direção às cavidades, em uma situação de repouso completo dos fluidos. A progressiva concentração da sílica nos fluidos das cavidades permite a formação de esferulitos de sílica nas paredes dessas cavidades. Os esferulitos, lado a lado, acabam gerando o bandamento característico da ágata. Ao final do processo, forma-se quartzo macrocristalino (incolor ou da variedade ametista), como estabelecido por Landmesser (1984, 1988, 1998), cuja Teoria da Difusão substituiu as outras teorias historicamente existentes a respeito da formação de calcedônia (ágata).

Os fatores que condicionam essa liberação de sílica são as quantidades relativas, a composição química e as taxas de dissolução relativas das fases primárias e da mesóstase, além das taxas de transporte de massa e as larguras relativas dos caminhos dos fluidos. Portanto, os processos extremamente lentos de formação de ágata só se desenvolvem quando a rocha passa por uma situação de absoluto confinamento por períodos muito longos, de duração ainda ignorada. Em função dessa longa duração, a gênese de ágata ainda não foi reproduzida em laboratório.

Nas três ocorrências apresentadas da área de estudo (Pedreiras Incopel, Morro Reuter e Sultepa-Tainhas), não foi possível encontrar uma ágata sequer, mesmo que com poucos centímetros de diâmetro. Essa ausência de ágata se repete em todas as outras pedreiras em lagos de lava na base da seqüência vulcânica e em todos os abundantes derrames básicos de espessura restrita (<3m) e em aqueles de espessuras médias (<10-15m). Os derrames ácidos espessos no topo da seqüência, com seu elevado teor em sílica, apresentam, em tese, maiores condições para a formação de líquidos com uma razão Al/Si baixa a partir da interação de água meteórica com a mesóstase. Mas os minerais secundários nesses derrames (Pedreiras Sultepa-Tainhas, Fabrita, DAER-São Francisco de Paula, Municipais de Santa Maria do Herval e de Carlos Barbosa), também não contêm calcedônia bandada (ágata), o que

exclui a possibilidade da geração de ágata constituir-se em um fenômeno intrínseco a um vulcanismo tholeiítico. Por outro lado, uma brecha ácida na Estrada Passo da Ilha (ao Norte da Pedreira Sultepa-Tainhas), os derrames vitrófiros da Fácies Várzea do Cedro (Rodovia Rota do Sol - RST-453) e um derrame com alto teor de vidro na Pedreira Britel apresentaram ágata freqüentemente.

Essa situação permite concluir que a composição química (básica, intermediária ou ácida) e a tipologia do derrame hospedeiro (espessura, porosidade) são fatores secundários na geração de ágata. Confirmando a Teoria de Landmesser, o fator primordial na formação de ágata é um confinamento extremamente eficiente e demorado (tempos geológicos?) do derrame, com suas cavidades (de qualquer tipo) preenchidas por fluidos. A ausência de ágata na maioria dos corpos magmáticos na área de estudo pode ser atribuída à ausência de um período prolongado de confinamento desses derrames.

A maior concentração comercial de ágata da Formação Serra Geral se situa no Distrito Mineiro de Salto do Jacuí (RS). Nessa região, um capeamento contínuo e espesso de derrames dacíticos (HEEMANN, 1997, 2005) foi responsável pelo confinamento de um pacote de derrames básicos, hoje tão alterados que a análise de suas características vulcanológicas se torna muito difícil. A situação pode ser a principal causa da grande concentração de cavidades (que atingem diâmetros superiores a um metro) preenchidas parcial- ou totalmente com ágata nesses derrames básicos. Relevante é o fato de que os derrames portadores de ágata do Distrito nunca apresentam zeolitas, um fato já citado por Matsui et al. (1974, p. 579). Esse dado foi mais uma vez confirmado através de análises à lupa binocular de centenas de peças provenientes do Distrito e pela análise visual de inúmeras peças do Distrito expostos em estabelecimentos comerciais. Decisivos, entretanto, foram os depoimentos de proprietários de garimpos da região que trabalham há décadas na extração de ágata. Confrontados com amostras de zeolitas típicas, afirmaram peremptoriamente de que nunca encontraram esses minerais em seus garimpos. A constatação corrobora as observações de outros pontos na área de estudo, que ágata e zeolitas são mutuamente excludentes, representando situações opostas de temperatura e de confinamento de fluidos.

Quartzo macrocristalino, por outro lado, é uma fase secundária comum nas rochas Serra Geral (FRANK, 2005). Cavidades de todas as origens são encontradas revestidas por cristais de quartzo. Também na área de estudo a sua distribuição é generalizada, em qualquer tipo de corpo magmático, inclusive nas três ocorrências apresentadas. A abundância de quartzo macrocristalino na área de estudo sugere que quartzo é facilmente formado a partir

de fluidos saturados ou sub-saturados por sílica, mesmo a temperaturas baixas (<100°C). O processo de acumulação de sílica nas cavidades para a formação de quartzo macrocristalino provavelmente segue princípios semelhantes àquele da formação de ágata. A formação de quartzo a temperaturas entre 10 e 30°C também ocorre em outros ambientes geológicos, como ilustram os cristais de quartzo macrocristalino com as morfologias trigonais típicas que são encontrados em silcretes formadas nestes intervalos de temperatura (KELLY et al., 2007, Fig. 3 e p. 3829). Entretanto, se as cavidades de um determinado derrame foram submetidas a um evento de temperaturas mais elevadas ( $T > 100^\circ\text{C}$ ) antes que se completassem os processos necessários para a formação de quartzo macrocristalino, formou-se um revestimento de zeolitas (+- apofilita) nas paredes das cavidades que aparentemente bloqueou os caminhos de difusão de sílica para o interior das cavidades. Gera-se um conjunto de minerais secundários com abundantes zeolitas (+- apofilita) e uma presença de quartzo extremamente subordinada, como no Domínio 2 da Pedreira de Morro Reuter e nas cavidades do episódio “Das Antas” (FRANK, 2005).

A variedade ametista aparentemente é mais comum em derrames básicos, mas não foi encontrada em derrames básicos pouco espessos (<1m). A partir de uma espessura maior (>1m), os derrames básicos apresentam raras cavidades revestidas por quartzo ametista (e.g. Pedreiras da região de Maquiné), uma situação que se repete em derrames mais espessos (>>1m)(e.g. Pedreira Municipal de Morro Reuter) e em lagos de lava (e.g. Pedreiras Incopel e Municipal de Novo Hamburgo). Derrames ácidos espessos apresentam quartzo ametista apenas ocasionalmente: enquanto nas Pedreiras Sultepa-Tainhas, DAER-São Francisco de Paula e Municipal de Carlos Barbosa quartzo ametista não foi encontrado, ocorre na Pedreira Fabrita com certa frequência. A determinação dos condicionantes específicos da formação de quartzo macrocristalino, incolor e ametista, nas cavidades das rochas Serra Geral, necessita de investigações mais detalhadas.

## 6.2 Calcita

Entre os carbonatos que podem ser encontrados na mineralogia secundária da Formação Serra Geral, a calcita é o mais comum (Frank, 2005), freqüente em praticamente qualquer afloramento de rochas, em cavidades ou preenchendo fraturas. Outros carbonatos, como siderita, dolomita e rodocrosita, são extremamente raros, mas também foram encontrados, respectivamente nas Pedreiras Sultepa-Tainhas e Britel (FRANK et al., 2008b). A calcita, além de comum, associa-se tanto a conjuntos de minerais secundários dominados por zeolitas como àqueles dominados por variedades de sílica. Essa onipresença deve-se ao amplo campo de estabilidade da calcita, que cristaliza em temperaturas desde ambiente até 500-600°C (em lavas carbonatíticas).

Na área de estudo, mineralogias secundárias similares em derrames do mesmo tipo (derrames ácidos - Pedreiras Fabrita, Daer-São Francisco de Paula e Sultepa-Tainhas), apresentam cristais de calcita com morfologias muito contrastantes, cujo detalhamento foi postergado. Localidades específicas (e.g., derrames básicos - Trevo de Imigrante, Pedreira Incopel) apresentam cristais de calcita com morfologias e cores diferenciadas, refletindo condições genéticas contrastantes, mas a presente abordagem restringe-se à discussão da origem do cálcio necessário à formação de calcita e dos processos potencialmente formadores de calcita. Fontes de cálcio em outras ocorrências de rochas basálticas com minerais secundários, como rochas carbonáticas, evaporitos e fontes termais (PE-PIPER, 2000), são pouco freqüentes ou ausentes no preenchimento sedimentar da Bacia do Paraná e não ocorrem nas rochas interderrames na Formação Serra Geral. “Spray” marinho carregado por chuva como no Hawaii (TSCHERNICH, 1992, p. 115) ou pela neve como na Islândia (GISLASON; EUGSTER, 1987a, p. 2843) também não são fontes de Ca plausíveis para a maior parte da Formação Serra Geral.

A maior fonte de cálcio são as próprias rochas vulcânicas. A calcita pode-se formar a partir de voláteis do próprio magma aprisionados em vesículas, quando a reação de H<sub>2</sub>O e CO<sub>2</sub> com as paredes das vesículas retira destas o Ca necessário formando, além de flossilicatos, calcita como preenchimento de vesículas (DESTRIGNEVILLE et al., 1991, p. 130).

Após o evento vulcânico, a interação de águas meteóricas com o basalto, a temperatura e pressão ambiente, liberou Ca<sup>2+</sup>(aq) ao longo de toda a história do edifício

vulcânico, um processo que forma calcita com grande facilidade (NASHAR; BASDEN, 1965). Quando águas meteóricas entram em contato com a rocha, prótons da solução são consumidos à medida que os cátions são liberados pela rocha, fazendo com que o pH dessas águas suba rapidamente (em 15 dias) para valores acima de 9, enquanto a concentração de Ca na água aumenta para 4-5 ppm (a 65°C) se o sistema for fechado para a atmosfera (GISLASON; EUGSTER, 1987b, Figs. 4 e 8, Tab. 5). O valor do pH depende da superfície total dos sólidos versus a massa de água, composição das rochas, taxa de dissolução, temperatura, pressão parcial dos gases que produzem prótons, formação de minerais de alteração e da composição dos sólidos. A dissolução de uma rocha basáltica, a qualquer temperatura, nunca será estequiométrica porque os cristais e a mesóstase dissolvem a taxas diferentes, mas a taxa de dissolução não varia entre pH 7,0 e pH 9,5. A mesóstase dissolve pelo menos uma ordem de magnitude mais rápido que o basalto cristalino a 25°C (GISLASON; EUGSTER, 1987b, p. 2837). Como a energia de ativação do material pouco cristalino é bem menor que aquela de cristais, a dissolução da mesóstase domina apenas a baixas temperaturas, enquanto a temperaturas maiores (65°C) a dissolução dos cristais da rocha é dominante. As águas mais evoluídas estão próximas do ponto de saturação em relação à calcita, desde que contenham  $\text{CO}_2$  ( $\Sigma \text{CO}_2 = \text{H}_2\text{CO}_3(\text{aq}) + \text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$ ) em quantidades elevadas (DESTRIGNEVILLE et al., 1991, p. 129-130).

As grandes quantidades de Ca liberadas a partir da interação rocha-água meteórica fazem com que as águas subterrâneas das Formações Botucatu e Serra Geral sejam, localizadamente, muito enriquecidas nesse elemento, inclusive cristalizando calcita nas canalizações de água potável (HAUSMAN, 1966, p. 207) (FIG. 50). Todas as vesículas das rochas basálticas, independentemente de seu tamanho, estão sempre preenchidas por águas nitidamente recentes e de origem meteórica (MATSUI et al., 1974), que podem ser responsabilizadas pela cristalização de cristais de calcita.

Águas de aquíferos sotopostos sobreprensionados, por outro lado, geram um artesianismo que pode precipitar calcita nos basaltos sobreprensionados a partir da ascensão dessas águas pela porosidade primária e secundária das rochas ígneas (RABELO et al., 2002, p. 11). Os dados disponíveis sobre as temperaturas de cristalização de calcitas nas rochas Serra Geral são consistentes com este modelo. Para a calcita do Distrito Mineiro do Alto Uruguai, Juchem (1999, p. 209) estabelece uma temperatura de 30°C, enquanto Gilg et al. (2003) inferem temperaturas abaixo de 100°C.

Finalmente, quando gás carbônico exsolvido de corpos intrusivos (Frank et al., 2007) interage com os fluidos das rochas encaixantes (aquíferos rasos ou profundos), precipitam calcita e outros carbonatos, um processo denominado de “aprisionamento mineral de CO<sub>2</sub>” (“mineral trapping”) por Gunter et al. (2004, Fig. 7). A precipitação de calcita dessa origem depende da concentração de espécies de carbonatos e das condições de pressão e temperatura.

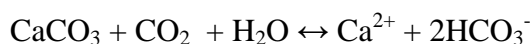


FIGURA 50 - Fragmento serrado de cano de água em PVC com uma polegada de diâmetro parcialmente preenchido pela cristalização de calcita. Provém da região de rochas basálticas no Rio Grande do Sul (Cortesia Prof. Ari Roisenberg - UFRGS). Fonte: autor.

A rapidez com que calcita se forma mesmo em cavidades pode ser avaliada por um exemplo das Ilhas Färoer, em uma situação geológica semelhante à Formação Serra Geral: em 1981 foi aberto um furo de sondagem (Vestmanna 1, em Vestmanna, Ilha de Streymoy) com 3 polegadas de diâmetro e 660 metros de profundidade, através da porção inferior dos “basaltos intermediários”, até 100 metros para dentro dos “basaltos inferiores”. O furo foi tampado e, quando reaberto em 2000, verificou-se que suas paredes estavam cobertas por revestimentos centimétricos neoformados de calcita (tufa), que diminuíram a sua abertura em até 50%, até aproximadamente 300 metros de profundidade. As temperaturas medidas no furo nunca foram superiores a 30°C (WAAGSTEIN, REGIN, comunicação oral, 6/2008).

Uma vez formados, seja em cavidades ou em fraturas, os cristais de calcita podem ser dissolvidos a partir de águas subsaturadas em relação ao Ca. As oito reações

químicas e processos responsáveis pela dissolução ou deposição de carbonato de cálcio em sistemas abertos para CO<sub>2</sub> podem ser resumidas na fórmula:



(KAUFMANN e DREYBRODT, 2007, Eq. 2)

Através dessas reações o Ca é novamente liberado e, dependendo do conteúdo de ΣCO<sub>2</sub>, outra vez precipitado como calcita. Várias evidências apontam para uma evolução policíclica das assembléias minerais secundárias nas vesículas, incluindo vários episódios de dissolução de calcita, com ou sem precipitação de sílica. Englert (1925, Fig. 4) ilustra uma das freqüentes perimorfoses de sílica sobre calcita da Formação Serra Geral.

Em função da potencial gênese a partir de pelo menos quatro processos diferentes, aliado à grande facilidade de dissolução e reprecipitação, os cristais de calcita somente podem ser usados com grandes restrições e extrema cautela em reconstituições genéticas de assembléias minerais secundárias Serra Geral. Cristais de calcita precipitados como última fase, situados sobre outros minerais secundários, em cavidades de qualquer tipo, não podem ser vistos como diagnósticos ou representativos de processos e condições genéticas nem da cavidade hospedeira nem dos minerais secundários sobre os quais se situam.



### 6.3 Apofilita

Apenas uma das referências existentes de apofilita na Formação Serra Geral (Frank, 2005) especifica a qual tipo de apofilita se refere (Apofilita-(KF), Apofilita-(KOH) ou Apofilita-(NaF), BURKE, 2008), provavelmente pela presença do flúor. Apofilitas-(NaF), entretanto, são ortorrômbicas e ocorrem em escarnitos, enquanto apofilitas-(KOH) não se associam a basaltos de platô. As apofilitas-(KOH) da Província do Deccan (Índia) são encontradas exclusivamente nos basaltos "espilíticos" (lavas em almofada) de Mumbai (Bombay), representando um outro ambiente gerador (OTTENS, 2004).

As análises químicas de apofilitas do episódio "Das Antas" (Bento Gonçalves, RS - Lieber, 1965), de São Paulo (FRANCO, 1952) e da área de estudo, bem como a tipologia das apofilitas da Província do Deccan (OTTENS 2004; FRANK 2005) definem as apofilitas da Formação Serra Geral como apofilitas-(KF) (TAB. 8 - Anexo A).

O modo de ocorrência de apofilita, em cavidades ou em fraturas, tem implicações genéticas importantes, visto que fraturas podem estar completamente desvinculadas do evento Serra Geral que originou o edifício vulcânico. Na área de estudo, constatou-se exclusivamente a ocorrência em cavidades, pois as fraturas normalmente contêm a assembléia calcita - sílica - heulandita. Já Svisero e Anacleto (1974) identificaram apofilita nas fraturas de um sill de diabásio, como ocorre, por exemplo, na Islândia, onde a apofilita é mais freqüente em fraturas (JØRGENSEN, 2006; WEISENBERGER, 2005, p. 101)

As apofilitas normalmente estão entre os últimos minerais formados nas cavidades, sendo muito conspícuas. Apofilitas foram encontradas apenas em lagos de lava e derrames básicos de espessura média (<10-15m) nos quais predomina uma mineralogia secundária zeolítica. Não ocorrem nos derrames ácidos (riodacíticos e vitrófiros) do topo do edifício vulcânico, nos derrames básicos hospedeiros de ágata do Distrito Mineiro de Salto do Jacuí (RS) nem em derrames básicos de espessura restrita (<1m). Mesmo nos derrames com zeolitas, a apofilita não é comum nem apresenta ocorrências homogêneas, variando em freqüência e em morfologia ao longo dos derrames.

Na área de estudo, as apofilitas ocorrem em três situações bem definidas (FIG. 51). (1) Quando retangulares ou pseudo-cúbicas com cor ou zonação freqüentemente esverdeada desenvolvem-se sobre um substrato formado basicamente por estilbita creme em grandes cristais, que, por sua vez, assentam diretamente na parede da cavidade. Nesta

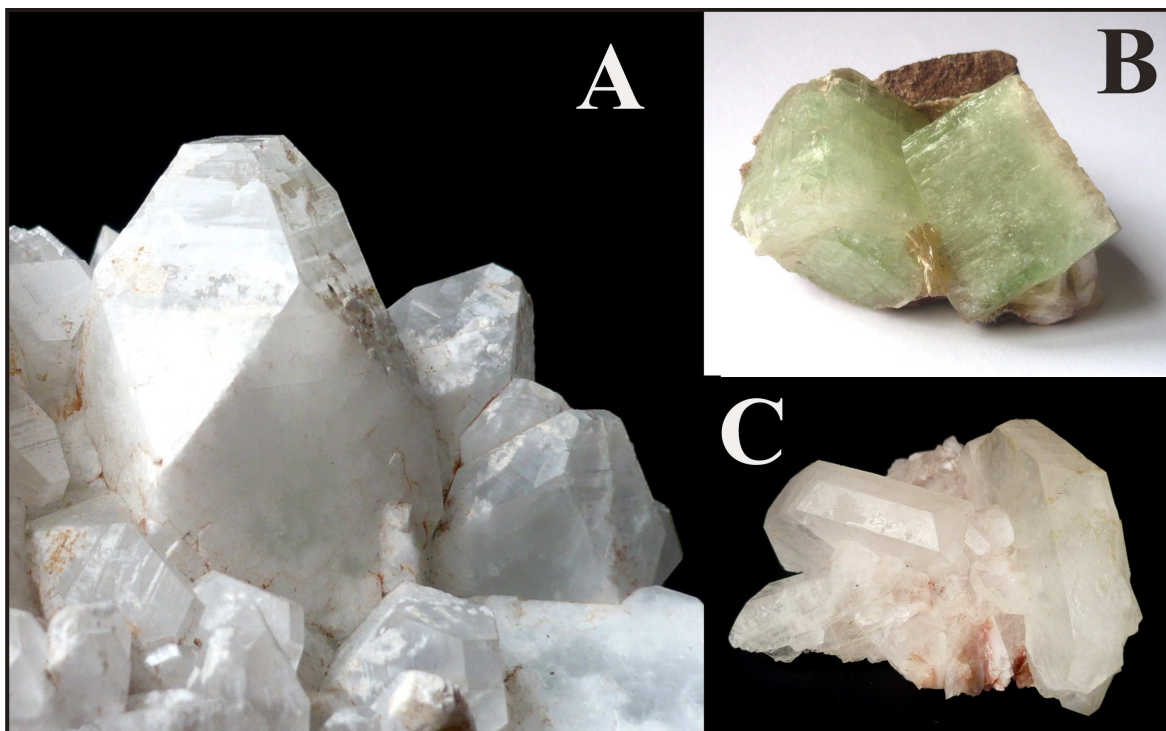


FIGURA 51 - Tipologias de apofilitas na área de estudo. (A) Cristais prismáticos associados a quartzo. Altura do cristal central: 3,5cm. Trevo de acesso a Imigrante (RS); (B) Cristais pseudocúbicos associados a estilbita. Aresta do cristal cúbico direito: 3cm. Domínio 2 da Pedreira de Morro Reuter; (C) Cristais tabulares associados a laumontita vermelha. Comprimento do cristal direito: 4,5cm. Pedreira Britagem Rio Bonito. Fonte: autor.

tipologia, incluem-se as apofilitas do derrame inferior da Pedreira de Morro Reuter, aquelas da obra da UHE de Monte Claro (incluído o episódio “Das Antas”) e aquelas encontradas na Rodovia Rota do Sol (RST-453), em Tainhas (RS). Os poucos dados disponíveis sobre os corpos magmáticos hospedeiros indicam serem estes derrames básicos espessos. Impressionante é a semelhança das apofilitas verdes retangulares provenientes de vários locais diferentes na Formação Serra Geral com peças do mesmo tipo da Província do Deccan (Índia), sugerindo a existência de um processo gerador comum.

(2) As apofilitas podem ser tabulares, sendo a forma dominante o pinacóide {001}. Neste caso são incolores, mais raramente leitosas ou com uma zonação amarela bem definida (no núcleo ou em forma de banda), alcançando espessuras (altura do prisma {100}) de quase 4 cm e larguras de até 10 cm. Cristais com esta morfologia desenvolvem-se sobre uma base formada exclusivamente por cristais de laumontita vermelha, que assentam sobre a rocha, e ocorrem nas pedreiras dos municípios de Estância Velha e Dois Irmãos, instaladas em lagos de lava (“lava ponds”) entre altas dunas da Formação Botucatu. (3) Quando a forma

dominante das apofilitas é o clássico prisma {100}, combinado com a bipirâmide {111} e um pequeno pinacóide {001}, os cristais, leitosos ou verdes, associam-se a uma mineralização secundária em que domina o quartzo, como na UHE de Monte Claro, no derrame superior da Pedreira de Morro Reuter, na Pedreira Giovanella Baixa e no Trevo de acesso à cidade de Imigrante (RS), na Rodovia Rota do Sol (RST-453). Os corpos hospedeiros, nestes casos, aparentemente são derrames básicos de espessura reduzida (< 10m).

Dados termodinâmicos da formação de apofilita são quase inexistentes. Weiss (1981) informa que não se conheciam, até esta data, as condições de pressão e temperatura de formação desse mineral. Temperaturas experimentais de no mínimo 150-200°C são apresentadas por Chukrov et al. (1974, p. 418). Dutrow et al. (2001, p. 3761), também se referindo à pequena quantidade de dados termodinâmicos existentes a respeito da formação de apofilita, usaram o  $\delta^{18}\text{O}$  da calcita, a presença de diopsídio e a ausência de wollastonita para concluir que as apofilitas-(KF) analisadas em seu trabalho se formaram entre 340-440°C. Para os basaltos de Ferrar (Antártida), o modelo genético desenvolvido para as apofilitas encontradas define temperaturas de formação entre 200 e 300°C (MOLZAHN et al., 1999, p. 58).

Na Bacia do Paraná, a relativa raridade do mineral e os resultados obtidos por Destrigneville et al. (1991), sugerem que a gênese da apofilita não se dá pela interação de voláteis do próprio magma aprisionados em cavidades com a rocha das paredes das cavidades.

Com os dados de campo e de laboratório, propõe-se para a apofilita uma gênese a partir da influência térmica e/ou hidrotermal de corpos magmáticos posteriores ao corpo magmático hospedeiro (FIG. 52).

A gênese da apofilita inicia com o emplacement de um derrame hospedeiro básico de espessura média (>3m). O derrame possui um nível vesicular bem desenvolvido ou algumas cavidades gigantes (megavesículas) formadas por voláteis exsolvidos. Esses voláteis, entretanto, devido à baixa pressão e extensa desgaseificação no nível vesicular do derrame, não formam minerais secundários na cavidade. Em um segundo momento, as cavidades são ocupadas por águas meteóricas ou subterrâneas.

A contaminação dessas águas meteóricas das cavidades por flúor pode se dar através da infiltração de águas superficiais com flúor derivadas de um evento vulcânico posterior. Ácido fluorídrico (HF) é um dos principais componentes dos voláteis liberados por magmas de províncias de basaltos de platô (THORDARSON e SELF, 1996). Uma contaminação localizadamente elevada de águas superficiais com flúor, por exemplo, ocorre

atualmente ao redor do vulcão de Nyiragongo (Congo - África). Considerando a intensa contaminação por flúor ocorrida na Islândia durante o evento basáltico fissural de Laki (1783-1784) e o modelamento do volume de voláteis deste episódio proposto por Thordarson e Self (1996), a infiltração, nas cavidades do derrame, de águas superficiais contaminadas com flúor apresenta-se como uma possibilidade viável para a geração do fluido a partir do qual, se aquecido, cristaliza apofilita.

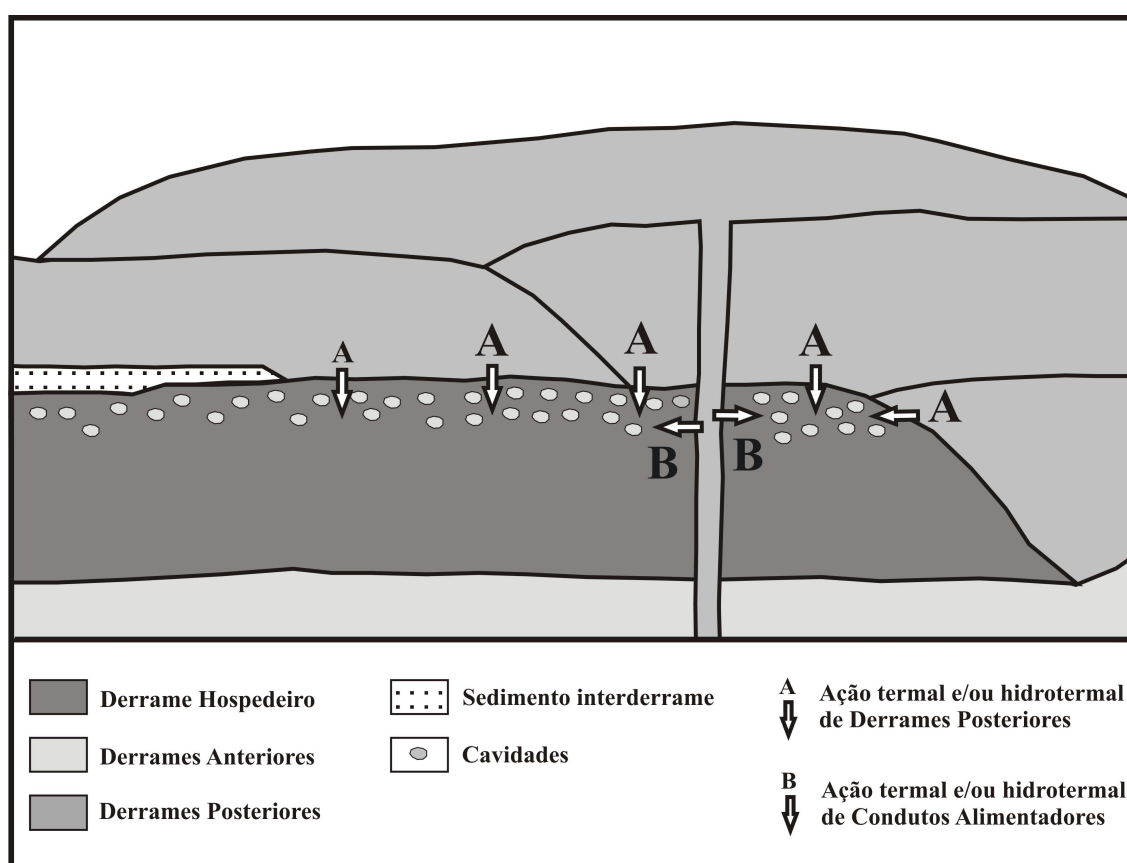
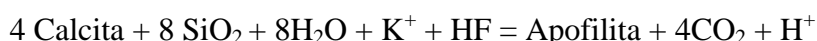


FIGURA 52 - Diagrama esquemático, sem escala, do modelo de formação de apofilitas em cavidades dos derrames da Formação Serra Geral. As cavidades do derrame hospedeiro sofrem influência termal e hidrotermal de derrames posteriores, de fissuras alimentadoras e de sills. Fonte: autor.

Uma segunda possibilidade de contaminar as águas das cavidades com flúor é através da introdução direta de voláteis com HF magmático através da desgaseificação de um corpo magmático posterior, como um derrame, um dique ou um sill, sobreposto, adjacente ou sotoposto.

Os corpos magmáticos posteriores permitem, através de sua ação termal, o surgimento das situações de confinamento e intervalos específicos de pressão e temperatura (200-400°C) no derrame hospedeiro necessários para a formação de apofilita.

Uma situação em que a formação de apofilita ocorreu pela influência de um corpo magmático é descrita por Dutrow et al. (2001). Nos sedimentos carbonáticos encaixantes de um sill lamprofírico com apenas 11 metros de espessura, a 2,1 km de profundidade, formaram-se apofilita-(KF), fluorita e outros minerais ricos em flúor a partir de fluidos tardios ricos em flúor provenientes da cristalização do sill. A formação da apofilita deu-se pela reação:



A gênese proposta para as apofilitas combina as temperaturas altas necessárias para a cristalização da apofilita (>200°C) com o suprimento de flúor necessário, os modelos de resfriamento de topos de derrames (HON et al., 1994) e os outros dados referentes à Formação Serra Geral acima discutidos. O modelo é corroborado pelas datações de rocha + apofilita associada realizadas em duas oportunidades. Chukrov et al. (1974, p. 421-422) dataram, pelo método K-Ar, as apofilitas do episódio de "Das Antas" (FRANK, 2005) e as suas rochas hospedeiras. Enquanto para a rocha ("dolerito") foi encontrada uma idade de 130 +/-10 Ma, a apofilita associada forneceu uma idade de 79-108 +/-10 Ma.. Santos e Bonhomme (1993, p. 65) dataram, também pelo método K-Ar, duas apofilitas da Formação Serra Geral (sem procedência exata), obtendo idades de 116 Ma e de 110 Ma., também nitidamente mais baixas que as idades obtidas para as rochas Serra Geral através deste método.

A partir deste cenário, é possível compreender a distribuição de apofilita na área de estudo. Derrames de composição ácida (riolitos e vitrófiros) (e.g. Pedreira Sultepa-Tainhas) não apresentam apofilita porque estão no topo da seqüência, são muito impermeáveis e porque os voláteis que acompanham estes eventos vulcânicos aparentemente contém menos flúor.

Derrames básicos pouco espessos (<3m) do tipo "S" ou "P" ou com um perfil "padrão" (zonas vesiculares inferiores e superiores, zona central maciça) (e.g. Pedreira Britagem Rio Bonito) não hospedam apofilita porque suas porosidades e permeabilidades primárias (vesículas, diáclases e contatos interderrames) e secundárias (fraturas) são elevadas demais para permitir o confinamento de voláteis necessário para a cristalização de apofilita.

Em lagos de lava (e.g. Pedreira Incopel) ocasionalmente já surgem condições para a cristalização de apofilitas nos níveis vesiculares superiores, mas em quantidades restritas, normalmente sobre uma base de laumontita vermelha. Em outras pedreiras da área

de estudo que também exploram lagos de lava básicos, a apofilita igualmente foi encontrada esporadicamente (algumas amostras em vários anos de coleta), como nas Pedreiras Sultepa-Estância Velha, Pavimentadora Concórdia, Britagem Rio Bonito e Municipal de Novo Hamburgo. A mesma situação provavelmente ocorre com topos vesiculados espessos ( $>2\text{m}$ ) de derrames básicos inflados, com ou sem megavesículas, desde que não estejam cobertos por uma camada espessa ( $>1\text{m}$ ) de sedimentos arenosos interderrames, cujo papel refratário e dissipador de voláteis não permite surgir no derrame sotoposto as condições de P e T necessárias para a cristalização de apofilita.

Condições ideais para a cristalização de apofilita geram-se apenas em derrames básicos de espessura média ( $>3\text{m}$ ) que contêm elevada quantidade de cavidades grandes ( $>10\text{cm}$ ) e que são cobertos diretamente (sem litotipos interderrames) por novos derrames, como no caso do Domínio 2 da Pedreira de Morro Reuter.

## 6.4 Chabasita

As poucas citações de chabasita na literatura da Formação Serra Geral (FRANK, 2005) não refletem a abundância local do mineral nem permitem distinguir entre as 4 espécies (Ca, K, Na, Sr) existentes. Chabasita é uma zeolita comum e facilmente reconhecida na área de estudo (FIG. 53), ocorrendo em rochas Serra Geral básicas e ácidas.

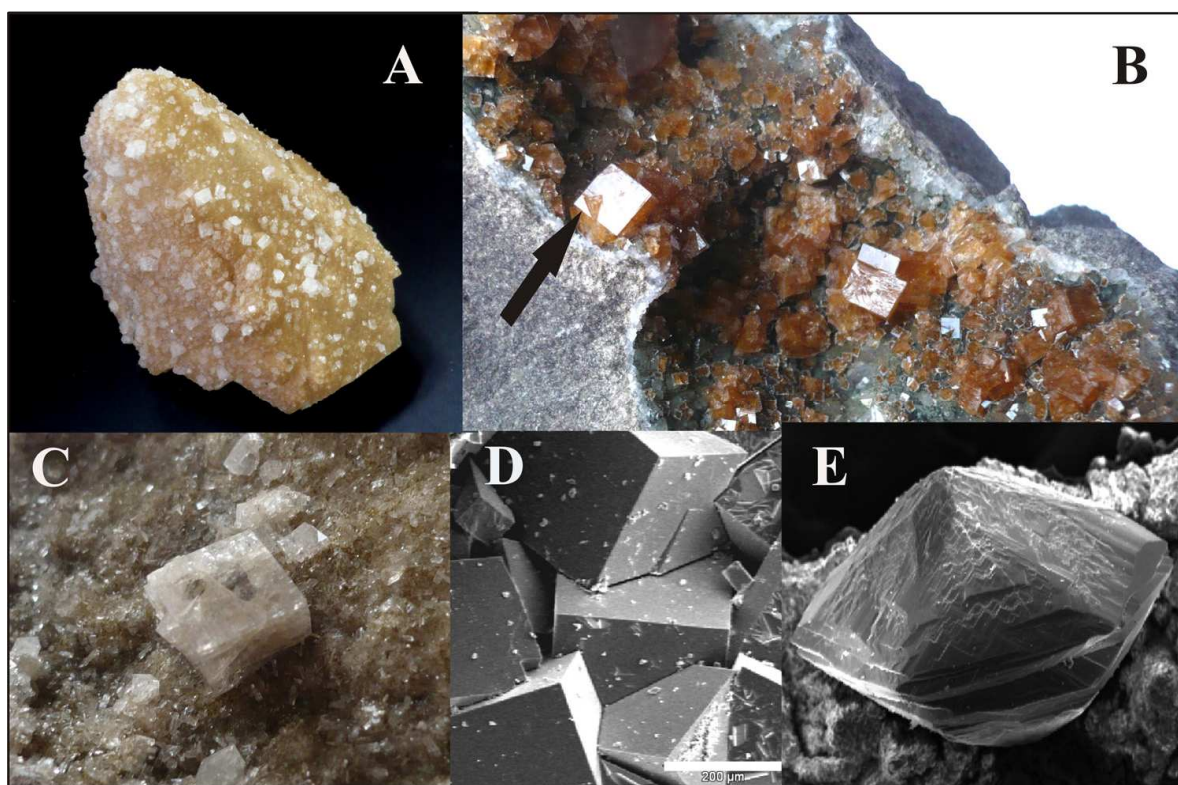


FIGURA 53 - Chabasitas representativas da área de estudo. (A) Cristal de calcita coberto por cristais incolores milimétricos de chabasita. Altura do cristal de calcita: 6,5cm. Domínio 1 da Pedreira Sultepa-Tainhas, 2005. (B) Cristais laranjas de chabasita do Domínio 2 da Pedreira Sultepa-Tainhas. Seta indica macla de interpenetração. Largura da imagem: 7cm. (C) Os tamanhos máximos alcançados pelos cristais de chabasita são desta ordem: a aresta do cristal mede 8mm. Domínio 1 da Pedreira Sultepa-Tainhas. (D) Chabasita ao Microscópio Eletrônico de Varredura. Barra com 250 micra. Domínio 2 da Pedreira de Morro Reuter, 2006. (E) Chabasita, variedade phacolita. Largura do cristal 0,5mm. Pedreira Ouro Preto, 2007. Fonte: autor.

Os cristais sempre se apresentam como cubos distorcidos (romboedros) e normalmente são incolores, ocasionalmente de cor laranja. As arestas sempre estão bem definidas (agudas) e as faces, com brilho vítreo intenso, tipicamente estriadas devido às maclas múltiplas. Os cristais frequentemente apresentam maclas de interpenetração, alcançam

comprimentos de aresta de até 1,2 cm e são muito conspícuos porque são os últimos cristais a se formar, inclusive sobre calcita. Na Pedreira Ouro Preto foi identificada a variedade phacolita de chabasita-Ca, a sua primeira ocorrência na América do Sul (FRANK et al., 2008c).

Análises mineralógicas e químicas de chabasitas das Pedreiras de Morro Reuter, Incopel, Sultepa-Tainhas e Ouro Preto por Difractometria de Raios-X, Espectrometria de Emissão em Plasma com Detetor de Massa (ICP-MS) e Microsonda Eletrônica mostraram que as chabasitas, em todos os casos, são chabasitas-Ca, a mesma situação da Província do Deccan (Índia), onde não ocorre chabasita-Na, chabasita-K nem chabasita-Sr (OTTENS, 2004) (TAB. 9 - Anexo A).

Em áreas regionalmente zeolitizadas, chabasita nunca ocorre na fácies zeolita de zonas de metamorfismo de soterramento de baixo grau. As ocorrências de chabasita, nessas regiões, limitam-se ao topo da seqüência sedimentar e estão relacionadas a processos diagenéticos superficiais (GOTTARDI; GALLI, 1985, p. 189). Em áreas com alto gradiente geotérmico, como na Groenlândia e na Islândia, a chabasita ocorre, respectivamente, apenas a partir de 500 e 200 metros abaixo da paleosuperfície (NEUHOFF et al. 1997, Fig. 2; NEUHOFF et al. 1999, Fig. 3). Depois, a chabasita é ubíqua em todas as zonas zeolíticas (WALKER, 1960, p. 518).

A ausência de diagramas de equilíbrio e a pequena quantidade de dados termodinâmicos, envolvendo a gênese de zeolitas é lamentada continuamente na literatura, inclusive recentemente (Benning et al., 2000, p. 495). Além de poucos, os dados disponíveis referem-se, em sua grande maioria, a zeolitas cripto- e microcristalinas formadas em ambiente diagenético, cuja composição química média difere daquela das zeolitas formadas em ambiente hidrotermal (ALBERTI; BRIGATTI, 1985; GOTTARDI, 1986, p. 1348), fato que precisa ser considerado na discussão dos dados de laboratório abaixo apresentados.

Em laboratório, chabasita forma-se a temperaturas entre 60-100°C na presença de KOH e pH ~10,5, mas também já foi sintetizada a partir de 150°C em pH = 7-8, mas sempre em ambientes alcalinos (GOTTARDI; GALLI, 1985, p. 185), diminuindo a concentração de Ca na solução, já que se trata de uma zeolita deficiente em sílica. Em sistemas fechados, a chabasita se forma a partir de “vidros vulcânicos” basálticos como primeira fase a 50°C e, a partir de “vidros vulcânicos” riolíticos, também como primeira fase a partir de 75°C, persistindo até 200 e 150°C, respectivamente (BARTH-WIRSCHING;



HÖLLER, 1989, Fig. 3). Já em sistemas abertos a chabasita não se forma a partir de "vidros vulcânicos".

As observações na área de estudo permitem ratificar as conclusões de Barth-Wirsching e Höller (1989): as ocorrências de chabasita restringem-se a sítios (cavidades) que se comportam como sistemas fechados, de baixa a nula porosidade e permeabilidade. Cavidades com este comportamento ocorrem, nas rochas básicas, preferencialmente nos níveis vesiculares superiores de espessos lagos de lava ("lava ponds") e de derrames mais espessos (>5m), representados, respectivamente, pelas pedreiras instaladas em lagos de lava entre Estância Velha e Sapiranga (e.g. Pedreira Incopel) e pelo Domínio 1 da Pedreira de Morro Reuter. Em derrames ácidos espessos, como nas Pedreiras Sultepa-Tainhas, Fabrita e DAER-São Francisco de Paula, de baixíssima porosidade, chabasita pode ser encontrada com facilidade nas cavidades. Em derrames vitrófiros (e.g. Fácies Várzea do Cedro, derrame basal da Pedreira Britel), chabasita não foi encontrada, dominando ágata e quartzo macrocristalino.

Quando os derrames apresentam níveis vesiculares muito porosos e permeáveis (grande número de cavidades e fraturas), a chabasita é muito rara ou ausente. A situação se verifica em pacotes de derrames básicos poucos espessos (<3m) do tipo S ("spongy"), do tipo P (com "pipe vesicles") e do perfil "padrão" (zonas vesiculares no topo e na base e zona central maciça) (e.g. Britagem Rio Bonito, região a W de Lajeado). Mesmo derrames básicos mais espessos (>3m), se portadores de grande quantidade de cavidades e fraturas, praticamente não contém chabasita. É o caso do Domínio 2 da Pedreira de Morro Reuter, onde chabasita é rara, apesar da abundante mineralização secundária zeolítica das cavidades.

Os dados coletados no decorrer desta tese também indicam que as condições que favorecem a cristalização de ágata e quartzo macrocristalino não favorecem a cristalização de zeolitas, o que inclui a chabasita. Chabasita não é encontrada, por exemplo, nos Distritos Mineiros de Salto do Jacuí (onde é extraída principalmente a ágata) e do Alto Uruguai (onde é minerado principalmente quartzo macrocristalino da variedade ametista). Esta ausência provavelmente reflete temperaturas mais baixas na formação das fases silicosas do que aquelas necessárias à cristalização de chabasita ( $T > 50^{\circ}\text{C}$ ). Chabasita, portanto, precipita, a priori, a partir da interação da mesóstase com fluidos de baixa temperatura ( $T < 50^{\circ}\text{C}$ ), compostos basicamente por água meteórica, em cavidades que evoluem como sistemas predominantemente fechados.

## 6.5 Estilbita

A abordagem da estilbita descerra dois problemas de base envolvendo as descrições do mineral na Formação Serra Geral. O primeiro refere-se a sua identificação, pois estão incluídos nesta classificação tanto os minerais que apresentam a clássica forma de ampulheta (gravata borboleta) de cores amareladas como também minerais com cores pretas, brancas, marrons, castanhas, etc. que possuem um formato retangular, ostentando um pinacóide (001) bem desenvolvido (FIG. 54). Estes últimos tendem a ser stellerita ou

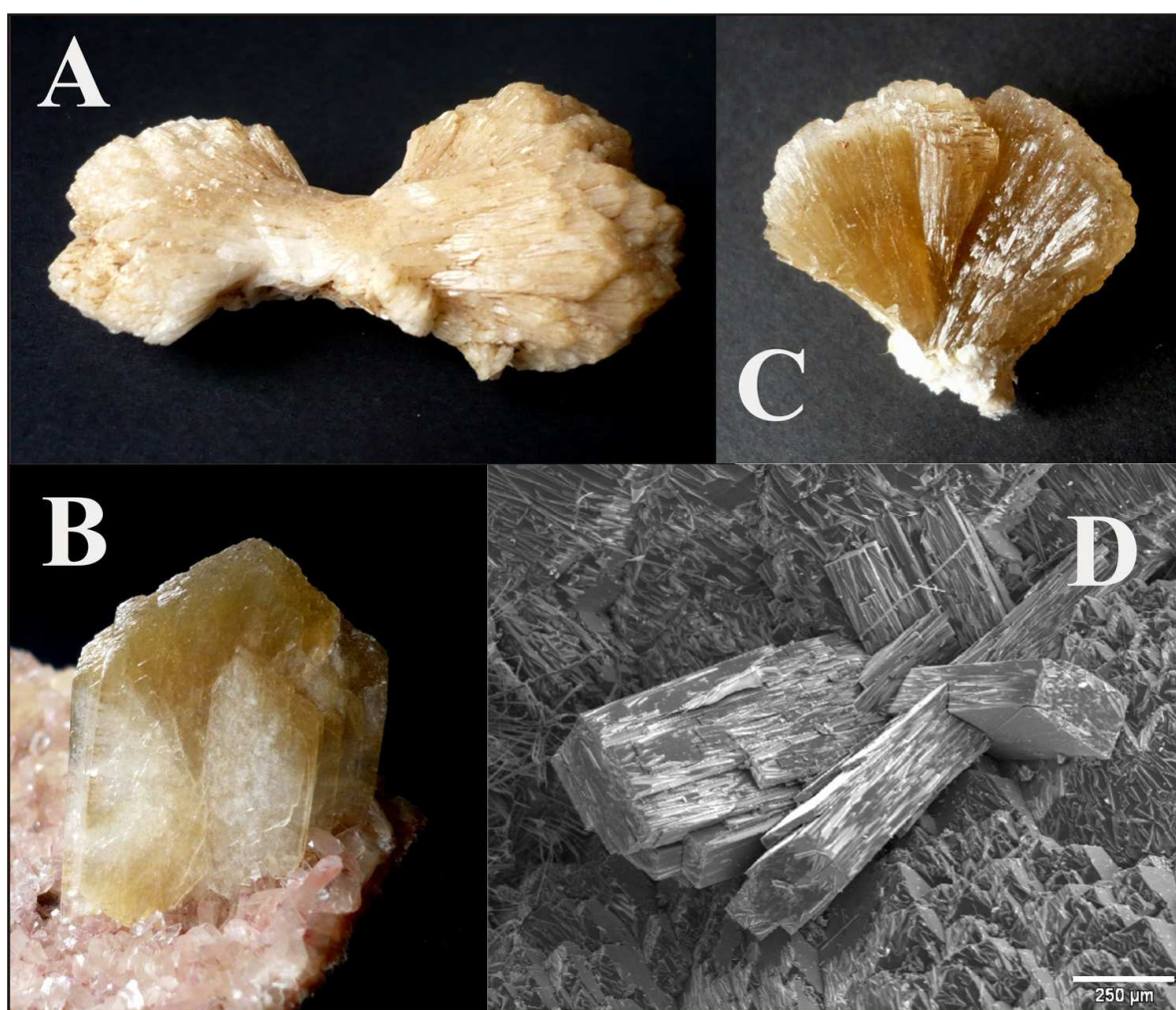


FIGURA 54 - Morfologias de cristais de estilbita-estellerita na área de estudo. (A) Agregado de cristais com hábito de gravata-borboleta (ou ampulheta). Comprimento de 7cm. BR-386, KM 331. (B) Agregado com terminação em ponta-de-lança. Altura de 2,5cm. Pedreira Municipal de Novo Hamburgo. (C) Agregado de cristais com terminação em pinacóide bem desenvolvida. Altura de 2cm. Pedreira Incopel. (D) Cristais de hábito pinacoidal. Microscópio Eletrônico de Varredura. Escala com 250 micra. Fonte: autor.

barrierita (consideradas variedades de estilbita por TSCHERNICH, 1992) e a diferenciação entre estilbita/stellerita/barrierita somente é possível através de Difractometria de Raios X refinada (monocristal). Esta semelhança extrema entre as três espécies minerais já provocou muitas identificações equivocadas. Dessa maneira, as menções à estilbita na literatura precisam ser checadas quanto à sua identificação, mais ainda porque não diferenciam entre estilbita-Na e estilbita-Ca, as duas espécies atualmente definidas. A complexidade apenas deste assunto pode induzir mais trabalhos de pesquisa, como o foi para Fridriksson et al. (2001), que trabalhou a questão na Islândia.

A segunda dificuldade existente é a frequência com que este mineral ocorre, constituindo-se em um dos minerais mais comuns nas assembléias secundárias tanto da Formação Serra Geral como na Província do Deccan, na Índia (FRANK, 2005, p. 97) e na Islândia (WALKER, 1960, p. 516). Na Formação Serra Geral, pode ser encontrado tanto em vesículas (p. ex., Pedreira Municipal de Novo Hamburgo) como em cavidades de feições de segregação (p. ex., Pedreira Incopel) ou preenchendo fraturas (p. ex., Pedreira Municipal de Carlos Barbosa), tanto em derrames básicos de base (p. ex.; Pedreira Benno Hoch) como nos derrames ácidos de topo (p. ex., Pedreira Sultepa-Tainhas). Também não foi possível relacionar a estilbita a derrames de determinadas espessuras, o que dificulta sobremaneira a discussão da sua gênese.

Análises por Microscopia Eletrônica de Varredura com EDS, por Espectrometria de Emissão em Plasma com Detetor de Massa (ICP-MS) e por Espectrometria de Fluorescência de Raios X em estilbitas das pedreiras de Morro Reuter, Incopel e Sultepa-Tainhas evidenciaram que todas são estilbitas-Ca, o que reflete a consistente ausência de zeolitas sódicas (analcima, natrolita, etc.) na região. O mesmo resultado foi obtido por Franco (1952, p. 21), Lieber (1965) e Murata et al. (1987, Tab. 1), os dois últimos artigos tratando de estilbitas na área de estudo desta tese. A situação se repete na Província do Deccan, onde as estilbitas também sempre são estilbitas-Ca (OTTENS, 2004) (TAB. 10 - ANEXO A).

Nas seqüências progressivas de diagênese e de metamorfismo de fácies zeolita, a estilbita ocorre apenas em rochas hospedeiras ricas em Ca e SiO<sub>2</sub>, sendo uma das primeiras zeolitas cálcicas (com heulandita) que se formam, a baixas temperaturas. Quimicamente, é menos variável que a heulandita e contém mais água que esta. O grau de substituição de Ca<sup>2+</sup> por Na<sup>+</sup> é muito restrito na estilbita e quando o teor em Na da solução aumenta, a estilbita não é mais estável (LIOU et al., 1991, p. 298).

Conseqüentemente, as temperaturas de formação da estilbita situam-se em

apenas 100-150°C (LIOU et al., 1991, Fig. 1) quando a  $P_{\text{fluido}}$  é baixa (< 500 b). Kristmannsdóttir e Tomasson (1978) estabelecem inclusive uma "zona da estilbita" com temperaturas entre 90° - 110° C em sua seqüência de zonas zeolíticas, correspondendo a uma profundidade de até 1600 metros. Na formação da estilbita, vários fatores são importantes. A atividade de  $\text{H}_4\text{SiO}_4$  depende do conteúdo de sílica da rocha original (mesóstase da rocha) e decresce se houver nucleação e crescimento de quartzo. Formam-se as espécies aquosas  $\text{H}_4\text{SiO}_4$ ,  $[\text{Al}(\text{OH})_4]$ ,  $\text{Na}^+$  e  $\text{K}^+$ , sendo que  $[\text{Al}(\text{OH})_4]$  ocorre apenas em soluções pouco alcalinas (WILKIN; BARNES, 1998, p. 749). O pH é um fator de suma importância (DONAHOE; LIOU, 1985, p. 2352) e o conteúdo de  $\text{H}_2\text{O}$  é maior que nas zeolitas de alta temperatura, correspondendo às expectativas teóricas baseadas na entropia.

A gênese de estilbita depende, portanto, de fluidos com temperaturas acima de 100°C. Como zeolitas não se formam a partir de voláteis magmáticos do próprio derrame hospedeiro durante o processo de resfriamento desse derrame, a estilbita forma-se pela (i) influência hidrotermal ou (ii) termal de derrames de lava posteriores ao derrame hospedeiro.

(i) Derrames posteriores ao derrame hospedeiro podem liberar fluidos de temperaturas altas que ingressam nas cavidades do nível vesicular superior do derrame inferior, hospedeiro, cristalizando estilbita (e outras zeolitas, abaixo consideradas). (ii) O calor liberado durante o resfriamento de um derrame posterior, sobreposto ao derrame hospedeiro, aquece a água contida nas cavidades do derrame hospedeiro, criando as condições termodinâmicas necessárias para a formação desses silicatos hidratados. Esta última opção parece a mais viável não somente para a formação de estilbita, mas também das outras zeolitas discutidas, já que a Bacia do Paraná não possui um gradiente geotérmico elevado. Outras fontes de calor não existem na Bacia do Paraná e as águas ascendentes do aquífero sotoposto à Formação Serra Geral não alcançam as temperaturas necessárias (>100°C).

Uma tendência de ocorrência de estilbita na área de estudo pode ser definida. De uma maneira geral, as formas com morfologias de gravata-borboleta dominam nos derrames básicos, enquanto as formas retangulares (pinacoidais) dominam nas rochas ácidas. As exceções são evidentes: na Pedreira de Morro Reuter (rocha básica - fácies Gramado), ocorrem formas retangulares e na Pedreira DAER-São Francisco de Paula (rocha ácida - fácies Caxias do Sul) foram coletados cristais grandes (5 cm) em gravata-borboleta, só para citar dois casos. Esta distribuição pode estar relacionada à maior porosidade e permeabilidade apresentada pelos derrames básicos, em contraste com os derrames ácidos, extremamente impermeáveis.

## 6.6 Heulandita

Heulandita é abundante nas mineralogias secundárias da Formação Serra Geral (FRANK, 2005), e as citações, em sua maioria, podem se referir tanto a uma das 5 variedades (Ba, Ca, K, Na e Sr) de heulandita ou a uma das três variedades (K, Na e Ca) de clinoptilolita, já que as suas características morfológicas são idênticas. Na área de estudo, está presente em praticamente qualquer afloramento de derrames básicos, em cristais com até 7cm de comprimento (FIG. 55). Em derrames ácidos, entretanto, é muito mais rara (Pedreiras Sultepa-Tainhas, DAER-São Francisco de Paula e Municipal de Carlos Barbosa).

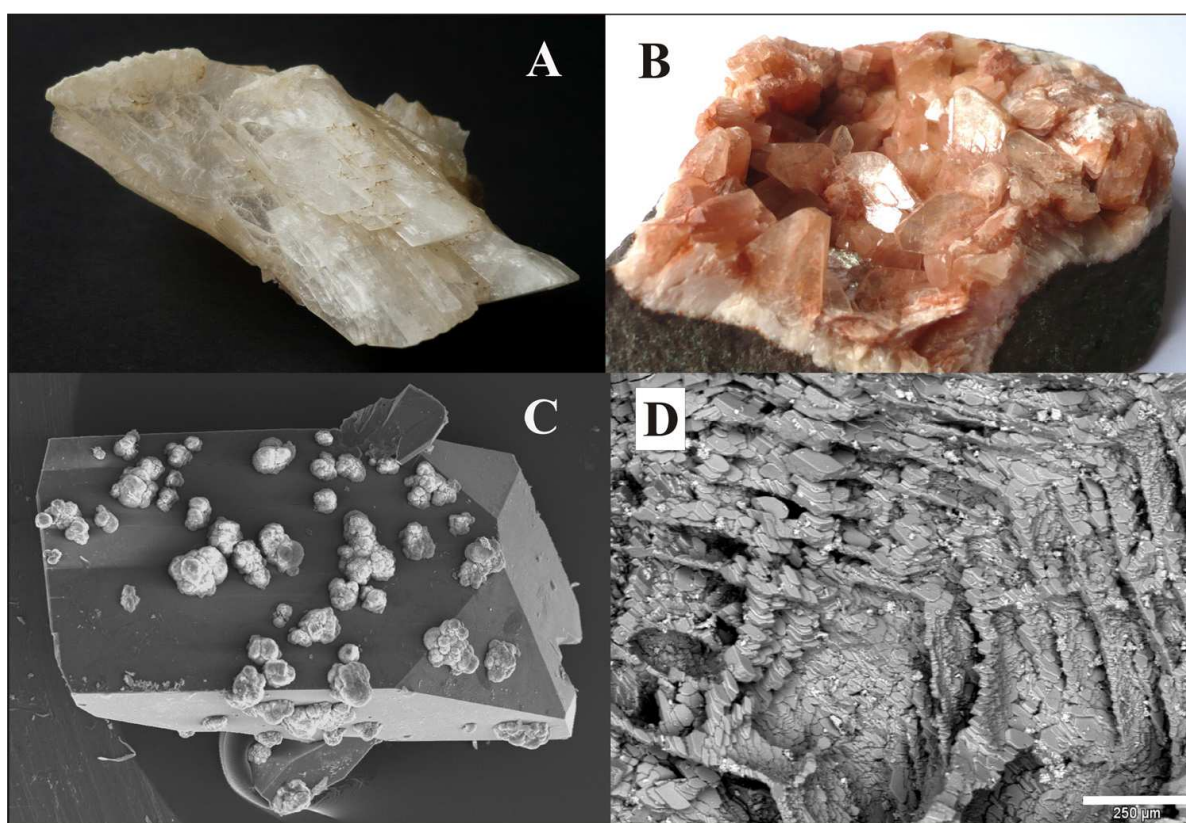


FIGURA 55 - Heulanditas características da área de estudo. **(A)** Cristal de heulandita. Comprimento de 7cm. Domínio 3 da Pedreira Incopel. **(B)** Heulanditas vermelhas. Largura da Imagem 8cm. Pedreira Britagem Rio Bonito. **(C)** Heulandita coberta por agregados submicroscópicos. Microscópio Eletrônico de Varredura. Comprimento do cristal 1,2 mm. Domínio 2 da Pedreira de Morro Reuter. **(D)** Alinhamentos de microcristais de heulandita. Barra com 250 micra. Domínio 2 da Pedreira de Morro Reuter. Fonte: autor.

Análises químicas realizadas em heulanditas das Pedreiras Incopel, Morro Reuter, Britagem Rio Bonito e Sultepa-Tainhas, por Difractometria de Raios X, Espectrometria de Emissão em Plasma com Detetor de Massa (ICP-MS) e Espectrometria de Fluorescência

de Raios X evidenciaram tratar-se sempre de heulanditas-Ca, mesmo resultado encontrado por Murata et al. (1987, p. 465) para heulanditas da localidade de Mata-Olho (RS) e por Lieber (1965) para heulanditas do episódio “Das Antas” (Bento Gonçalves, RS). Na Província do Deccan (Índia), as heulanditas também sempre são heulandita-Ca (OTTENS, 2004) (TAB. 11 - Anexo A).

Heulandita e clinoptilolita podem se formar em uma grande variedade de ambientes e rochas (tufos, lagos salinos, arenitos, etc..) inclusive a temperatura ambiente (Mumpton, 1981). Heulandita formou-se a temperaturas abaixo de 60°C em Boron (Califórnia) (TSCHERNICH, 1992, p. 251) e, nos sistemas geotermiais da Islândia, a profundidades entre 30 e 1200 metros e temperaturas entre 65°C e 200°C (KRISTMANNSDÓTTIR; TÓMASSON, 1978). Nas Ilhas Färoer, o intervalo de temperatura de cristalização de heulandita é de 110-130°C (JØRGENSEN, 2006, p. 125) e, em laboratório, a formação de heulandita se dá a partir de “vidro vulcânico” riolítico entre 150 e 200°C (BARTH-WIRSCHING; HÖLLER, 1989, Fig. 3). Esta diversidade se reflete na grande quantidade de artigos que abordam a heulandita – quase 4.000 em uma pesquisa expedita.

Em cavidades de rochas vulcânicas, heulandita se forma pela interação de fluidos hidrotermais com as paredes da vesícula. A composição da rocha (cristais + mesóstase) é um fator essencial nesse processo, pois fornece o Si, o Al e o Ca necessários para a formação da heulandita. As temperaturas de formação dos minerais secundários como a heulandita sofrem uma alteração de 50°C se a composição do “vidro vulcânico” original é riolítico ao invés de basáltico (BARTH-WIRSCHING e HÖLLER, 1989, Fig. 3), o que enfatiza a importância da discussão sobre contaminação dos magmas da Formação Serra Geral e as conseqüentes alterações nas composições das mesóstases (“vidros vulcânicos”).

Além do comportamento da cavidade em relação a fluidos hidrotermais (sistema aberto ou fechado), as características do fluido, como composição química, concentração, pH, gradiente químico, temperatura e gradiente de temperatura, são determinantes na formação de heulandita. A razão Si/Al da zeolita formada pela interação rocha/fluido depende fundamentalmente do pH da solução e, em muitos sistemas geológicos com pH entre 8,5 e 10, da concentração de sílica. Aumentando o pH (até 10), a solubilidade do Al aumenta mais rapidamente que a solubilidade de Si, fazendo com que a razão Si/Al aquoso diminua e sugerindo que a razão Si/Al das zeolitas seja controlado pela razão Si/Al da solução a partir das quais as zeolitas precipitam (DONAHOE; LIOU, 1985, p. 2354). À medida que as soluções hidrotermais precipitam calcita e chabasita, diminui seu pH e seu

conteúdo de Ca e aumenta seu conteúdo em sílica (e com isso a razão Si/Al). As zeolitas precipitam diretamente a partir da solução com ou sem uma fase precursora de gel que é dissolvida na formação de zeolitas (DONAHOE; LIOU, 1985, p. 2357). A precipitação direta dá-se em condições de alto pH, porque mais sílica pode ser dissolvida sem a formação do gel precursor. A velocidade de cristalização, por outro lado, é alta em condições de baixo pH e lenta em condições de alto pH.

Em sistemas fechados e “vidros” riolíticos forma-se clinoptilolita (BARTH-WIRSCHING; HÖLLER, 1989, p. 496) e, no caso de “vidro” basáltico, chabasita, phillipsita e analcima. A ausência de phillipsita e a raridade de analcima na área de estudo sugerem que este tipo de ambiente foi muito raro na Formação Serra Geral. Os conteúdos de álcalis são determinantes na formação dos minerais em sistemas fechados:  $K^+$  induz a formação de clinoptilolita e mordenita forma-se com soluções onde domina o  $Na^+$ .

Em sistemas abertos, as transferências de massa determinam o tipo de zeolita formada, mesmo com baixa concentração de álcalis. Vidros riolíticos são especialmente influenciados pelas transferências de material, obtendo-se espécies progressivamente mais ricas em Ca, com uma alteração mais completa do material original, se comparado com sistemas fechados. Formam-se zeolitas com uma composição muito diferente do material original (BARTH-WIRSCHING; HÖLLER, 1989, p. 501), já que o gradiente químico afeta tanto os elementos maiores como a razão Si/Al das zeolitas. Dessa maneira, sistemas abertos podem ser responsáveis por um zoneamento de zeolitas em escala regional, como em ocorrências de zeolitas sedimentares. Sistemas abertos de baixa temperatura também geram, tipicamente, situações em que rochas extremamente alteradas se situam próximas a rochas inalteradas. Nesses ambientes, a heulandita pode formar-se inclusive à temperatura ambiente (NASHAR; BASDEN, 1965, p. 410).

Gottardi (1986) estabelece para a heulandita quatro origens relacionadas a rochas sedimentares e uma origem hidrotermal. Os grandes cristais que se formam nas rochas Serra Geral indicam uma gênese a partir de fluidos hidrotermais, com temperaturas acima de 100°C. No caso da heulandita, a temperatura se situa entre 100 e 200°C e sua formação, a essas temperaturas, provavelmente se relaciona ao calor liberado por fissuras alimentadoras e derrames de lava posteriores ao derrame hospedeiro da cavidade em que a heulandita está se formando.

## 6.7 Laumontita

A despeito da pequena quantidade de citações para este mineral entre as assembléias secundárias da Formação Serra Geral (Frank, 2005), o mineral é localizadamente abundante nos derrames básicos que apresentam zeolitas em suas mineralogias secundárias.

Na área de estudo, a laumontita sempre possui a forma de um prisma monoclínico com pinacóide basal {001} ocorrendo, com certa frequência, uma macla de dois cristais segundo {100}, uma constatação já feita por Franco (1952, p. 19). Uma vez aberta, a cavidade que a contém, pode mostrar duas cores e padrões de desidratação. (i) Quando os cristais são incolores, sua cor passa para leitoso em questão de minutos a horas devido à perda de umidade. Uma vez leitosos, os cristais possuem estabilidade elevada e, mesmo completamente ressequidos, mantêm a sua forma por vários anos, mas desagregando-se ao toque. (ii) Quando o cristal original é vermelho, a cor esmaece lentamente ao longo de semanas e meses até adquirir cor leitosa e abrir as clivagens do cristal. Mais comumente, esses cristais vermelhos transformam-se, após um ano, em "farelo" branco que desagrega completamente a amostra. Proteger a amostra com uma camada de verniz ou resina acrílica apenas retarda por mais alguns meses a sua desagregação. Em função disso, não existem boas amostras para análise e mesmo "farelo" de laumontita desidratada (nome desacreditado: leonhardita) mantêm umidade suficiente para crepitar durante a obtenção de imagens no Microscópio Eletrônico de Varredura.

Nas regiões que sofreram metamorfismo de soterramento ou em áreas geotermiais, a laumontita é o melhor mineral-índice para o metamorfismo de fácies zeolita (LIOU et al., 1991), indicando temperaturas acima de 110°C (WEISENBERGER, 2005) ou acima de 190°C (JØRGENSEN, 2006). Laumontita ocorre apenas pouco antes da zona do epidoto, da fácies xistos verdes, 1800m (Islândia, NEUHOFF et al., 1999, Fig. 3) ou 2500m (Groenlândia, NEUHOFF et al, 1997, Fig. 2) abaixo da paleosuperfície. Como a laumontita pode se formar também à pressão atmosférica e a temperaturas de 43°C (TSCHERNICH, 1992, p. 278) ou 50°C (MUMPTON, 1981, p. 124), sua gênese nas rochas da Formação Serra Geral depende de uma série de fatores em que o tipo de corpo magmático hospedeiro e as soluções formadoras constituem condições fundamentais.

A formação das zeolitas cálcicas como a laumontita (TAB. 12 - Anexo A) é muito dependente de pressão, temperatura, da razão pressão H<sub>2</sub>O/ pressão total, composição



dos fluidos, ocorrendo sob atividade de Si menores (BENNING et al., 2000, p. 504). Essas condições, especialmente a razão  $P_{H_2O}/P_{total}$ , são controladas por condições tanto geológicas como geoquímicas e hidrológicas, fazendo com que ocorram padrões diferentes de zonação em profundidade das zeolitas em um sistema geotermal ou em uma seqüência de metamorfismo de soterramento (LIOU et al., 1991, p. 296). A situação muito provavelmente se aplica à Formação Serra Geral, com um complicador adicional que são as feições dos corpos magmáticos individuais.

Alguns fatos orientam a discussão da gênese da laumontita. **(i)** Laumontita ocorre, na seqüência Serra Geral, tanto em derrames na base (e.g. Pedreira Incopel), intermediários (e.g. Domínio 2 da Pedreira de Morro Reuter) e no topo (e.g. Domínio 1 da Pedreira Sultepa Tainhas, Rodovia Rota do Sol (RST-453) 500m a W do Viaduto da Cascata). **(ii)** Na área de estudo, uma mineralização secundária formada quase que exclusivamente por laumontita e calcita, em menor proporção por heulandita e escolecita, é comum e abundante em seqüências de derrames com alta porosidade e permeabilidade, principalmente se ocorrem sedimentos arenosos interderrames associados. Essas seqüências normalmente são formadas por derrames de lava básicos muito vesiculados de espessura restrita (<1m), que podem ser dos tipos “S”, “P” ou do tipo “padrão”, com níveis vesiculares no topo e na base e uma zona central maciça, ocorrendo, na área de estudo, nas pedreiras de base de seqüência, na região de Estância Velha, Maquiné, Estrela-Lajeado e a W de Presidente Lucena. Os mesmo minerais secundários ocorrem, próximo ao topo da seqüência, em um depósito formado por fragmentos pequenos (<20cm) de rochas vulcânicas (“brecha”), com vários metros de espessura, situado na RST-453 (Rodovia Rota do Sol, 500m a W do Viaduto da Cascata).

**(iii)** Derrames básicos espessos (>10m) capeados por espessos (>1m) pacotes sedimentares interderrames aparentemente não portam laumontita em suas cavidades, uma situação que ocorre nos Distritos Mineiros de Salto do Jacuí e do Alto Uruguai, além da Fronteira Oeste (CPRM, 2000, p. 19). **(iv)** Em derrames ácidos, de qualquer fácies e espessura, laumontita é extremamente rara, sendo constatada apenas no Domínio 1 da Pedreira Sultepa-Tainhas. **(v)** Quando ocorrem associados, a seqüência de cristalização é laumontita–apofilita–calcita, como no Domínio 3 da Pedreira Incopel e nas Pedreiras Pavimentadora Concórdia e Britagem Rio Bonito, onde atingem, em contraste com os microscópicos cristais originados por metamorfismo de soterramento, comprimentos de até 7cm e espessuras de até 1cm (FIG. 56). **(vi)** Quando não ocorre apofilita e calcita, muito

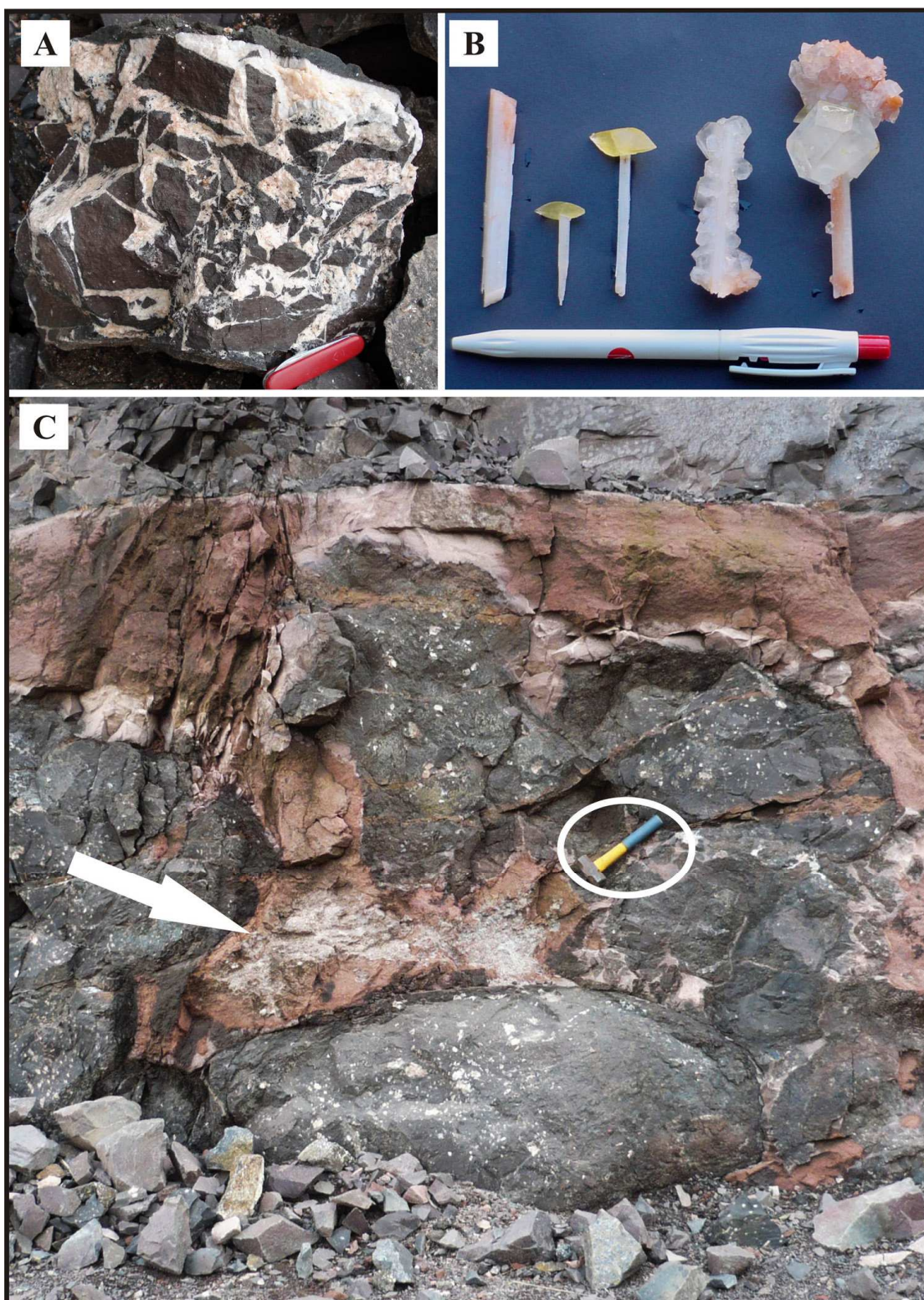


FIGURA 56 – Tipologias de laumontita na área de estudo. **(A)** Brecha preenchida por laumontita em derrame básico espesso. Pedreira Fontanela, 2008. Canivete com 8,5cm. **(B)** Cristais de laumontita de cor originalmente vermelha (agora parcialmente descoloridas), com até 7cm de comprimento (esquerda), cobertos por cristais de calcita amarelos (centro) ou cristais de apofilita incoloros (direita). Todos provêm da mesma cavidade gigante (~70cm de diâmetro). Pedreira Britagem Rio Bonito, 2001. Caneta com 14cm. **(C)** Bolsão de areia interderrames (seta) com laumontita (cores esbranquiçadas), entre derrames pequenos capeados por derrame espesso (contato no topo da imagem). Pedreira Pavicom, 2008. Marreta (elipse branca) com 26cm. Fonte: autor.

freqüentemente as laumontitas estão entre os últimos cristais a se formar nas cavidades (e.g. Domínio 2 da Pedreira Municipal de Morro Reuter).

Considerando a associação definida de escolecita e laumontita a derrames básicos de espessura restrita (<10m), é possível desenhar uma gênese de alta temperatura para a laumontita. A cristalização da laumontita provavelmente ocorre quando uma seqüência vulcânica, extremamente porosa e permeável, com a porosidade ocupada por água (meteórica), sofre o impacto termal de um corpo magmático posterior (derrame, fissura alimentadora (dique) ou sill). As condições mais elevadas de porosidade e permeabilidade das seqüências vulcânicas com laumontita indicam uma necessidade menor de confinamento dos fluidos, se comparado com apofilita, por exemplo.

A necessidade de porosidade primária, água e confinamento faz com que a laumontita seja dificilmente encontrada em derrames ácidos espessos e em derrames básicos espessos capeados por níveis espessos (>1m) de areias ou "brechas basáltico-arenosas". Mas é especialmente abundante em seqüências de derrames de pequena espessura (<3m) com intercalações de níveis e de acumulações isoladas de sedimentos. Formam-se os típicos bolsões de laumontita que podem ser encontrados em meio a arenitos interderrames pouco espessos (e.g. Pedreira Pavicom – FIG. 56) ou entre dois derrames consecutivos (e.g. Pedreira Municipal de Novo Hamburgo), ou os níveis centimétricos de arenito impregnados por laumontita no topo de um arenito interderrame (e.g. Saibreira Hanauer). Os pequenos corpos areníticos, confinados entre dois derrames sucessivos, adquirem um comportamento similar a uma grande cavidade, com os fluidos, o confinamento e a temperatura alta necessários para a formação de laumontita. Quando, entretanto, os derrames básicos de espessura restrita (<1-3m) estão diretamente um sobre o outro (e.g. Corte de Estrada no Km 331 da BR-386), laumontita está ausente ou é muito rara.

## 6.8 Mordenita

A identificação da mordenita é, de certa forma, simplificada devido ao seu hábito capilar/filiforme típico e porque não existem variedades desse mineral. Por outro lado, não é possível identificar o mineral apenas pelo hábito. No Domínio 2 da Pedreira de Morro Reuter, por exemplo, a escolécita igualmente apresenta hábito capilar (SIMAS, MARGARETE W., comunicação oral, 2002). Além disso, historicamente, várias ocorrências de heulandita (como "clinoptilolita", TSCHERNICH, 1992) foram descritas como "mordenita" (COOMBS et al., 1959, p. 69). As possibilidades de identificações equivocadas aumentam porque mordenita e clinoptilolita normalmente ocorrem associados (BENNING et al., 2000, p. 496). Outras confusões freqüentes são com cristais capilares de mesolita, natrolita, thomsonita, erionita, okenita, perliolita, ferrierita e mazzita (TSCHERNICH, 1992, p. 339). Portanto, a identificação do mineral sem difração de raios X pode induzir a erros.

As citações de mordenita na Formação Serra Geral restringem-se a uma dúzia de ocorrências (FRANK, 2005) e, mais uma vez, não fornecem elementos para distinguir sobre uma eventual posição dessas ocorrências (topo ou base da seqüência de derrames) ou a uma associação com derrames de espessuras ou composições determinadas. No Columbia River Basalt Group (USA), a mordenita não é freqüente e ocorre a profundidades superiores a 880m (BENSON; TEAGUE, 1982 – identificaram mordenita apenas pelo hábito (p. 598 e 600)), o que pode ser indicativo de processos diagenéticos (GOTTARDI, 1989, p. 485) Em contraste, na Província do Deccan (Índia), a mordenita é o terceiro mineral mais abundante (FRANK, 2005). Na Islândia, a mordenita é muito abundante (WALKER, 1960, p. 519), associando-se a calcedônia e quartzo nas lavas tholeiíticas, mas estando ausente nas lavas de olivina basalto.

Já no metamorfismo de soterramento, a mordenita é comum (GOTTARDI, 1989). Áreas geotermais atuais ativas fornecem bons indicadores do ambiente de formação de mordenita, que ocorre nestes sítios tipicamente quando a atividade de sílica ( $H_4SiO_4$ ) é particularmente alta (COOMBS et al., 1959, p. 74 e Tab. 1), formando-se entre 150 e 230°C em Wairakei (Nova Zelândia). Se o sistema geotermal possuir um gradiente metamórfico e uma razão  $PH_2O/P_{total}$  altas, a mordenita é a primeira zeólita a se formar, apesar de se formar também em gradientes e razões  $PH_2O/P_{total}$  baixas (DONAHOE; LIU, 1991, p. 236).

Na área de estudo, os minerais capilares/filiformes ocorrem com frequência e nem todos foram identificados. Nos derrames ácidos espessos no topo da seqüência vulcânica a mordenita pode ser encontrada com frequência. O derrame ácido espesso explorado pela Pedreira DAER-São Francisco de Paula (FRANK, 2005) constitui a mais conspícua ocorrência de mordenita na área de estudo. Nessa ocorrência, a mordenita foi confirmada por Difractometria de Raios X e analisada por Espectrometria de Fluorescência de Raios X (TAB. 13 - Anexo A), formando crostas centimétricas brancas que revestem integralmente cavidades irregulares com até 60cm de diâmetro (FIG. 57).

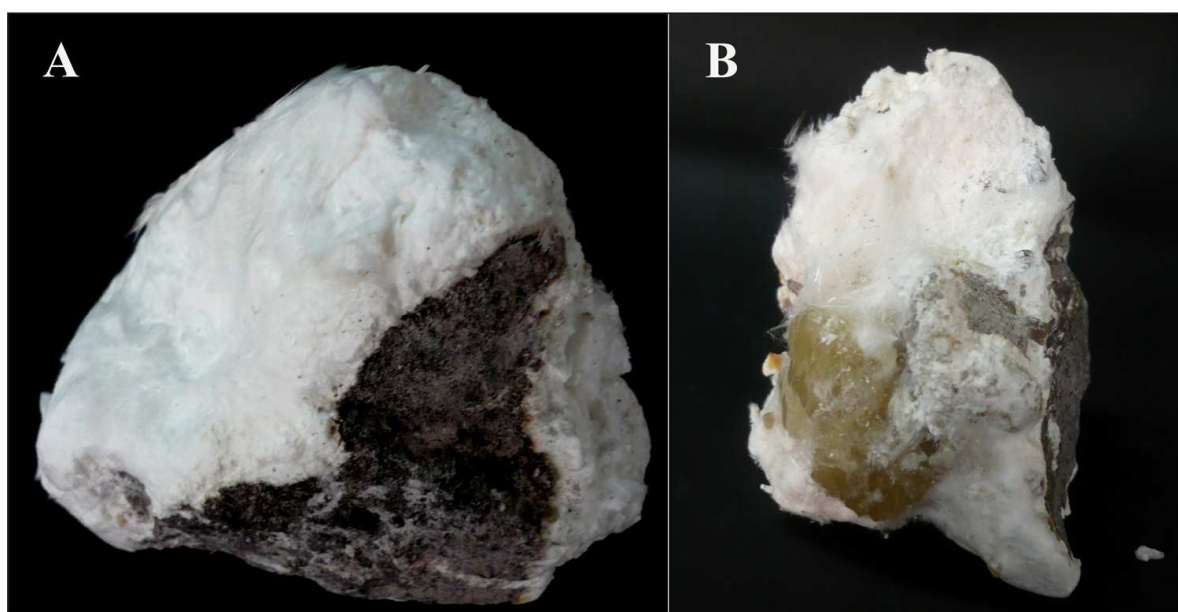


FIGURA 57 - Aspectos típicos de mordenita na área de estudo. (A) Crostas com até 3 cm de espessura revestindo cavidades. Altura da peça: 10 cm. Pedreira DAER-São Francisco de Paula. (B) Cristais amarelados de estilbita-estellerita imersos em crosta de mordenita. Altura da peça: 5,5 cm. Pedreira DAER-São Francisco de Paula. Fonte: autor.

Alguns derrames ácidos de topo da seqüência vulcânica (Pedreira Fabrita) também apresentaram mordenita com a mesma forma de ocorrência da Pedreira DAER-São Francisco de Paula. Em outras ocorrências de derrames ácidos, entretanto, a mordenita é muito rara a ausente (Pedreiras Sultepa-Tainhas e Municipal de Carlos Barbosa), evidenciando que sua abundância nos derrames ácidos não é uma constante. Nos derrames ácidos vitrófiros (vítreos) da fácies Várzea do Cedro não foi encontrada mordenita, apenas

quartzo macrocristalino e ágata (calcedônia bandada), sugerindo que outros fatores além da composição química da rocha são determinantes para a ocorrência de mordenita.

Nos derrames básicos, a ocorrência de mordenita é muito mais restrita. Nos derrames básicos pouco espessos (<3m), de qualquer tipo, mordenita não foi localizada. Mesmo em derrames básicos mais espessos (<15), como na Pedreira Municipal de Morro Reuter, mordenita é muito rara, tendo sido confirmada apenas por Difractometria de Raios X (SIMAS, 1999, apud FRANK, 2005). A situação se repete nos lagos de lava representados pela Pedreira Incopel, onde ocorrem minerais filiformes/capilares, mas em quantidade tão reduzida que não foi possível confirmar mordenita na ocorrência, sugerindo que mordenita em lagos de lava é tão rara quanto nos derrames básicos mais espessos (Pedreira de Morro Reuter). Já em derrames básicos espessos (>15m) a mordenita aparentemente é mais freqüente - MEUNIER et al. (1988) reportam mordenita como freqüente nos derrames portadores de ametista do Distrito Mineiro do Alto Uruguai, tanto nas cavidades como na mesóstase da rocha.

A gênese de mordenita e sua implicação na formação das assembléias minerais secundárias da Formação Serra Geral, na falta de diagramas de equilíbrio (Gottardi, 1989), precisa ser considerada através dos resultados de formação de zeolitas em laboratório. Assumindo uma gênese a partir de soluções hidrotermais, é possível indicar uma formação a partir de um gel precursor inicial quando o pH < 13, ao invés de uma precipitação diretamente da solução (DONAHOE; LIOU, 1985, p. 2354 e Fig. 12). A mordenita forma-se comumente pela alteração de “vidros” riolíticos ou em soluções alcalinas altamente salinas com temperaturas entre 70-150°C, sendo estável até 400°C (BENNING et al., 2000)

Entre os vários autores que abordam a gênese da mordenita destaca-se Ueda et al., (1980), que sintetizaram mordenita a 100°C e 1 atmosfera a partir de soluções de Na-Al-Si sem sólidos. Experimentos realizados por Barth Wirsching e Höller (1989) mostraram que mordenita forma-se, em sistemas fechados, a partir de 200°C em 80 dias a partir de um “vidro” riolítico com soluções entre 0,005 N NaOH até 0,05 N NaOH. Em sistemas abertos, mordenita não se forma a partir dos “vidros” basálticos mas apenas a partir de “vidros” riolíticos, entre 150 e 250°C (e 36 dias) em solução 0,01 N NaOH, desaparecendo com solução de CaCl<sub>2</sub> (BARTH-WIRSCHING; HÖLLER, 1989, Tabs. 3, 4, 8, 9 e 10). Na reação da solução com a rocha diminui a razão Si/Al das zeolitas formadas (como quando se forma mordenita e depois analcima), a mordenita se formando quando o pH da solução não é

superior a 8-9. Concluem os autores que um sistema aberto pode gerar inclusive um zoneamento de zeolitas.

Quando o pH é inferior a 10, a influência do material original é maior ainda e a temperatura influencia muito o conteúdo de H<sub>2</sub>O das zeolitas formadas. Em sistemas abertos, a transferência de massa, o gradiente químico e a velocidade de percolação também influenciam na formação de minerais secundários. Mas nos dois sistemas influenciam: a razão Si/Al da solução (que depende do material original e do pH), o pH da solução (que depende da concentração de hidróxido da solução e da composição química do material original) e a temperatura. Nos sistemas abertos a composição química da solução reagente é muito mais importante, mesmo com soluções de baixa concentração. Entre clinoptilolito e mordenita, esta última é mais estável quando a atividade de Si<sub>aq</sub> é menor (BENNING et al., 2000, p. 503). O tempo de reação (leia-se velocidade de percolação) pode ser de grande importância nos sistemas abertos, fazendo com que cristalizem fases zeolíticas diferentes durante o processo de alteração.

As fibras e crostas centimétricas de mordenita encontradas exclusivamente nas cavidades dos derrames ácidos espessos na área de estudo sugerem para o mineral uma origem hidrotermal (>150°C) em sistemas abertos com alta atividade de sílica, encontrada principalmente em espessos (>40m) derrames ácidos (SiO<sub>2</sub> >64% em peso). O futuro detalhamento dos minerais fibrosos associados aos derrames básicos é essencial para obter mais definições em relação à gênese do mineral, mas os resultados preliminares sugerem que mordenita é bem mais rara nestes derrames, o que é compatível com a composição química destas rochas (SiO<sub>2</sub> < 60% em peso).

## 6.9 Grupo da Natrolita, Mesolita e Escolecita

Cristais brancos a incolores de hábito prismático longo, formando agregados radiados, são muito típicos dos minerais do Grupo da Natrolita, o que facilita sobremaneira seu reconhecimento em campo. Apesar disso, são frequentes as confusões entre a escolecita monoclinica e a natrolita ortorrômbica pseudotetragonal. Em função disso, a única ocorrência confirmada de natrolita na Formação Serra Geral é aquela apresentada por Franco (1952, p. 16), talvez associada aos derrames basálticos alto-Ti que ocorrem no Norte da Bacia do Paraná. Contrastando com a ausência de natrolita e a grande frequência de escolecita na área de estudo, Franco (1952, p. 16) afirma que a escolecita é "muito rara" nas ocorrências que descreveu, o que pode representar uma predominância de zeolitas sódicas nas ocorrências às quais esse autor teve acesso.

Análises por Difractometria de Raios X, Espectrometria de Emissão em Plasma com Detetor de Massa (ICP-MS) e Espectrometria de Fluorescência de Raios X em cristais do grupo da natrolita das pedreiras de Morro Reuter, Britagem Rio Bonito, Sultepa-Estância Velha e Britel evidenciaram tratar-se sempre de escolecita (TAB. 14 - Anexo A). Em raros casos, os difratogramas foram característicos de escolecita-mesolita. Esse resultado confirma as conclusões de Murata et al. (1987, Tab. 1) e de Lieber (1965, Tab. 1), que também analisaram cristais do Grupo da Natrolita na área de estudo.

Na área de estudo, escolecita não foi encontrada em derrames ácidos espessos (>50m) (Pedreiras Sultepa-Tainhas, Fabrita, Daer-São Francisco de Paula, Municipal de Gramado) nem em derrames ácidos vitrófiros menos espessos (<10m) (afloramentos da fácies Várzea do Cedro, em Tainhas, São Francisco de Paula).

Escolecita somente se associa a derrames de composição básica. As ocorrências sugerem uma estreita dependência da formação de escolecita com derrames de alta porosidade e permeabilidade. Nos lagos de lava formados entre as dunas Botucatu (Pedreiras Incopel, Sultepa-Estância Velha, Britagem Rio Bonito, Pedraccon e Pavicom, entre outras) escolecita foi encontrada apenas raramente. Derrames básicos muito vesiculados e fraturados (= alta porosidade e permeabilidade), por outro lado, como aquele explorado pela Pedreira Municipal de Morro Reuter, podem apresentar escolecita como zeolita dominante. Da mesma forma, escolecita é muito frequente nas seqüências formadas por derrames básicos pouco espessos (<3m), em qualquer nível da seqüência vulcânica. Na base da seqüência, é



abundante entre os derrames pouco espessos na região a W de Lajeado, ao longo da BR-386, até o município de Marques de Souza, incluindo a Pedreira Giovanella baixa. A mesma situação (derrames básicos pouco espessos com escolecita em abundância), se repete na região a W de Ivoti e Presidente Lucena. No topo da seqüência, pode ser encontrada com facilidade nas seqüências de derrames pouco espessos expostos na Rota do Sol (RST-453), 500m a W do Viaduto da Cascata. Quando os derrames básicos são muito espessos (>15m) e cobertos por sedimentos interderrames, escolecita não ocorre nem no nível vesicular superior nem nas megavesículas associadas, como no Distrito Mineiro do Alto Uruguai (GOMES, MÁRCIA E.B., comunicação oral, 2008).

A escolecita ocorre em duas modalidades: em cavidades e em níveis horizontais. Para a apresentação dessas modalidades, foram selecionadas duas ocorrências.

No Domínio 2 da Pedreira de Morro Reuter, escolecita pode preencher as cavidades apenas parcialmente, como na FIGURA 58A. Normalmente, entretanto, a cavidade está completamente preenchida por escolecita, como na FIGURA 58B, na qual também se observam vesículas pequenas (~1cm), situadas imediatamente ao lado da cavidade grande e que estão apenas parcialmente preenchidas com escolecita e outras zeolitas. Portanto,

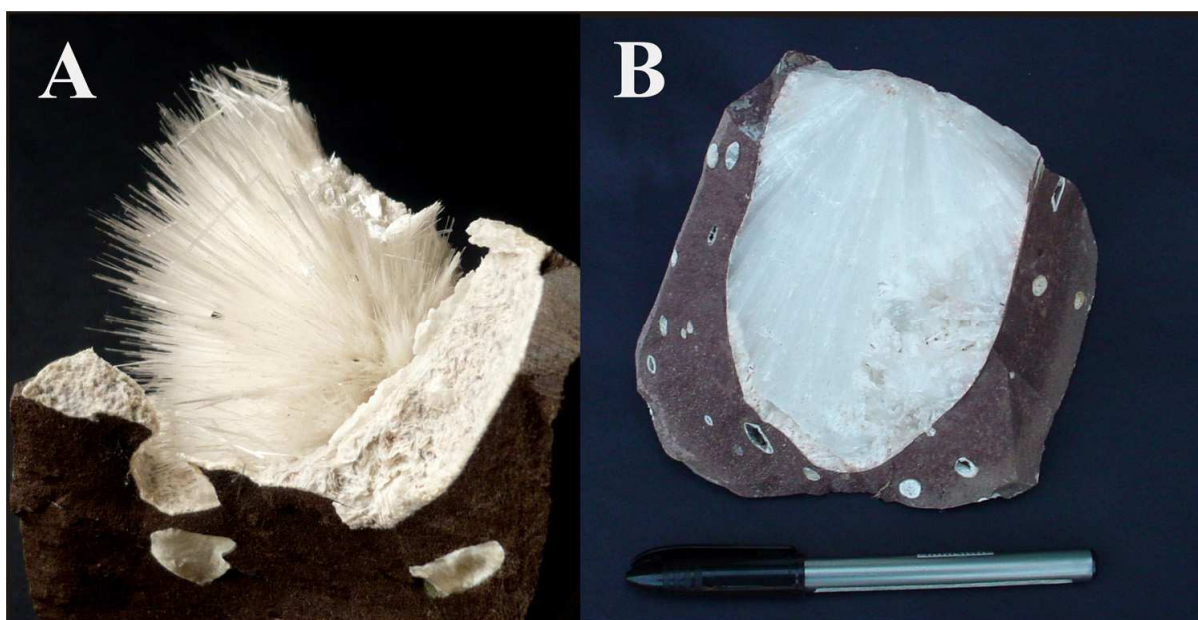


FIGURA 58 – Ocorrência de escolecita em cavidades. (A) Fragmento de cavidade com cristais aciculares de escolecita. Domínio 2 da Pedreira de Morro Reuter. Comprimento máximo dos cristais: 4cm. (B) Cavidade integralmente preenchida quase que exclusivamente com escolecita. Domínio 2 da Pedreira de Morro Reuter. Caneta com 13,5cm.

o preenchimento integral das cavidades com esolecita não é generalizado na rocha, sugerindo que estas pequenas vesículas funcionaram como sistemas fechados e a vesícula grande, devido à contínua percolação de fluidos por diáclases e microfissuras, como sistema aberto.

A outra modalidade de ocorrência de esolecita se dá em níveis aproximadamente horizontais, que atingem quase dois metros de comprimento, podem ocorrer paralelos (FIG. 59), e são muito comuns em derrames de espessura restrita (<5-7m). As esolecitas quase sempre são leitosas e não se associam a outros minerais. O formato dos níveis não lembra vesículas isoladas nem vesículas gigantes alongadas (MOLER; CABRERA, 1976). Aparentemente, trata-se de cavidades estreitas aproximadamente horizontais e completamente preenchidas.

A literatura disponível permite delinear algumas características para a formação de minerais do Grupo da Natrolita, que apenas ocorrem em ambientes deficientes em Si (COOMBS et al., 1959, p. 78). Em áreas geotermais como na Islândia, a esolecita forma-se a profundidades entre 450-1200m com temperaturas de 70-100°C (KRISTMANNSDOTTIR; TOMASSON, 1978), com uma fase precursora de chabasita. Walker (1960, p. 516) considera a esolecita abundante na Islândia, formando-se a profundidades de 950-1600m e temperaturas de 80-110°C. Em contraste, esolecita é apenas localizadamente freqüente no Deccan (Índia) (FRANK, 2005). Como as zeolitas fibrosas são muito raras entre as paragêneses diagenéticas (GOTTARDI, 1989, p. 485), deve ser atribuída à esolecita uma origem hidrotermal.

Em laboratório, a esolecita é obtida entre 200-250°C a partir de “vidros” basálticos em sistema aberto com soluções entre 0,1 N CaCl<sub>2</sub> e 0,1 N CaCl<sub>2</sub> (BARTH-WIRSCHING; HÖLLER, 1989, Tab. 8), não se formando a partir de “vidros” riolíticos, o que é confirmado pela inexistência de esolecita nos derrames ácidos na área de estudo.

Com base nesses dados e pelas relações de campo, conclui-se que a formação de esolecita nas rochas Serra Geral ocorre apenas em corpos magmáticos básicos extrusivos, com a presença de Ca<sup>2+</sup> e deficiência de SiO<sub>2</sub> (H<sub>4</sub>SiO<sub>4</sub>). Uma vez extravasado e resfriado o derrame hospedeiro, suas cavidades, de diferentes origens e tipos, são preenchidas por águas meteóricas ou subterrâneas. Este conjunto posteriormente sofre principalmente influência termal de corpos magmáticos posteriores (derrames, sills ou diques). Mais uma vez, espessos níveis de litotipos interderrames (rochas sedimentares) podem dissipar o calor dos derrames posteriores, diminuindo as condições de formação de esolecita nas cavidades de lagos de lava e de derrames básicos espessos.

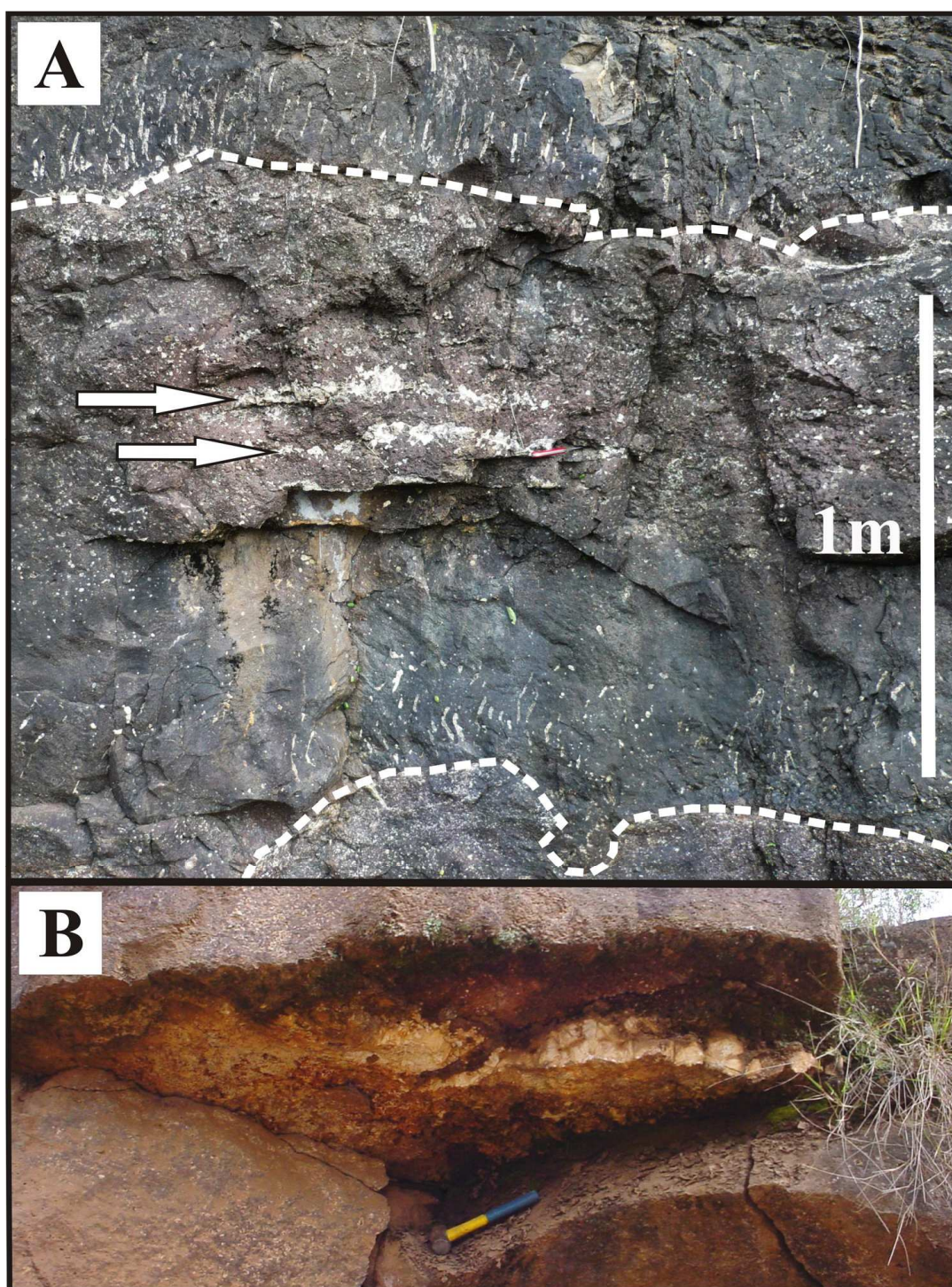


FIGURA 59 - Ocorrência de escolécitas na área de estudo, em forma de níveis horizontais. **(A)** Níveis horizontais sucessivos de escolécita (setas brancas) em topo vesiculado de derrame de espessura restrita. A base do derrame (tracejado inferior) é delimitada pelas vesículas-cachimbo do próprio derrame, enquanto o topo do derrame (tracejado superior) é indicado pelas vesículas-cachimbo da base do derrame posterior. BR-386, Km 331, 2008. **(B)** Vista em profundidade de um nível de escolécita, mostrando sua continuidade horizontal. Corte de estrada ( $29^{\circ}25'36,6''S$ ,  $52^{\circ}03'17,7''W$ ) em Conventos (Lajeado, RS). Marreta com 26 cm. Fonte: autor.

## 6.10 Considerações Finais

Essa apresentação dos condicionantes genéticos das espécies minerais secundárias individuais permite delinear, apesar das variáveis e incertezas envolvidas, condicionantes gerais para a evolução das assembléias secundárias em um derrame de lava individual. O modelamento dessa evolução é configurado pelos fatores externos (presença e volume de fluidos, ação termal de corpos magmáticos posteriores), e pelos fatores internos (composição química do derrame, espessura, grau de porosidade primária e secundária). O ponto de partida é um derrame de lava que já foi extravasado no terreno e que já está resfriado. Em todos os tipos de cavidades desse derrame, não se formaram minerais secundários.

O pré-requisito fundamental para a formação de minerais secundários nas cavidades é o seu preenchimento por fluidos infiltrados. Derrames extremamente porosos e permeáveis, localizados acima do nível do aquífero freático, apresentam mais possibilidade de conter cavidades que nunca retiveram fluidos (água meteórica) e que, por isso, apresentam maior probabilidade de continuar vazias por tempos geológicos. Os fluidos que preenchem as cavidades podem ser ascendentes, provenientes dos aquíferos sotopostos ao derrame ou, mais freqüentemente, ser descendentes, de origem meteórica.

A partir do momento em que as cavidades estiverem preenchidas parcial- ou totalmente com água, os minerais secundários formados dependem basicamente da composição e do grau de confinamento desses fluidos e das temperaturas a que o conjunto é submetido. O grupo de minerais secundários que representa temperaturas predominantemente mais baixas (<100°C) inclui todas as variedades de sílica, calcita e chabasita. Entre os minerais secundários de temperaturas predominantemente mais elevadas (>100°C) incluem-se laumontita, estilbita-estellerita, heulandita, mordenita, escolecita e apofilita. As “altas” temperaturas atribuídas a heulandita e estilbita-estellerita possuem um grau de confiabilidade menor e conflitam com a ocorrência generalizada dessas zeolitas.

Calcita é um mineral secundário que cristaliza com tal facilidade a partir dos aquíferos contidos ou sotopostos ao edifício vulcânico que não permite estabelecer parâmetros definidos para a sua formação. Na área de estudo, calcita ocorre em quase todos os tipos de derrames. A grande variação nas morfologias e cores, principalmente, sugere uma variação igualmente elevada de condições de cristalização (saturação do fluido, velocidade de cristalização, temperatura, pressão, etc.). Em alguns casos, calcita se forma antes de algumas

zeolitas, como no caso do Domínio 1 da Pedreira Sultepa-Tainhas, onde chabasita ocorre muito frequentemente sobre os grandes cristais de calcita. Normalmente, entretanto, calcita é a última fase das cavidades, às vezes com feições de dissolução (Domínio 2 da Pedreira de Morro Reuter, Pedreira Britel).

No tocante às variedades de sílica, a distribuição da calcedônia bandada (ágata – item 5.2) na área de estudo permite corroborar a proposta (Teoria de Landmesser) de que ágata só se forma em cavidades submetidas, por tempos geológicos, a uma situação de confinamento extremo, provavelmente a temperaturas inferiores a 50°C. Entre os produtos (ágatas) gerados por essas situações de confinamento extremo, as freqüentes pseudomorfoses e as recorrências de ágata e quartzo macrocristalino sugerem que em muitas cavidades a ágata não é produto de um único evento gerador, mas que o preenchimento da cavidade é resultado de vários ciclos de acumulação e maturação (“ripening”) de sílica. Em relação a quartzo ametista, sua raridade na área de estudo contrasta com sua abundância em outras regiões, sugerindo condicionantes genéticos muito específicos, ainda não determinados, para sua formação. Quartzo macrocristalino incolor, por outro lado, é abundante na área de estudo, encontrado em derrames de qualquer composição e espessura, sugerindo a existência de um processo genético com condicionantes pouco específicos e que independe da tipologia do corpo magmático hospedeiro.

A partir do momento em que o derrame é submetido, parcialmente ou totalmente, a temperaturas mais elevadas (>100°C), geram-se outros minerais secundários além das variedades de sílica. A ausência de outras fontes de calor na Bacia do Paraná define o impacto termal de corpos magmáticos posteriores como o mecanismo mais provável para a ocorrência de temperaturas mais altas, o que restringe as temperaturas mais elevadas à duração do evento vulcânico Serra Geral. Esse impacto envolve, provavelmente, uma série de situações diferentes. Uma das variáveis envolvidas é a disponibilidade de água no ambiente durante o extravasamento do derrame. A ausência de água (“verão” no ambiente Botucatu), provavelmente dificulta a cristalização de minerais secundários em decorrência do impacto termal do derrame. A presença de água (“inverno” no ambiente Botucatu) aumenta as possibilidades de formação de minerais secundários nos sedimentos e derrames sotopostos ao derrame em extravasamento. Derrames sotopostos muito porosos e permeáveis, se não confinados como um todo, dissipam os fluidos aquecidos acima de 100°C, impossibilitando a formação de minerais secundários. Da mesma forma, camadas espessas (>1m) de sedimentos,

depositadas sobre o derrame considerado, provavelmente diminuem consideravelmente a conseqüências do impacto termal de derrames.

Uma vez soterrado por derrames posteriores, as possibilidades do derrame ser submetido novamente a altas temperaturas ( $>100^{\circ}\text{C}$ ) diminuem drasticamente, só se viabilizando a partir de fissuras alimentadoras que atravessam a seqüência e a partir de sills intrudidos abaixo ou entre os derrames, contextos geológicos bem menos freqüentes.

Um determinado derrame de grande porte ( $>1\text{km}^2$ ) poderá ser soterrado aos poucos, por derrames gerados por novos eventos vulcânicos. Como os novos derrames se sucedem em intervalos que ascendem a centenas e milhares de anos, o derrame considerado poderá apresentar porções soterradas por outros derrames durante o “verão” (período seco do ano), porções soterradas durante o “inverno” (período úmido do ano), porções soterradas enquanto cobertas por sedimentos secos (no “verão”), porções soterradas enquanto cobertas por sedimentos úmidos (no “inverno”) e porções que foram atingidas pela ação termal de fissuras alimentadoras (“diques”) que o atravessaram. Cada porção apresenta, em tese, condicionantes (volumes) de fluidos e temperaturas diferenciadas e potencialmente apresentará mineralogias secundárias diferenciadas – às vezes dominando minerais secundários de temperaturas mais elevadas, às vezes dominando minerais secundários de temperaturas mais baixas. Essa previsão não considera as características inerentes às cavidades (tamanho, porosidade, composição da mesóstase, etc.), as variações nas porosidades e permeabilidade no próprio derrame e as características dos derrames posteriores (mais espessos, menos espessos, etc.), que impõe novos condicionantes à formação de minerais secundários. Os conjuntos de minerais secundários formados caracterizam “Domínios”, que apresentam diferenças qualitativas e de propriedades físicas das espécies minerais individuais.

Em função dessas complexidades, um derrame pode ser visto como um corpo magmático no qual se desenvolveram vários processos geradores de minerais secundários ao longo do tempo geológico. A intensidade desses processos varia de cavidade a cavidade e ao longo da extensão do derrame. A variação faz com que dominem ora minerais de baixa temperatura, ora de alta temperatura, sem que seja possível excluir completamente a ocorrência de determinada espécie mineral de determinado derrame.

## 7 CONCLUSÕES

O reconhecimento da Formação Serra Geral, efetuado neste trabalho, baseado em dados públicos, mostrou que se trata de uma seqüência de corpos intrusivos e extrusivos de grande complexidade litológica, textural e principalmente estrutural. O trabalho de campo forneceu, com facilidade, elementos novos inéditos ou pouco referenciados, tanto para a Formação como para derrames de basaltos de platô em geral. Várias feições (p. ex., juntas-falha), extensivamente descritas na literatura, são comuns e fundamentais nas estruturas dos derrames individuais e do edifício vulcânico como um todo. Seus mecanismos e processos genéticos, entretanto, continuam muito pouco entendidos, sugerindo cautela na reconstituição da evolução termal, mineralógica e estrutural dos derrames e na evolução dos minerais secundários contidos nas cavidades desses derrames.

As feições dos derrames de lava, de qualquer tipo, refletem as características de seu emplacement. Em função disso, o reconhecimento da tipologia dos derrames analisados é um passo inicial e fundamental em qualquer investigação relacionada a estas rochas. Teorias recentes de emplacement alteram substancialmente os modelos para a maioria dos tópicos relacionados a derrames de lava, como vesiculação, processos de diaclasamento, alterações composicionais, padrões possíveis de contaminação e outros. Na área de estudo, foram reconhecidas várias tipologias de derrames, cada qual com características próprias quanto aos principais condicionantes da formação de minerais secundários, como composição, textura e porosidade primária. A essas características se somam as condições ambientais do período vulcânico (clima) na proposição de modelos à formação de minerais secundários.

Vários fatores e processos determinam a mineralogia secundária que pode ser encontrada nos diferentes tipos de cavidades dos derrames de lava. A diversidade das fontes magmáticas primárias e as várias possibilidades de contaminação desses magmas produziu uma seqüência de rochas vulcânicas composicionalmente muito heterogênea, que impõe variações qualitativas nas espécies minerais secundárias, cujas temperaturas de cristalização se alteram de acordo com a composição química da rocha. A formação de minerais secundários nas cavidades dos derrames dificilmente ocorre durante o resfriamento do derrame considerada, mas a interação do derrame com acumulações hídricas restritas (lagos, poças, sedimentos úmidos), encontradas durante seu extravasamento, cria condições locais, restritas e específicas, de formação de minerais secundários. Da mesma forma, influências

meteorológicas durante o extravasamento (chuva, tempestades de poeira e areia) podem introduzir alterações na composição e no padrão de resfriamento do derrame, mudando as condições de cristalização de minerais secundários. Águas subterrâneas descendentes ou ascendentes preenchem as cavidades dos derrames de lava. As temperaturas a que se processam as interações dos fluidos com as paredes das cavidades são responsáveis pelas características gerais dos minerais secundários formados. Indícios de metamorfismo de soterramento e de muito baixo grau não foram detectados nos afloramentos em superfície. Metamorfismo de contato, aqui definido como o impacto termal de derrames posteriores ao derrame considerado, foi a principal fonte de calor para a formação de minerais secundários de temperaturas mais elevadas, o que restringe os processos genéticos desses minerais à duração do evento vulcânico Serra Geral.

As três ocorrências de minerais secundários apresentadas (Pedreiras Incopel, Municipal de Morro Reuter e Sultepa-Tainhas), aliadas às características de várias dezenas de outras ocorrências, permitem propor uma distribuição de minerais secundários por Domínios. Domínios são constituídos por volumes de rocha, de um ou mais derrames, cujas cavidades contêm os mesmos minerais secundários, considerando inclusive suas propriedades físicas. Quantidade e tamanho de cavidades e características relativas à porosidade primária e secundária da rocha também integram o conceito de Domínio. As extensões dos Domínios são muito variáveis, podendo ser inferiores a uma dezena de metros ou, inclusive, superiores a vários quilômetros, diretamente dependentes da tipologia dos derrames e de sua evolução. As três ocorrências apresentadas contêm oito domínios de minerais secundários em quatro corpos magmáticos. Os contrastes entre os Domínios podem ser qualitativos (ausência e presença de determinado mineral em dois Domínios adjacentes) ou envolvem propriedades físicas (mesma espécie mineral com cores diferentes em dois Domínios adjacentes), refletindo condições de cristalização diferenciadas desse mineral nos dois Domínios. A presença de pseudomorfoses, perimorfoses, minerais com feições de dissolução e recorrências da seqüência calcedônia (ágata) + quartzo macrocristalino sugere que, principalmente nas cavidades maiores, os minerais secundários encontrados são o produto de vários episódios de cristalização, dissolução e reprecipitação, que se sucederam nas cavidades ao longo da existência dessas rochas. Portanto, em muitos casos, os minerais secundários encontrados em determinada cavidade não constituem uma paragênese em equilíbrio, originada a partir de um evento genético único.



Apofilita-(KF) é o mineral de mais alta temperatura entre os minerais secundários ( $T > 200^{\circ}\text{C}$ ), o que restringe sua formação à duração do evento vulcânico Serra Geral, a partir do calor liberado por corpos magmáticos (derrames, tipo sill ou fissuras alimentadoras) posteriores ao corpo magmático que contém a cavidade com apofilita. A presença de flúor, provavelmente magmático, é fundamental na cristalização da apofilita.

Um grupo de zeolitas (estilbita-estellerita, heulandita, laumontita, mordenita e escolecita) forma-se a temperaturas mais elevadas ( $T > 70-100^{\circ}\text{C}$ ) em condições variáveis de confinamento e composição química do corpo hospedeiro. A distribuição dessas zeolitas sugere que sua gênese também está relacionada ao impacto termal de corpos magmáticos posteriores. A generalizada ocorrência de heulandita e de estilbita-estellerita não forneceu condicionantes de ocorrência bem definidos, sugerindo que esses minerais podem se formar em vários ambientes de confinamento, pressão e temperaturas (mais baixas).

Os dados de laboratório e a distribuição em campo define um terceiro grupo de minerais secundários como de temperaturas baixas ( $T < 100^{\circ}\text{C}$ ), muito provavelmente a temperaturas próximas a temperatura ambiente. Os minerais incluem chabasita, calcita e os minerais do Grupo da Sílica. Chabasita se restringe a sítios que evoluíram como sistema fechado, enquanto calcita é abundante e pode ter se formado a partir de quatro origens diferentes. Entre os minerais do Grupo da Sílica, a abundância de quartzo macrocristalino em praticamente qualquer corpo magmático contrasta com a distribuição muito específica de calcedônia bandada (ágata), sugerindo para o primeiro uma gênese de condicionantes pouco específicos, enquanto a formação de ágata requer condições de confinamento extremas.

A heterogeneidade dos corpos magmáticos individuais, sua complexa evolução ao longo de sua história e o grande número de fatores que influenciam na formação de minerais secundários são responsáveis por sua distribuição por Domínios, apenas percebidos através de uma observação contínua de garimpos e de frentes de lavra.

## REFERÊNCIAS

- ABMS. **Cadastro Geotécnico das Barragens da Bacia do Alto Paraná**. In: SIMPÓSIO SOBRE A GEOTECNIA DA BACIA DO ALTO PARANÁ. São Paulo, ABMS, São Paulo, 1983.
- ALBERTI, A.; BRIGATTI, M.F. Dependence of chemistry on genesis in zeolites: multivariate analysis of variance and discriminant analysis. **American Mineralogist**, Washington, v. 70, p. 805-813, 1985.
- ALDEN, A. Comentário sobre o livro “Plates, Plumes and Paradigms”. Disponível em [http://geology.about.com/od/bookreviews/fr/bookP\\_cubed.htm](http://geology.about.com/od/bookreviews/fr/bookP_cubed.htm) Acesso em 01 jul. 2008.
- ALMEIDA, F. F. M. Depósitos mesozóicos do Planalto de Maracaju, Estado de Mato Grosso. In: CONGRESSO PANAMERICANO DE ENGENHARIA DE MINAS E GEOLOGIA, 2., 1946, Petrópolis. **Anais...** Petrópolis: [s.n.], 1946. v. 3, tese n. 35, 1946, p. 211-245.
- ALMEIDA, F. F. M. Uma fáunula de crustáceos bivalvos do Arenito Botucatu no Estado de São Paulo. Departamento Nacional de Produção Mineral, **Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia**, Rio de Janeiro, n. 134, 1950.
- ALMEIDA, F. F. M. Botucatu, a Triassic Desert of South America. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 19., 1952. Alger. **Comptes Rendus...**, Alger, 1952, Secção 8, 1952, p. 9-24.
- ALMEIDA, F. F. M.; BARBOSA, O. Geologia das Quadrículas de Piracicaba e Rio Claro, Estado de São Paulo. Departamento Nacional de Produção Mineral, **Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia**, Rio de Janeiro, n. 143, 1953.
- ALMEIDA, F. F. M. Botucatu, um deserto triássico da América do Sul. Departamento Nacional de Produção Mineral, Divisão de Geologia e Mineralogia, **Notas Preliminares e Estudos**, Rio de Janeiro, v. 86, 21 f, 1954.
- ALMEIDA, F. F. M. Estudo na orla dos derrames basálticos em São Paulo e Minas Gerais. **Relatório Anual do Diretor – Ano de 1957**, Departamento Nacional da Produção Mineral, Divisão de Geologia e Mineralogia, Rio de Janeiro, 1958.
- ALMEIDA, F.F.M.; MELO, M.S. A Bacia do Paraná e o Vulcanismo Mesozóico. In: BISTRICHI, C.A.; CARNEIRO, C.D.R., DANTAS, A.S.L.; PONÇANO, W.L. (eds). Mapa Geológico do Estado de São Paulo: nota explicativa. São Paulo: Instituto de Pesquisas Tecnológicas, 1981. v.1, p. 46- 77.
- ALMEIDA, F. F. M. Síntese sobre a Tectônica da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2., 1981. **Atas...**, São Paulo, SBG, 1981.
- ALMEIDA, F. F. M. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós Paleozóico no Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 16, p. 325 - 349, 1986.
- AMARAL, G; CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K; REYNOLDS, J. H. Potassium argon dates of basaltic rocks from Southern Brazil. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, London, v. 30, p. 159-189. 1966.
- AMORE, L.; SURITA, C. Caracterização e Perspectivas de Uso da Energia Geotermal do Sistema Aquífero Guarani. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 12., Florianópolis, **Anais...**, 2002. 1 CD-ROM.

AN, M.; ASSUMPÇÃO, M. Crustal and upper mantle structure in the intracratonic Paraná Basin, SE Brazil, from surface wave dispersion using genetic algorithms. **Journal of South American Earth Sciences**, Oxford, v. 21, p.173–184, 2006.

ANDERSON, A. T. Jr.; SWIHART, G. H.; ARTIOLI, G. ; GEIGER, C. A. Segregation vesicles, gas filter-pressing and igneous differentiation. **Journal of Geology**, Chicago, v. 92, p. 55-72, 1984.

ANDERSON, D. L. Scoring hotspots: The plume and plate paradigms. In: FOULGER, G.R.; NATLAND, J.H.; PRESNALL, D.C.; ANDERSON, D.L.(eds). **Plates, Plumes and Paradigms**. Geological Society of America, Special Volume 388, p. 31-54, 2005.

ANDERSON, S. W.; STOFAN, E. R.; SMREKAR, S. E.; GUEST, J. E.; WOOD, B. Pulsed inflation of pahoehoe lava flows: implications for flood basalt emplacement. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 168, p. 7-18, 1999.

ANDERSON, S. W.; STOFAN, E. R.; SMREKAR, S. E.; GUEST, J. E.; WOOD, B. Reply to: Self et al. discussion of “Pulsed inflation of pahoehoe lava flows: implications for flood basalt emplacement”. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 179, p. 425-428, 2000.

ANNEN, C.; BLUNDY, J. D.; SPARKS, R. S. J. The Genesis of Intermediate and Silicic Magmas in Deep Crustal Hot Zones. **Journal of Petrology**, Oxford, v. 47, n. 3, p. 505-539, 2006.

ANTONELLINI, M.; AYDIN, A. Effect of Faulting on Fluid Flow in Porous Sandstones: Petrophysical Properties. **AAPG Bulletin**, Tulsa, v. 78, n. 3, p. 355-377, 1994.

ARAÚJO, C. C.; YAMAMOTO, J. K.; ROSTIROLLA, S. P. Distribuição Espacial e Caracterização Geológica dos Arenitos Asfálticos da Borda Leste da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 34, n. 2, p. 187-200, 2004.

ARAÚJO, C. C.; YAMAMOTO, J. K.; ROSTIROLLA, S. P.; MADRUCCI, V.; TANKARD, A. Tar sandstones in the Paraná Basin of Brazil: structural and magmatic controls of hydrocarbon charge. **Marine and Petroleum Geology**, Guildford, v. 22, p. 671-685, 2005.

ARAÚJO, C. C.; YAMAMOTO, J. K.; ROSTIROLLA, S. P. Arenitos Asfálticos na Bacia do Paraná: estudo das ocorrências no Alto Estrutural de Anhembi. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v. 14, n. 1, p. 47-70, 2006.

ARAÚJO, J. S.; BJÖRNBERG, A. J. S.; SILVA, R. F.; SOARES, L. A Complex Structure in Basaltic Lava Flows at Água Vermelha Dam - SP - Brazil. In: THE GEOTECHNICS OF STRUCTURALLY COMPLEX FORMATIONS, **Proceedings...**, Capri, 1977.

ARAÚJO, J.S. **Estruturas Circulares de Água Vermelha**. Universidade de São Paulo, 1982. 79 p. Dissertação (Mestrado). Curso de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1982.

ARAÚJO, J.S.; HASUI, Y. Estruturas Vulcânicas em Basaltos no Vale do Rio Grande, São Paulo/Minas Gerais. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 5., 1985, São Paulo. **Atas...**, SBG/SP, 1985. v. 1, p. 289-300.

ARAÚJO, J. S.; MARQUES, J. D.; OLIVEIRA, C. A.; MARANESI, D.A. Derrames Secundários em Basaltos de Porto Primavera. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE

GEOLOGIA DE ENGENHARIA, 5., 1987, São Paulo. **Anais...**, ABGE, 1987. v. 1, p. 373-377.

ARAÚJO, L. M.; FRANÇA, A. B.; POTTER, P. E. Aquífero Gigante do Mercosul no Brasil, Argentina, Paraguai e Uruguai: Mapas Hidrogeológicos das Formações Botucatu, Pirambóia, Rosário do Sul, Buena Vista, Misiones e Tacuarembó. **Petrobrás**, 1995.

AREAS, O. M. Problemas Técnicos e Econômicos de Construção. In: SIMPÓSIO SOBRE A GEOTECNIA DA BACIA DO ALTO PARANÁ, 1983, São Paulo. **Anais...** São Paulo, ABMS-ABGE-CBMR, 1983. v. I-B, p. 9-35.

ARID, F. M.; LANDIM, P. M. B. Contribuição ao Estudo da Geologia da Cachoeira do Marimondo (Rio Grande). **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, São Paulo, v. 16, n. 2, p. 39-59, 1967.

ARID, F. M.; CASTRO, P. R. M; BARCHA, S. F. Estudos Hidrogeológicos no Município de São José do Rio Preto, SP. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, São Paulo, v. 18, n. 1, p. 43-69, 1970.

ARIOLI, E. E.; LICHT, O. A. B.; VASCONCELLOS, E. M. G.; BONNET, K. L.; SANTOS, E. M. Faciologia Vulcânica da Formação Serra Geral na Região de Guarapuava, Paraná. In: SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 4., 2008. Foz do Iguaçu. **Anais...** Waichel, B.L.; Machado, F.B.; Souza, I.A. (org) Cascavel, PR: Editora Coluna do Saber, 2008, 1 CD-ROM.

BAINES, S. J.; WORDEN, R. H. Geological Storage of Carbon Dioxide. In: BAINES, S.J.; WORDEN, R.H. (eds). **Geological Storage of Carbon Dioxide**. Geological Society, Special Publication, v. 233, p. 1-6, 2004.

BAKER, C. L. The lava field of the Paraná Basin, South America. **Journal of Geology**, Chicago, v. 31, p. 66-79, 1923.

BARBI, A. L. Comportamento do Maciço Rochoso em Função da Escavação do Canal de Desvio do Rio Paraná – Usina Itaipu. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA, 3., 1981, Itapema - SC, **Anais...**, ABGE, 1981. v. 2, p. 463-485.

BARBI, A. L. Comportamento de Fundações de Barragens de Concreto. Fatores Condicionantes e Desempenho de Tratamentos. In: SIMPÓSIO SOBRE A GEOTECNIA DO ALTO PARANÁ, 1983, São Paulo. **Anais...** São Paulo, ABMS-ABGE-CBMR, 1983. v. I-B, p. 209-220.

BARBOSA, M. **Influência termal dos sills de Reserva, Prudentópolis e Irati nas rochas encaixantes da Formação Irati no Estado do Paraná**. Universidade Federal do Paraná, 2004, 110 p. Dissertação (Mestrado). Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba. 2004.

BARBOSA, O. Observações e comparações sobre algumas ocorrências vulcânicas no Peru, no México e no Brasil. Departamento Nacional de Produção Mineral, **Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia**, Rio de Janeiro, n. 167, 1957.

BARKER, D. S. Emplacement of a xenolith-rich sill, Lajitas, Texas. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, Amsterdam, v. 104, p. 153-168, 2000.

BARTH-WIRSCHING, U.; HOLLER, H. Experimental studies on zeolite forming conditions. **European Journal of Mineralogy**, Stuttgart, v. 1, p. 489-506, 1989.

BELLIENI, G.; PICCIRILLO, E. M.; ZANETTIN, B. Classification and nomenclature of basalts. IUGS, Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Circular 34, **Contribution** n. 87, p. 1-19, 1981.

BELLIENI, G.; BROTZU, P.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; ERNESTO, M.; MELFI, A. J.; PACCA, I. G.; PICCIRILLO, E. M.; STOLFA, D. Petrological and Paleomagnetic Data on the Plateau Basalt to Rhyolite Sequences of the Southern Paraná Basin (Brazil). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 55, p. 355-383, 1983.

BELLIENI, G.; BROTZU, P.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; ERNESTO, M.; MELFI, A. J.; PACCA, I. G.; PICCIRILLO, E. M. Flood basalt to rhyolite suites in the Southern Paraná Plateau (Brazil): paleomagnetism, petrogenesis and geodynamic implications. **Journal of Petrology**, Oxford, v. 25, p. 579-618, 1984a.

BELLIENI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MARQUES, L. S.; MELFI, A. J.; PICCIRILLO, E. M.; NARDY, A. J. R.; ROISENBERG, A. High- and low-TiO<sub>2</sub> flood basalts from the Paraná plateau (Brazil): petrology and geochemical aspects bearing on their mantle origin. **Neues Jahrbuch für Mineralogie: Abhandlungen**, Stuttgart, v. 150, p. 273-306, 1984b.

BELLIENI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MARQUES, L.S.; MARTINEZ, L.A.; MELFI, A.J.; NARDY, A.J.R.; PICCIRILLO, E.M.; STOLFA, D. Continental flood basalts from Central-Western regions of the Paraná-Plateau (Paraguay and Argentina): Petrology and Petrogenetic Aspects. **Neues Jahrbuch für Mineralogie: Abhandlungen**, Stuttgart, v. 154, n. 2, p. 11-139, 1986a.

BELLIENI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MARQUES, L. S.; MELFI, A. J.; NARDY, A.J.R.; PAPATRECHAS, C.; PICCIRILLO, E. M.; ROISENBERG, A.; STOLFA, D. Petrogenetic aspects of acid and basaltic lavas from the Paraná Plateau (Brazil): geological, mineralogical and petrochemical relationships. **Journal of Petrology**, Oxford, v. 27, n. 4, p. 915-944, 1986b.

BENNING, L. G.; WILKIN, R. T.; BARNES, H. L. Solubility and stability of zeolites in aqueous solutions: II. Calcic clinoptilolite and mordenite. **American Mineralogist**, Washington, v. 85, p. 495-508, 2000.

BENSON, L. V.; TEAGUE, L. S. Diagenesis of Basalts from the Pasco Basin, Washington - I. Distribution and Composition of Secondary Mineral Phases. **Journal of Sedimentary Petrology**, Tulsa, v. 52, n. 2, 1982.

BEURLIN, K. A Geologia Pós-Algonquiana do Sul do Estado de Mato Grosso. Departamento Nacional de Produção Mineral, **Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia**, Rio de Janeiro, n. 163, 1956.

BIGARELLA, J. J.; VAN EEDEN, O. R. Mesozoic Palaeowind Patterns and the Problem of Continental Drift. **Boletim Paranaense de Geociências**, Curitiba, n. 28-29, p. 115-144, 1970.

BIGARELLA, J. J.; SALAMUNI, R. A Review of South American Gondwana Geology. In: IUGS (ed). **Reviews Prepared for the First Symposium on Gondwana Stratigraphy**, Mar del Plata, Argentina, p. 7-137, 1967.

BITTENCOURT, A. V. L. Sobre o Controle do Quimismo de Águas Termais da Bacia do Paraná. **Boletim Paranaense de Geociências**, Curitiba, n. 44, p. 117-129, 1996.

BIONDI, J. C. **Processos Metalogenéticos e os Depósitos Mineraiis Brasileiros**. São Paulo: Oficina de Textos, 528 p., 2003.

BJÖRNBERG, A. J. S.; TOLENTINO, M. Contribuição ao estudo da geologia e águas subterrâneas em São Carlos, S.P. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, São Paulo, v. 8, n. 2, p. 5-33, 1959.

BJÖRNBERG, A. J. S.; GANDOLFI, N.; PARAGUASSU, A. B. Ocorrência de Prismas Hexagonais de Arenito em São Carlos, SP (Formação Botucatu). **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, São Paulo, v. 13, n. 1-2, p. 61-66, 1964.

BJÖRNBERG, A. J. S.; MEISMITH, C. J. Problemas Geológicos de Fundação de Barragens sobre Basaltos. In: SEMINÁRIO NACIONAL DE GRANDES BARRAGENS, 10., 1975, Curitiba. **Anais...** Rio de Janeiro, CBDB, 1975, v. 1, 10 p.

BJÖRNBERG, A. J. S.; KUTNER, A. S. Resumo das Feições Geológicas de Interesse às Fundações em Rocha, em Barragens da Bacia do Alto Paraná. In: SIMPÓSIO SOBRE A GEOTECNIA DO ALTO PARANÁ, 1983, **Anais...**, São Paulo, ABMS-ABGE-CBMR, 1983, p. 263-349.

BÖGER, H.; KOWALCZYK, G. Stratigraphische, Sedimentologische und Paläoökologische Untersuchungen im Mesozoikum der Depressão Periférica in Rio Grande do Sul, Brasilien. Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum der Christian-Albrechts-Universität, Kiel, Alemanha. **Reports**, n. 63, 72 p., 1993.

BOLES, J. R. Synthesis of analcime from natural heulandite and clinoptilolite. **American Mineralogist**, Washington, v. 56, p. 1724-1734, 1971.

BONDRE, N. R.; DURAISWAME, A.; DOLE, G. Morphology and emplacement of flows from Deccan Volcanic Province, India. **Bulletin of Volcanology**, Berlin, v. 66, p. 29-45, 2004.

BONKOHARA, K. Três décadas de sobrevida. **Revista Os Caminhos da Terra**, São Paulo, Ano 13, n. 160, p. 51, Agosto 2005.

BOSSI, J.; CAGGIANO, W. Contribucion a la geologia de los yacimientos de amatistas en del departamento de Artigas (Uruguai). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., 1974, Porto Alegre. **Anais...** SBG, 1974. v. 3, p. 301-317.

BOSSI, J.; LEDESMA, J. J.; CARBALLO, E. F.; NAVARRO, R. Resumen de los Conocimientos Actuales sobre los Derrames Basalticos del Noroeste del Uruguay. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., 1974, Porto Alegre. **Anais...** SBG, 1974, v. 4, p. 51-60.

BOSSI, J.; NAVARRO, R. **Geologia Del Uruguay**. Montevideo, Universidad de la Republica, 2 vol., il., 1991.

BOTTINGA, Y.; JAVOY, M. MORB degassing: bubble growth and ascent. **Chemical Geology**, Amsterdam, v. 81, p. 255-270, 1990.

BOTTINGA, Y.; JAVOY, M. The degassing of Hawaiian Tholeiite. **Bulletin of Volcanology**, Berlin, v. 53, p. 73-85, 1991.

BRANDEIS, G.; JAUPART, C.; ALLEGRE, C. J. Nucleation, crystal growth and the thermal regime of cooling magmas. **Journal of Geophysical Research**, Washington, v. 89, p. 10161-10177, 1984.

BRITO, S. N. A. Feições Geológicas no Basalto da Barragem de Volta Grande. In: SEMINÁRIO NACIONAL DE GRANDES BARRAGENS, 7., 1971, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: CBDB, 1971. Tema 1, p. 1-30.

BRITO, S. N. A.; MÖLLER, W.; GONÇALVES, E. Geological Investigation of São Simão Dam. In: INTERNATIONAL CONGRESS OF THE INTERNATIONAL ASSOCIATION OF ENGINEERING GEOLOGY, 2., 1974, São Paulo. **Proceedings...**, São Paulo, 1974, v. 12, VI-23.

BRITO, S. N. A.; VASCONCELLOS, M. L.; GERALDO, A. Falhas Primárias no Basalto da UHE de Nova Ponte e sua Influência no Projeto. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA, 6., 1990, Salvador. **Anais...** São Paulo: Associação Brasileira de Geologia de Engenharia e Ambiental, 1990. P. 453-464.

BRITO, S. N. A.; FIGUEIREDO, R. P. Discussão de “O Estado de Tensões Virgens no Maciço Rochoso da UHE Itá”. **Solos e Rochas**, São Paulo, v. 27, n. 1, p. 105-114, 2004.

BRUCE, P. M.; HUPPERT, H. E. Thermal Control of basaltic fissure eruptions. **Letters to Nature**, London, v. 342, 7 Dec. 1989.

BUENO, G. V. Diacronismo de eventos no rifte Sul-Atlântico. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v. 12, n. 2, p. 203-229, 2004.

BUETTNER, K. J. K. Valley Wind, Sea-Breeze and Mass Fire: three cases of quasi-stationary airflow. Colorado State University, **Department of Atmospheric Sciences Paper**, n. 122, p. 103-129, 1967.

BURKE, E. A. J. Tidying up Mineral Names: An IMA scheme for Suffixes, Hyphens and Diacritical Marks. **Mineralogical Record**, Tucson, v. 39, n. 2, p. 131-135, 2008.

CABRERA, J. G. **Geological and Engineering Properties of Basaltic Flows and Interbeds throughout the Upper Paraná Basin, Brazil**. Ann Arbor, Michigan, Faculty of the Graduate School of Cornell University, 1971. 208 p. Tese (Doutorado), Ann Arbor, 1971.

CAINE, J. S.; EVANS, J. P.; FORSTER, C. B. Fault zone architecture and permeability structure. **Geology**, Boulder, v. 24, n. 11, p. 1025-1028, 1996.

CAMARGO, F. P. Geologia Aplicada à Barragem de Ilha Solteira, Sistema de Urubupungá. In: SEMANA PAULISTA DE GEOLOGIA APLICADA, 1., 1969, São Paulo. **Anais...** São Paulo: Associação Paulista de Geologia Aplicada, 1969, v. III.

CAMARGO, F. P.; MIDEA, N. F.; NIEBLE, C. M.; RUIZ, M. D. Características Geomecânicas do Maciço Rochoso de Fundação das Estruturas de Concreto da Barragem de Ilha Solteira. In: SEMINÁRIO NACIONAL DE GRANDES BARRAGENS, 7., 1971, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: CBDB, 1971. P. 1-19.

CAMPELL, I. H. The difference between oceanic and continental tholeiites: a fluid dynamic explanation. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, Berlin, v. 91, p. 37-43, 1985.

CAMPBELL, I. H. Testing the plume theory. **Chemical Geology**, Amsterdam, v. 241, p. 153-176, 2007.

CAMPOS, H. C. N. S. Applied groundwater modeling in the Botucatu aquifer system, Brazil. In: INTERNATIONAL IAEG CONGRESS, 8., 1998, Balkema, Rotterdam. **Proceedings...**, IAEG, 1998, p. 2359-2366.

- CAPACCIONI, B.; MARTINI, M.; MANGANI, F. Light hydrocarbons in hydrothermal and magmatic fumaroles: hints of catalytic and thermal reactions. **Bulletin of Volcanology**, Berlin, v. 56, p. 593-600, 1995.
- CARLSON, R. W. Physical and chemical evidence on the cause and source characteristics of flood basalt volcanism. **Australian Journal of Earth Sciences**, South Perth, v. 38, p. 525-544, 1991.
- CAROFF, M.; MAURY, R. C.; COTTON, J.; CLÉMENT, J. P. Segregation structures in vapor-differentiated basaltic flows. **Bulletin of Volcanology**, Berlin, v. 62, p. 171-187, 2000.
- CAS, R. A. F.; WRIGHT, J. W. **Volcanic Successions – Modern and Ancient**. Oxford University Press, 528 p., 1988.
- CASHMAN, K. V.; MANGAN, M. T.; NEWMAN, S. Surface degassing and modification to vesicle size distributions in active basalt flows. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, Amsterdam, v. 61, p. 45-68, 1994.
- CEEE **Aproveitamento Hidrelétrico Dona Francisca**. Projeto Básico. Volume I, Memorial Descritivo. Consórcio Engevix/CEEE, 1970.
- CELLIGOI, A.; DUARTE, U. Hidrogeologia da Formação Serra Geral em Londrina - PR. **Boletim Paranaense de Geociências**, Curitiba, n. 45, p. 117-132, 1997.
- CHUKROV, F. V.; YERMILOVA, L. P.; SHANIN, L. L. The age problem of apophyllite in late hydrothermal mineral associations. **International Geology Review**, [s.L.], v. 16, n. 4, p. 417-426, 1974.
- COMIN-CHIARAMONTI, P.; BELLINI, G.; PICCIRILLO, E. M.; MELFI, A. J. Classification and petrography of continental stratoid volcanics and related intrusives from the Paraná Basin (Brazil). In PICCIRILLO, E.M.; MELFI, A.J. (eds): **The Mesozoic flood volcanism of the Paraná basin: petrogenetic and geophysical aspects**. São Paulo; Instituto Astronômico e Geofísico, 1988, p. 47-72.
- COMIN-CHIARAMONTI, O.; CUNDARI, A.; PICCIRILLO, E. M.; GOMES, C. B.; CASTORINA, F.; CENSI, P.; DE MIN, A.; MARZOLI, A.; SPEZIALE, S.; VELÁZQUEZ, V. F. Potassic and Sodic Igneous rocks from Eastern Paraguay: their Origin from the Lithospheric Mantle and Genetic Relationships with the Associated Paraná Flood Tholeiites. **Journal of Petrology**, Oxford, v. 38, n. 4, p. 495-528, 1997.
- CONCEIÇÃO, J. C. J.; ZALAN, P. V.; WOLFF, S. Mecanismo, evolução e cronologia do rift Sul-Atlântico. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v. 2, p. 255-265, 1988.
- COOMBS, D. S.; ELLIS, A. J.; FYFE, W. S.; TAYLOR, A. M. The zeolite facies, with comments on the interpretation of hydrothermal syntheses. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, London, v. 17, p. 53-107, 1959.
- COPEL. **Usina Hidrelétrica Foz do Areia, Rio Iguaçu, Paraná, Brasil - Memória Técnica**. Curitiba, 1995.
- CORDANI, U. G.; VANDOROS, F. Basaltic rocks of the Paraná Basin. In: BIGARELLA J. J.; BECKER, G. D.; PINTO, I. D. (eds): **Problems in Brazilian Gondwana geology**. Curitiba, Mac Roesner, 1967, p. 207-231.
- CORDANI, U. G.; SARTORI, P. L. P.; KAWASHITA, K. Geoquímica dos isótopos de estrôncio e a evolução da atividade vulcânica na Bacia do Paraná (Sul do Brasil) durante o



Cretáceo. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 52, p. 811- 818, 1980.

CORDANI, U. G.; NEVES, B. B. B.; FUCK, R. A.; PORTO, R.; THOMAZ FILHO, A.; CUNHA, F. M. B. Estudo Preliminar de integração do pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. **Ciência e Técnica do Petróleo** Petrobrás/Cenpes/Sintep, Seção Exploração do Petróleo, Rio de Janeiro, n. 15, 70 p., 1984.

CORDANI, U. G.; CIVETTA, L.; MANTOVANIO, M. S. M.; PETRINI, R.; KAWASHITA, K.; HAWKESWORTH, C. J.; TAYLOR, P.; LONGINELLI, A.; CAVAZZINI, G.; PICCIRILLO, E. M. Isotope Geochemistry of flood volcanics from the Paraná Basin (Brazil) In PICCIRILLO, E. M.; MELFI, A. J.(eds): **The Mesozoic flood volcanism of the Paraná basin: petrogenetic and geophysical aspects**. São Paulo, Instituto Astronômico e Geofísico, 1988, p. 157-178.

CORDANI, U. G. Dating of Volcanic Rocks by Means of the  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Method and its Application in the Case of the Paraná Continental Flood Basalts. In: SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 1., 1999, Gramado. Rio Grande do Sul. **Boletim de Resumos...**, Porto Alegre, SBG, 1999, p. 113.

CORRÊA, L.; PEREIRA, E. Estudo da Distribuição das Intrusões Mesozóicas e sua Relação com os Sistemas Petrolíferos da Bacia do Paraná. In.: SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 3., 2005, Cabo Frio, Rio de Janeiro. **Anais...**, Rio de Janeiro: SBG, 2005, 6 p.

CORREA, T. E. **Geologia e Critérios de Prospecção para Depósitos de Ametistas na Região do Alto Uruguai, RS**. UFRGS, 1995, 140 p. Dissertação (Mestrado). PPGEEM, Escola de Engenharia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1995.

COTTAS, L. R.; GODOY, A. M.; GERALDES, M. C. Novas Considerações Petrográficas e Estratigráficas sobre as Formações Pirambóia e Botucatu da Bacia Sedimentar do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34., 1986. Goiânia. **Boletim n. 1, Resumos e Breves Comunicações...** Curitiba: SBG, 1986, p. 42.

COX, K. G.; BELL, J. D.; PANKHURST, R. J. **The interpretation of igneous rocks**. London, Allen & Unwin Ltd, 450 p., 1981.

COX, K.J. A model for flood basalt volcanism. **Journal of Petrology**, Oxford, v. 21, p. 629-650, 1980.

CPRM. Mapa Gemológico do Estado do Rio Grande do Sul. **Informe de Recursos Minerais. Série Pedras Preciosas**, n. 5, 2000.

CPRM. **Itaimbezinho e Fortaleza – Excursão Virtual aos Aparados da Serra – RS: fácies Várzea do Cedro**. Disponível em: [www.cprm.gov.br/Aparados/ap\\_geol\\_pag09.htm](http://www.cprm.gov.br/Aparados/ap_geol_pag09.htm). Acesso em: 10 nov. 2007.

CREER, K. M.; MILLER, J. A.; SMITH, A. G. Radiometric age of the Serra Geral Formation. **Nature**, London, v. 207, p. 282-283, 1965.

DAVINO, A.; SINELLI, O.; SOUZA, A.; CORREIA, C. T. Diabásios na Região Nordeste da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., 1982. Salvador. **Anais...** São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1982, v. 4, p. 1736-1744.

DAVINO, A.; SINELLI, O.; SOUZA, A. Predominância de Formas Dômicas de Diabásio na Área da "Depressão Periférica" da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo. In:

CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984. Rio de Janeiro. **Anais...** São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1984, v. 4, p. 2549-2562.

DEHIRA, L. K.; MAGALHÃES, F. S.; AZEVEDO, A. A. Análise de Falhas como Contribuição para o Estudo das Paleotensões da Região Sul do Brasil. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 10., 2005. Curitiba. **Boletim de Resumos Expandidos...**, Curitiba: SBG, 2005, p. 552-554.

DE LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRANDCLAUDE, P.; MARCHAL, M. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2-diagrams and major-elements analyses – its relationships with current nomenclature. **Chemical Geology**, Amsterdam, v. 29, p. 183-210, 1980.

DE LA ROCHE, H. Classification et nomenclature des roches ignées: un essai de restauration de la convergence entre systématique quantitative, typologie d'usage et modélisation génétique. **Bulletin de la Société Géologique de France**, Paris, v. 8, t. II, n. 2, p. 337-353, 1986.

DE ROS, L.F.; SOMMER, M. G.; TOMAZELLI, L. J. Moldes de Cristais de Gipsita como Pseudofósseis no Arenito Botucatu, RS. **Pesquisas em Geociências**, Porto Alegre, v. 25, n. 2, p. 21-27, 1998.

DESTRIGNEVILLE, C.; SCHOTT, J.; CARISTAN, Y.; AGRINIER, P. Evidence of an early alteration process driven by magmatic fluid in Mururoa volcano. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 104, p. 119-139, 1991.

DILLER, J.S. Sandstone Dykes. **Bulletin of the Geological Society of America**, New York, v. 1, p. 411-442, 1889.

DONAHOE, R. J.; LIOU, J. G. An experimental study on the process of zeolite formation. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, London, v. 49, p. 2349-2360, 1985.

DONALDSON, C. H. The rates of dissolution of olivine, plagioclase, and quartz in a basalt melt. **Mineralogical Magazine**, London, v. 49, p. 683-693, 1985.

DURAND, S. R.; SEN, G. Preeruption history of the Grande Ronde Formation lavas, Columbia River Basalt Group, American Northwest: Evidence from phenocrysts. **Geology**, Boulder, v. 34, n. 4, p. 293-296, 2004.

DU TOIT, A. L. A geological comparison of South America with South Africa, with a paleontological contribution by F. R. Cowper Reed. Carnegie Institution, Washington, **Publication n. 381**, 157 p., 16 fig., 1927.

DUTROW, B. L.; TRAVIS, B. J.; GABLE, C. W.; HENRY, D. J. Coupled heat and silica transport associated with dike intrusion into sedimentary rock: Effects on isotherm location and permeability evolution. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, London, v. 65, n. 21, p. 3749-3767, 2001.

ENGLERT, L. Bosquejos Mineralógicos e Geológicos. **Egatea**, Escola de Engenharia, Porto Alegre, v. 20, p. 84-89, 1925.

ENGLERT, Luiz. Bosquejos Mineralógicos e Geológicos. **Egatea**, Escola de Engenharia, Porto Alegre, v. 12, n. 2, p. 86-90, 1927.

ERLANK, A. J.; MARSH, J. S.; DUNCAN, A. R.; MILLER, R. McG.; HAWKESWORTH, C. J.; BETTON, P. J.; REX, D. C. Geochemistry and petrogenesis of the Etendeka volcanic rocks from SWA/Namibia. In: ERLANK, A.J. (eds): Petrogenesis of the volcanic rocks of the

Karoo Province. **Geological Society of South Africa Special Publication**, Pretoria, v. 13, 305 f., p.195-246, 1984.

ERNESTO, M.; HIODO, F. Y.; PACCA, I. G. Estudo Paleomagnético de Seqüência de Derrames Basálticos da Formação Serra Geral em Santa Catarina. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 51, n. 2, p. 327-332, 1979.

ERNESTO, M.; PACCA, I. G. Paleomagnetism of the Paraná Basin Flood Volcanics, Southern Brazil. In E. M. Piccirillo; A. J. Melfi (eds): **The Mesozoic flood volcanism of the Paraná basin: petrogenetic and geophysical aspects**. São Paulo, Instituto Astronômico e Geofísico, 1988, p. 1-13.

ERNESTO, M. Reconstrução Paleomagnética e a Relação entre a Província Magmática do Paraná e a Pluma de Tristão da Cunha. In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 2, 2002. Belém, Pará. **Boletim de Resumos e Roteiro de Excursões...**, Belém: Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo Norte, 2002, p. 55.

ERNESTO, M.; MARQUES, L. S.; PICCIRILLOI, E. M.; MOLINA, E. C.; USSAMI, N.; COMIM-CHIARAMONTI, P.; BELLINI, G. Paraná Magmatic Province - Tristan da Cunha plume system: fixed versus mobile plume, petrogenetic considerations and alternative heat sources. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, Amsterdam, v. 118, p. 15-36, 2002.

EWART, A.; MILNER, S. C.; ARMSTRONG, R. A.; DUNCAN, A. R. Etendeka Volcanism of the Goboboseb Mountains and Messum Igneous Complex, Namibia. Part I: Geochemical Evidence of Early Cretaceous Tristan Plume Melts and the Role of Crustal Contamination in the Paraná-Etendeka CFB. **Journal of Petrology**, Oxford, v. 39, n. 2, p. 191-225, 1998.

EWART, A.; MARSH, J. S.; MILNER, S. C.; DUNCAN, A. R.; KAMBER, B. S.; ARMSTRONG, R. A. Petrology and Geochemistry of Early Cretaceous Bimodal Continental Flood Volcanism of the NW Etendeka, Namibia. Part 2: Characteristics and Petrogenesis of the High-Ti Latite and High-Ti and Low-Ti Voluminous Quartz Latite Eruptives. **Journal of Petrology**, Oxford, v. 45, n. 1, p. 107-138, 2004.

FABRE, P.; KAST, Y.; GIROD, M. Estimation of flow duration of basaltic magma in fissures. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, Amsterdam, v. 37, p. 167-186, 1989.

FARINA, S.; VASSOLO, S.; CABRAL, N.; VERA, S.; JARA, S. Caracterización Hidrogeológica e Hidrogeoquímica del Sistema Acuífero Guaraní (SAG) en la Región Oriental del Paraguay al Sur de la Latitud 25°30'. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 13., 2004, Cuiabá. **Anais....** Cuiabá: ABAS, 2004, 1 CD-ROM.

FARJALLAT, J. E. S.; SUGUIO, K. Observações sobre a Zeolitização em Basalto e Arenito, Nioaque, Mato Grosso. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, São Paulo, v. 15, n. 3, p. 51-58, 1966.

FEDOTOV, S. A. Ascent of basic magmas in the crust and the mechanism of basaltic fissure eruptions. **International Geology Reviews**, [s.L.], v. 20, n. 1, p. 33-48, 1978.

FERNANDES, A. C. S.; CARVALHO, I.S.; NETTO, R. G. Icnofósseis de Invertebrados da Formação Botucatu, São Paulo (Brasil). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 62, n. 1, p. 45-49, 1990.

FERNANDES, L. A.; COIMBRA, A. M. Evolução Sedimentar da Parte Oriental da Bacia Bauru (Ks, Brasil). In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 6., 1999, Foz do Iguaçu. **Boletim de Resumos...**, São Paulo: SBG, 1999, p. 76.

FERNANDES, M. A. **Paleoicnologia em Ambientes Desérticos: Análise da Icnocnose de Vertebrados da Pedreira São Bento (Formação Botucatu, Jurássico Superior - Cretáceo Inferior, Bacia do Paraná), Araraquara, SP.** Rio de Janeiro: UFRJ, 2005. 198 p. Tese (Doutorado). Programa de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2005.

FERNANDES, M. A.; CARVALHO, I. S. Pegadas Fósseis da Formação Botucatu (Jurássico Superior - Cretáceo Inferior): O registro de um grande dinossauro Ornithopoda na Bacia do Paraná. In: CARVALHO, I. S.; CASSAB, R. C. T.; SCHWANKE, C.; CARVALHO, M. A.; FERNANDES, A. C. S. F.; RODRIGUES, M. A. C.; CARVALHO, M. S. S.; ARAI, M.; OLIVEIRA, M. E. Q. (eds): **Paleontologia: Cenários de Vida.** Editora Interciência, 2007. v. 1, p. 425-432.

FERNANDEZ, A. N.; LEDESMA, J. J. Criterios Petrograficos de Correlacion en secuencias de Coladas Basálticas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., 1974, Porto Alegre. **Anais...**, Porto Alegre: Sociedade Brasileira de Geologia, 1974. v. 2, p. 139-149.

FERRAZ, J. L.; RÉ, G.; OLIVEIRA, T. C. Caracterização Geomecânica de Litologia Basáltica de Baixa Densidade Ocorrente das Fundações das Estruturas de Concreto da Usina Hidrelétrica de Porto Primavera. In: SIMPÓSIO SUL-AMERICANO DE MECÂNICA DE ROCHAS, 2., 1986, Porto Alegre. **Anais...**, Porto Alegre: ABMS, 1986, v. 2, p. 115-123.

FERREIRA, C. M. Ocorrência de "Pillow Lava" em Vulcanitos da Formação Serra Geral em Araguari, MG. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 3., 1985, Belo Horizonte, **Anais...** Belo Horizonte: SBG, 1995. p. 235-239.

FISCHER, A. C. **Petrografia e geoquímica das fases silicosas dos geodos mineralizados a ametista (Região do Alto Uruguai, RS, Brasil).** Porto Alegre: UFRGS, 2004. 159 p. Tese (Doutorado). Curso de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2004.

FLYNN, L. P.; MOUGINIS-MARK, P. J. Temperature of an active lava channel from spectral measurements, Kilauea Volcano, Hawaii. **Bulletin of Volcanology**, Berlin, v. 56., p. 297-301, 1994.

FODOR, R. W.; MCKEE, E. H. ASMUS, H. E. K-Ar ages and the opening of the South Atlantic ocean: basaltic rocks from brazilian margin. **Marine Geology**, Amsterdam, v. 54, (1983/1984): M1 a M8, 1983.

FODOR, R. V.; VETTER, S. K. Mineral chemistry and petrography of passive-margin basalt Southeastern Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 15, n. 1, p. 36-47, 1985.

FODOR, R. V.; CORWIN, C.; SIAL, A. N. Crustal signatures in the Serra Geral flood basalt province, Southern Brazil: O- and Sr- isotope evidence. **Geology**, Boulder, v. 13, p. 763-765, 1985.

FODOR, R. V. Low and high TiO<sub>2</sub> flood basalts of Southern Brazil: origin from picritic parentage and a common mantle source. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 84, p. 423- 430, 1987.

FODOR, R. V.; MCKEE, E. H.; ROISENBERG, A. Age Distribution of Serra Geral (Paraná) flood basalts, southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, Oxford, v. 2, n. 4, p. 343-349, 1989.

FOULGER, G. R.; NATLAND, J. H.; PRESNALL, D. C.; ANDERSON, D.L.(eds): **Plates, Plumes and Paradigms**. Geological Society of America, Special Volume 388, 881 p., 2005.

FRANCO, R. R. Zeolitas dos basaltos do Brasil meridional (Gênese e Paragênese). **Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo**. São Paulo, n. 150, Mineralogia n. 10, p. 5-69, 1952.

FRANK, H. T.; FORMOSO, M. L. L., DEVOUARD, B.; GOMES, M. E. B. Cavansita em Morro Reuter, Rio Grande do Sul, Brasil. In: SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 3., 2005, Cabo Frio, Rio de Janeiro, Brasil. **Anais...**, Rio de Janeiro, SBG, 2005. p. 231-235.

FRANK, H. T. **Revisão da Ocorrência de Zeolitas e Minerai s Associados em Basaltos e Vulcânicas Associadas em Bacias Intracratônicas**. Porto Alegre: UFRGS, 2005. 128 p. Monografia (Qualificação). Curso de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2005.

FRANK, H. T.; GOMES, M. E. B.; FORMOSO, M. L. L.; GARCIA, G. G. Contaminação de Flúor dos Aquíferos da Bacia do Paraná derivada da Desgaseificação de Intrusivas da Formação Serra Geral: Nova Hipótese. In: ENCONTRO NACIONAL DE PERFURADORES DE POÇOS, 15., SIMPÓSIO DE HIDROGEOLOGIA DO SUL-SUDESTE, 1., 2007, Gramado, **Anais...**, 2007, 1 CD-ROM.

FRANK, H. T.; WAICHEL, B. L.; GOMES, M. E. B.; FORMOSO, M. L. L. Basaltic ring structures in lava flows from the Serra Geral Formation at the Água Vermelha dam (São Paulo, Brazil) as collapse structures. In: SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 4., 2008a. Foz do Iguaçu, Paraná, Brasil. **Anais...** Cascavel, PR: Editora Coluna do Saber, 2008a, 1 CD-ROM.

FRANK, H.T.; GOMES, M.E.B.; FORMOSO, M.L.L. Carbonatos de Mg, Fe e Mn e Outros Minerai s Secundários de um Derrame de Lava Basáltico da Formação Serra Geral (Bacia do Paraná, América do Sul): Descrição e Seqüência de Cristalização. In: SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 4., 2008b. Foz do Iguaçu, Paraná, Brasil. **Anais...** Cascavel, PR: Editora Coluna do Saber, 2008b, 1 CD-ROM.

FRANK, H. T.; SIMAS, M. W.; WAICHEL, B. L.; GOMES, M. E. B.; FORMOSO, M. L. L. Phacolite (chabazite-Ca) from a basaltic lava flow of the Serra Geral Formation (Paraná Basin, South América). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 44., 2008c. Curitiba, Paraná, Brasil. **Anais..** Curitiba: SBG, 2008c.

FRANK, H. T.; GOMES, M. E. B.; FORMOSO, M. L. L. Review to the areal extent and the volume of the Serra Geral Formation - Paraná Basin, South America. **Pesquisas em Geociências**, Porto Alegre. Submetido 1.

FRANK, H. T.; GOMES, M. E. B.; FORMOSO, M. L. L. Petrographical and genetic aspects of the interflow lithotypes of the Serra Geral Formation (Paraná-Etendeka Continental Flood Basalt Province, Paraná Basin, South America). Submetido 2.

FRASCÁ, M. H. B. O. A petrographic index for the alterability evaluation of basaltic rocks. In: INTERNATIONAL IAEG CONGRESS, 8., 1998, Balkema, Rotterdam. **Proceedings....**, IAEG, 1998, p. 2877-2882.

- FREITAS, M. A.; CALDASSO, A. L. S.; DIAS, A. A. Aquifer behaviour on acid volcanic rocks of the Paraná Basin in western Santa Catarina state, Brazil. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., 2000. Rio de Janeiro. **Proceedings...**, 2000, 1 CD-ROM.
- FREITAS, M. A.; DIAS, A. A.; CALDASSO, A. L. S.; VIERO, A. P. O Magmatismo Serra Geral no Oeste de Santa Catarina: uma nova Divisão. In: ENCONTRO SOBRE A ESTRATIGRAFIA DO RIO GRANDE DO SUL: ESCUDO E BACIAS, 1., 2003. ILEA/UFRGS. **Anais ...** Porto Alegre: SBG, 2003. p. 211- 214.
- FRIDRIKSSON, T.; NEUHOFF, P. S.; ARNORSSON, S.; BIRD, D. Geological constraints on the thermodynamic properties of the stilbite-stellerite solid solution in low-grade metabasalts. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, London, v. 65, n. 21, p. 3993–4008, 2001.
- FROMM, M.; SERVVRANCKX, R. Stratospheric Injection of Canadian Forest Fire Emissions on August 4, 1998: A Satellite Image Analysis of the Causal Supercell Convection. **Geophysical Research Abstracts**, Washington, v. 5, p. 13118, 2003.
- FREYBERG, B. v. Observaciones Geologicas en la Region de las Ágatas de la Serra Geral (Rio Grande do Sul, Brasil). **Boletín de la Academia Nacional de Ciências**, Córdoba, Argentina, p. 129-183, 1927.
- FÚLFARO, V. J.; SUGUIO, K. Campos de Diques de Diabásio da Bacia do Paraná. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, São Paulo, v. 16, n. 2, p. 23-39, 1967.
- GALLI, E.; GUALTERI, A.F. Dizenzoite,  $[\text{NaK}_6\text{MgCa}_2(\text{Al}_{13}\text{Si}_{47}\text{O}_{120})\cdot 36\text{H}_2\text{O}]$ , a new zeolite from Massif Central (France): Description and crystal structure. **American Mineralogist**, Washington, v. 93, n. 1, p. 95-102, 2008.
- GARCIA, P. F.; MARINHO, D. A. Aspectos Genéticos das Rochas Ácidas da Formação Serra Geral nas Folhas de Uruguaiana (SH-21) e Porto Alegre (SH-22). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., 1980. São Paulo. **Anais...** São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1980. v. 4, p. 2059-2068.
- GARLAND, F.; HAWKESWORTH, C. J.; MANTOVANI, M. S. M. Description and Petrogenesis of the Paraná Rhyolites, Southern Brazil. **Journal of Petrology**, Oxford, v. 36, n. 5, p. 1193-1227, 1995.
- GARLAND, F.; TURNER, S.; HAWKESWORTH, C. J. Shifts in the source of the Parana basalts through time. **Lithos**, Amsterdam, v. 37, p. 223-243, 1996.
- GEMAEL, C.; FAGGION, P. L. Subsidência na Região de Grandes Barragens. **Revista Brasileira de Geofísica**, São Paulo, v. 14, n. 3, p. 281-285, 1996.
- GIANNINI, P. C. F.; SAWAKUCHI, A. O.; FERNANDES, L. A.; DONATTI, L. M. Paleoventos e Paleocorrentes subaquosas do Sistema Depositional Pirambóia nos Estados de São Paulo e Paraná, Bacia do Paraná: Estudo Baseado em Análise Estatística de Dados Azimutais. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 34, n. 2, p. 282-292, 2004.
- GILG, H. A.; MORTEANI, G.; KOSTITSYN, Y.; PREINFALK, C.; GATTER, I.; STRIEDER, A. J. Genesis of amethyst geodes in basaltic rocks of the Serra Geral Formation (Ametista do Sul, Rio Grande do Sul, Brazil): a fluid inclusion, REE, oxygen, carbon and Sr isotope study on basalt, quartz, and calcite. **Mineralium Deposita**, Berlin, v. 38, p. 1009-1025, 2003.
- GIBSON, S. A.; THOMPSON, R. N.; LEONARDOS, O. H.; DICKIN, A. P.; MITCHELL, J. G. The limited extent of plume-lithosphere interactions during continental flood-basalt

genesis: geochemical evidence from Cretaceous magmatism in southern Brazil. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, Berlin, v. 137, p. 147-169, 1999.

GISLASON, S. R.; EUGSTER, H. P. Meteoric water-basalt interactions. I: A laboratory study. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, London, v. 51, p. 2827-2840, 1987a.

GISLASON, S. R.; EUGSTER, H. P. Meteoric water-basalt interactions. II: A field study in N.E. Iceland. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, London, v. 51, p. 2841-2855, 1987b.

GOENS, D. W.; ANDREWS, P. L. Weather and Fire Behavior Factors Related to the 1990 Dude Fire Near Payson, AZ. In: SYMPOSIUM ON FIRE AND FOREST METEOROLOGY, 2., 11-16 Jan 1998, Phoenix AZ. **Proceedings...** AMS, 1998. p. 153-158.

GOFF, F. Vesicle cylinders in vapor-differentiated basalt flows. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, Amsterdam, v. 71, p. 167-185, 1996.

GOLDBERG, K.; GARCIA, A. J. V. Paleobiogeography of the Bauru Group, a dinosaur-bearing Cretaceous unit, northeastern Paraná Basin, Brazil. **Cretaceous Research**, London, v. 21, p. 241-254, 2000.

GOMBOSSY, Z. M.; CARVALHO, C. J. Usina Hidrelétrica de Miranda: Instrumentação do Canal de Adução antes, durante e após a formação do reservatório. In: SEMINÁRIO NACIONAL DE GRANDES BARRAGENS, 23., 1999, Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte: CBGB, 1999. v. 1, p. 83-95.

GOMES, J. B. P. Algumas Observações Sobre as Intrusões de Diabásio na Bacia Sedimentar do Paraná. **Boletim Técnico da Petrobrás**, Rio de Janeiro, Ano 2, n. 2, p. 5-12, Out. 1959.

GOMES, M. E. B. **Mecanismos de resfriamento, estruturação e processos pós-magmáticos em basaltos da Bacia do Paraná - Região de Frederico Westphalen (RS), Brasil**. Porto Alegre: UFRGS, 1996. 219 p. Tese (Doutorado). Curso de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1996.

GOMES, M. E. B.; FRANK, H. T.; FORMOSO, M. L. L. Physical Volcanology applied to the Amethyst Mining District of Alto Uruguai (Rio Grande do Sul, Brazil). In: SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 4., 2008. Foz do Iguaçu, Paraná, Brasil. **Anais...** Cascavel, PR: Editora Coluna do Saber, 2008b, 1 CD-ROM.

GOMES, R. L.; RODRIGUES, J. E. Reconhecimento dos Diferentes Tipos de Derrames Basálticos Segundo a Compartimentação Entablamento-Colunata em Algumas Pedreiras no Estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA, 9., 1999, São Paulo. **Anais...**, São Paulo: ABGE, 1 CD-ROM, 1999.

GORDON JR, M. Classification of the Gondwanic Rocks of Paraná, Santa Catarina and Rio Grande do Sul. Departamento Nacional da Produção Mineral, Divisão de Geologia e Mineralogia. **Notas Preliminares e Estudos**. Rio de Janeiro, n. 38a, 1946.

GOTTARDI, G.; GALLI, E. **Natural Zeolites**. Springer-Verlag, Berlin, 409 p., 1985.

GOTTARDI, G. The Crystal Chemistry of Natural Zeolites. **Pure & Applied Chemistry**, Oxford, v. 58, n. 10, p. 1343-1349, 1986.

GOTTARDI, G. The genesis of zeolites. **European Journal of Mineralogy**, Stuttgart, v. 1, p. 479-487, 1989.

GRAETSCH, H.; FLÖRKE, O.W.; MIEHE, G. The nature of water in chalcedony and opal-C from Brazilian agate geodes. **Physics and Chemistry of Minerals**, New York, v. 12, n. 5, p. 300-306, 1985.

GRAHAM, I. T.; POGSON, R. E., COLCHESTER, D. M.; BAINES, A. Zeolite crystal habits, compositions and paragenesis; Blackhead Quarry, Dunedin, New Zealand. **Mineralogical Magazine**, London, v. 67, n. 4, p. 625-637, 2003.

GUIDICINI, G.; CAMPOS, J. O. Notas sobre a Morfogênese dos Derrames Basálticos. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, São Paulo, v. 17, n. 1., p. 15-28, 1968.

GUIDICINI, G.; USSAMI, A. Controle de Subpressão nas Fundações da Barragem de Jupiaá – Rio Paraná. In: SEMANA PAULISTA DE GEOLOGIA APLICADA, 1., 1969, São Paulo, **Anais...**, São Paulo: Associação Paulista de Geologia Aplicada, 1969. V. 2, 26 p.

GUIDICINI, G. “Derrames Secundários” em Basaltos. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, São Paulo, v. 19, n. 1, p. 91-93, 1970.

GUIDICINI, G. Juntas Horizontais de Grande Continuidade em Derrames Basálticos da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2., 1979, Rio Claro, São Paulo. **Atas...** Rio Claro, SBG, 1979. V. 2, p. 13-21.

GUIDICINI, G. Fenômenos de Autointrusão em Derrames Basálticos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., 1982, Salvador, Bahia. **Anais...**, Rio de Janeiro: SBG, 1982. V. 2, p. 415-425.

GUIDICINI, G.; SIGNER, S.; CRUZ, P. T. Uma Forma de Análise da Eficiência de Cortinas de Injeção: O Caso da Barragem de Itaúba. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA, 3., 1981, Itapema, Santa Catarina. **Anais...** São Paulo: ABGE, 1987. V. 2, p. 225-234.

GUILBAUD, M. N.; SELF, S.; THORDARSON, T.; BLAKE, S. Morphology, surface structures, and emplacement of lavas produced by Laki, A.D. 1783-1784. In: MANGA, M.; VENTURA, G. (eds): **Kinematics and dynamics of lava flows**. Geological Society of America Special Paper, 396, 2005. P. 81-102.

GUIMARÃES, D. A província magmática do Brasil Meridional. **Serviço Geológico Mineiro Brasileiro**, Rio de Janeiro, v. 64, p. 1-70, 1933.

GUIMARÃES, D. Contribuição à Gênese dos Magmas Tholeiíticos. **Boletim do Instituto Tecnológico de Minas Gerais**, Belo Horizonte, 1946.

GUIMARÃES, D. O Novo Método de Determinação de Idade Absoluta. Departamento Nacional da Produção Mineral, **Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia**, Rio de Janeiro, v. 240, p. 5-18, 1967.

GUNTER, W. D.; BACHU, S.; BENSON, S. The role of hydrogeological and geochemical trapping in sedimentary basins for secure geological storage of carbon dioxide. In: BAINES, S.J.; WORDEN, R.H. (eds): **Geological Storage of Carbon Dioxide**. Geological Society, London, Special Publications, v. 233, 2004. P. 129-145.

HABERLEHNER, H. Aspectos Geológicos e Geotécnicos das Fundações das Barragens em Jurumirim, Xavantes e Salto Grande no Vale do Rio Paranapanema. . In: SIMPÓSIO SOBRE A GEOTECNIA DO ALTO PARANÁ, 1983, **Anais...** São Paulo: ABMS-ABGE-CBMR, 1983. V. II-B, p. 143-158.



- HALLAM, A. Continental Humid and Arid Zones During the Jurassic and Cretaceous. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, v. 47, p. 195-223, 1984.
- HALLAM, A. A review of Mesozoic climates. **Journal of the Geological Society of London**, London, v. 142, p. 433-445, 1985.
- HANEBERG, W. C. Steady state groundwater flow across idealized faults. **Water Resources Research**, Washington, v. 31, n. 7, p. 1815-1820, 1995.
- HARRY, D. L.; SAWYER, D. S. Basaltic volcanism, mantle plumes and the mechanics of rifting: The Paraná flood basalt province of South America. **Geology**, Boulder, v. 20, p. 207-210, 1992.
- HAUSMAN, A. Comportamento do freático nas áreas basálticas do Rio Grande do Sul. **Boletim Paranaense de Geografia**, Curitiba, n. 18-20, p. 177-214, 1966.
- HAWKESWORTH, C.J.; GALLAGHER, K.; KELLEY, M.; MANTOVANI, M.S.; PEATE, D.W.; REGELOUS, M.; ROGERS, N.W. Paraná magmatism and the opening of the South Atlantic. In: Magmatism and the causes of continental break-up. **Geological Society Special Publications**, [s.L.], p. 221-240, 1992.
- HEANEY, P. J. Structure and Chemistry of the Low-Pressure Silica Polymorphs. In: **REVIEWS IN MINERALOGY AND GEOCHEMISTRY**, Mineralogical Society of America, 1994. P. 1-40.
- HEEMANN, R. **Geologia, controles e guias prospectivos para depósitos de ágata na região de Salto do Jacuí**. Porto Alegre, UFRGS, 1997, 107 p. Dissertação (Mestrado), Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Minas, Metalurgia e dos Materiais, Escola de Engenharia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1997.
- HEEMANN, R. **Modelagem Estrutural e Tridimensional para a Prospecção e Avaliação dos Depósitos de Ágata do Distrito Mineiro de Salto do Jacuí (RS)**. Porto Alegre, UFRGS, 2005, 150 p. Tese (Doutorado). Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Minas, Metalurgia e dos Materiais, Escola de Engenharia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2005.
- HILL, R. I. Starting plumes and continental break-up. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 104, p. 398-416, 1991.
- HODGES, C. A. Basaltic ring structures of the Columbia Plateau. **Geological Society of America Bulletin**, New York, v. 89, p. 1281-1289, 1978.
- HÖLLER, H. Untersuchungen über die Bildung von Analcim aus natürlichen Silikaten. **Contributions of Mineralogy and Petrology**, Berlin, v. 27, p. 80-94, 1970.
- HOLZ, M.; BARBIERI JUNIOR, I. L. **Relatório da Pesquisa Geológica para Ágata efetuada em Salto do Jacuí, Rio Grande do Sul: Metodologia de Campo, Trabalhos de Laboratório, Cubagem e Exequibilidade Econômica da Jazida**. Inédito, 1986.
- HOLZ, M.; KÜCHLE, J. A Formação Rio Bonito no Sul da Bacia do Paraná – Uma discussão “Heterodoxa” de Litoestratigrafia versus Estratigrafia de Seqüências. In: ENCONTRO SOBRE A ESTRATIGRAFIA DO RIO GRANDE DO SUL: ESCUDO E BACIAS, 1., 2003. Porto Alegre. **Anais...**, Porto Alegre, SBG, 2003. P. 151-157.
- HON, K.; KAUAHIKAU, J. The Importance of Inflation in Formation of Pahoehoe Sheet Flows. In: FALL MEETING, 1991. **EOS Transactions**, American Geophysical Union. Washington, 1991. V. 72, n. 44, p. 557.

- HON, K.; KAUAHIKAUA, J.; DENLINGER, R.; MACKAY, K. Emplacement and inflation of pahoehoe sheet flows: observations and measurements of active lava flows on Kilauea Volcano, Hawaii. **Geological Society of America Bulletin**, New York, v. 106, p. 351-370, 1994.
- HOOPER, P. R.; KLECK, W. D.; KNOWLES, C. R.; REIDEL, S. P.; THIESSEN, R. L. Innaha Basalt, Columbia River Basalt Group. **Journal of Petrology**, Oxford, v. 25, n. 2, p. 473-500, 1984.
- HOOPER, P. R. Flood Basalt Provinces. In: SIGURDSSON, H.; HOUGHTON, B.F.; MCNUTT, S. R.; RYMER H.; STIX, J. (eds): **Encyclopedia of Volcanoes**. Academic Press, San Diego. p. 345-359, 2000.
- HORSTHEMKE, E. Fazies der Karoosedimente in der Huab-Region, Damaraland, NW-Namibia. **Göttinger Arbeiten zur Geologie und Paläontologie**, Göttingen, n. 55, 102 p., 1992.
- HUENE, F. von; STAHLCKER, R. Observações Geológicas no Rio Grande do Sul. Tradução de Romeu Beltrão e Marcelino Neumaier. Notas de Romeu Beltrão. Universidade Federal de Santa Maria, **Boletim do Instituto de Ciências Naturais**, Santa Maria, n. 3, p. 3-102, 1968.
- INFANTI, N.; TASSI, P. A.; MAZZUTTI, R.; PILLER, M.; MAFRA, J. M. Q. Tensões Residuais nas Obras Subterrâneas da UHE Itá. In: **SEMINÁRIO NACIONAL DE GRANDES BARRAGENS**, 23., 1999, Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte: CBGB, 1999. V. 2, p. 417-426.
- ITAIPU BINACIONAL. **Itaipu: Hydroelectric Project - Engineering Features**. Curitiba, PR, 1994.
- JAMVEIT, B.; SVENSEN, H.; PODLADCHIKOV, Y.; PLANKE, S. Hydrothermal vent complexes associated with sill intrusions in sedimentary basins. In: BREITKREUZ, C.; PETFORD, N. (eds): **Physical Geology of High-Level Magmatic Systems**. Geological Society of London Special Publication, London, v. 234, p. 233-241, 2004.
- JEFFERIS, R. G.; VOIGHT, B. Fracture Analysis near the Mid-Ocean Plate Boundary, Reykjavik-Hvalfjörður Area, Iceland. **Tectonophysics**, Amsterdam, v. 76, p. 171-236, 1981.
- JENKS, W. F. (ed): Handbook of South American Geology. An Explanation of the Geologic Map of South America. **Memoir of the Geological Society of America**, New York, n. 65, 1956.
- JERRAM, D. A.; MOUNTNEY, N.; STOLLHOFEN, H. Early Evolution of the Paraná-Etendeka Flood Basalt Province: Inferences from the Huab Basin, NW Namibia. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., 2000. Rio de Janeiro. **Anais...** 2000a, 1 CD-ROM.
- JERRAM, D. A.; MOUNTNEY, N. P.; HOWELL, J. A.; LONG, D.; STOLLHOFEN, H. Death of a sand sea: an active eolian erg systematically buried by the Etendeka flood basalts of NW Namibia. **Journal of the Geological Society**, London, v. 157, p. 513-516, 2000b.
- JERRAM, D. A.; STOLLHOFEN, H. Lava-sediment interaction in desert settings; are all peperite like textures the result of magma-water interaction ? In: SKILLING, I. P.; WHITE, D. L.; MCPHIE, J. (eds): Peperite: Processes and Products of Magma-Sediment Mingling. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, Amsterdam, v. 114, p. 231-249, 2002.

JOLLY, R. J. H.; LONERGAN, L. Mechanisms and controls on the formation of sand intrusions. **Journal of the Geological Society**, London, v. 159, p. 605-617, 2002.

JONES, J. G.; NELSON, P. H. H. The flow of basalt lava from air into water - its structural expression and stratigraphic significance. **Geological Magazine**, London, v. 107, n. 1, p. 13-21, 1970.

JØRGENSEN, O. The regional distribution of zeolites in the basalts of the Faroe Islands and the significance of zeolites as palaeotemperature indicators. **Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin**, Copenhagen, n. 9, p. 123-156, 2006.

JOST, H. (org). **Texto Explicativo dos Mapas Geológico e de Recursos Minerais do Sudoeste do Estado do Paraná**. MME-CPRM/Governo do Paraná-Mineropar, 2006.

JUCHEM, P. L. 1999. **Mineralogia, geologia e gênese dos depósitos de ametista da região do Alto Uruguai, Rio Grande do Sul**. São Paulo, USP, 1999. 219 p. Tese (Doutorado). Curso de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1999.

JUCHEM, P. L.; FALLICK, A. E.; BETTENCOURT, J. S.; SVISERO, D. P. Geoquímica Isotópica de Oxigênio em Geodos Mineralizados a Ametista da Região do Alto Uruguai, RS – Um Estudo Preliminar. In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 1., Gramado, RS, Brasil, **Boletim de Resumos...**, Porto Alegre: SBG, 1999. P. 21.

KAJI, N. Geologia da Barragem de Promissão, Rio Tietê, Estado de São Paulo. In: SEMANA PAULISTA DE GEOLOGIA APLICADA, 1., 1969, São Paulo. **Anais...** São Paulo, Associação Paulista de Geologia Aplicada, 1969. V. 3, p. III-1 a III-24.

KATOO, Y. **Conchostráceos Mesozóicos do Sul do Brasil: contribuição à estratigrafia das Formações Santa Maria e Botucatu**. Porto Alegre: UFRGS, 1971. 87 p. Dissertação (Mestrado) – Curso de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1971.

KAUFMANN, G.; DREYBRODT, W. Calcite dissolution kinetics in the system  $\text{CaCO}_3\text{-H}_2\text{O-CO}_2$  at high undersaturation. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, London, v. 71, n. 6, p. 1398-1410, 2007.

KELLY, J. L.; FU, B.; KITA, N. T.; VALLEY, J. W. Optically continuous silcrete quartz cements of the St. Peter Sandstone: High precision oxygen isotope analysis by ion microprobe. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, London, v. 71, p. 3812-3832, 2007.

KERN, M.; PACHECO, R.; ENGELKE, V.; FRANCO, N.; BLANCO, M.; KALKREUTH, W. Estudo e Caracterização Palinológica, Petrológica e Geoquímica Orgânica das Duas Principais Sequências de Rochas Geradoras da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE P&D EM PETRÓLEO E GÁS, 3., 2005, Salvador, Bahia. **Anais...**, 1 CD-ROM, 6p., 2005

KERR, A. C.; KEMPTON, P. D.; THOMPSON, R. N. Crustal assimilation during turbulent magma ascent (ATA); new isotopic evidence from the Mull Tertiary lava succession, N.W. Scotland. **Contributions of Mineralogy and Petrology**, Berlin, v. 119, p. 142-154, 1995.

KESZTHELYI, L. Calculated effect of vesicles on the thermal properties of cooling basaltic lava flows. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, Amsterdam, v. 63, p. 257-266, 1994.

- KESZTHELYI, L.; SELF, S.; THORDARSON, T. Flood lavas on Earth, Io and Mars. **Journal of the Geological Society**, London, v. 163, p. 253-264, 2006.
- KIRSTEIN, L. A.; KELLEY, S.; HAWKESWORTH, C.; TURNER, S.; MANTOVANI, M.; WIJBRANS, J. Protracted felsic magmatic activity associated with the opening of the South Atlantic. **Journal of the Geological Society**, London, v. 158, p. 583-592, 2001.
- KITAGAWA, H.; KOBAYASHI, K.; MAKISHIMA, A.; NAKAMURA, E. Multiple pulses of the mantle plume: Evidence from Tertiary Icelandic lavas. **Journal of Petrology**, Oxford, v. 49, n. 7, p. 1365-1396, 2008.
- KITAHARA, S.M. Condicionantes Geológico-Geotécnicos da UHE Canoas I. Comitê Brasileiro de Barragens, **Revista Brasileira de Engenharia**, Rio de Janeiro, p. 43-56, 2005.
- KONTAK, D. J. On the edge of CAMP: Geology and volcanology of the Jurassic North Mountain Basalt, Nova Scotia. **Lithos**, Amsterdam, v. 101, p. 74-101, 2008.
- KRISTMANNSDÓTTIR, H.; TÓMASSON, J. Zeolithe Zones in geothermal areas in Iceland. In: SAND, L. B.; MUMPTON, F. A. (eds): **Natural Zeolites: occurrence, properties, use**. Pergamon, Oxford, p. 277-284, 1978.
- LANDMESSER, M. Das Problem der Achatgenese. **Mitteilungen der Pollichia**, [s.L.], v. 72, p. 5-137, 1984.
- LANDMESSER, M. Transport- und Akkumulationsmechanismen des SiO<sub>2</sub> in petrologischen Systemen: Achate. **Zeitschrift der Deutschen Gemmologischen Gesellschaft**, Idar-Oberstein, v. 36, n. 3/4, p. 104-119, 1988.
- LANDMESSER, M. Mobility by metastability: silica transport and accumulation at low temperatures. **Chemie der Erde**, Jena, v. 55, p. 149-176, 1995.
- LANDMESSER, M. "Mobility by Metastability" in Sedimentary and Agate Petrology: Applications. **Chemie der Erde**, Jena, v. 58, p.1-22, 1998.
- LANDSBERG, H. E. (ed): **World-Survey of Climatology**. Elsevier Pub. Co. Amsterdam-London-N. York. 266 p., 2 vol., 1969.
- LASTORIA, G.; GASTMANS, D.; CHANG, H. K.; SINELLI, O.; HUTCHEON, I. Evidências da Conectividade Hidráulica entre os Sistemas Aquíferos Serra Geral e Guarani no Estado de Mato Grosso do Sul e Aspectos Ambientais Correlacionados. In: ENCONTRO NACIONAL DE PERFURADORES DE POÇOS, 15., SIMPÓSIO DE HIDROGEOLOGIA DO SUL-SUDESTE, 1., 2007, Gramado, Rio Grande do Sul, Brasil, **Anais...**, 2007. 1 CD-ROM.
- LE BAS, M. J.; LE MAITRE, R. W. STRECKEISEN, A.; ZANETTIN, B.. A Chemical Classification of Volcanic Rocks based on the total Alkali-Silica Diagram. **Journal of Petrology**, Oxford, v. 27, n. 3, p. 745-750, 1986.
- LE BAS, M. J.; STRECKEISEN, A. The IUGS systematics of igneous rocks. **Journal of the Geological Society**, London, v. 148, p. 825-833, 1991.
- LEDENDECKER, S. Stratigraphie der Karosedimente der Huabregion (NW-Namibia) und deren Korrelation mit zeitäquivalenten Sedimenten des Paranábeckens (Südamerika) und des Grossen Karoobeckens (Südafrika), unter besondere Berücksichtigung der überregionalen geodynamischen und klimatischen Entwicklung Westgondwanas. **Göttinger Arbeiten zur Geologie und Paläontologie**, Göttingen, n. 54, 87 p., 1992.

LEINZ, V. A silicificação nos sedimentos gondwânicos no sul do Brasil e sua origem. Ministério da Agricultura, Departamento Nacional de Produção Mineral, Serviço de Fomento da Produção Mineral, **Publicação Especial**, Rio de Janeiro, 39 p., 1938.

LEINZ, V. Contribuição à geologia dos derrames basálticos do Sul do Brasil. **Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo**, São Paulo, v. 103, (Geol. 5), p. 1-61, 1949.

LEINZ, V.; BARTORELLI, A.; SADOWSKI, G. R.; ISOTTA, C. A. L. Sobre o comportamento espacial do trapp basáltico da Bacia do Paraná. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, São Paulo, v. 15, n. 4, p. 79-91, 1966.

LEINZ, V.; BARTORELLI, A.; ISOTTA, C. A. L. Contribuição ao Estudo do Magmatismo Basáltico Mesozóico da Bacia do Paraná. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 40, (Suplemento), p. 167-181, 1968.

LEONARDI, G. Abundante Icnofauna (Vertebrados e Invertebrados) na Formação Botucatu s.s. em Araraquara, São Paulo. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 51, n. 2, p. 360-361, 1979.

LEONARDI, G. On the discovery of an Abundant Ichno-Fauna (Vertebrates and Invertebrates) in the Botucatu Formation s.s. in Araraquara, São Paulo, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 52, n. 3, 1980.

LEONARDI, G., GODOY, L. D. Novas pistas de tetrápodes da Formação Botucatu no Estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., 1980. Camboriú, **Anais ...**, Camboriú: SBG, 1980. V. 5, p. 3080 - 3089.

LEONARDI, G. Novo Icnogênero de Tetrápode Mesozóico da Formação Botucatu, Araraquara, SP. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 53, n. 4, p. 793-805, 1981.

LEONARDI, G. Rastros de um mundo perdido. **Ciência Hoje**, Rio de Janeiro, v. 2, n. 15, p. 48-60, 1984.

LEONARDI, G.; SARJEANT, W. A. S. Footprints representing a new mesozoic vertebrate fauna from Brazil. **Modern Geology**, London, v. 10, p. 73-84, 1986.

LEONARDI, G.; OLIVEIRA, F. H. A revision of the Triassic and Jurassic Tetrapod Footprints of Argentina and a new approach on the age and meaning of the Botucatu Formation Footprints (Brazil). **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 20, p. 216-229, 1990.

LEONARDI, G.; CARVALHO, I.S. Jazigo Icnofossilífero do Ouro - Araraquara (SP). In: Schobbenhaus, C.; Campos, D.A.; Queiroz, E.T.; Winge, M.; Berbert-Born, M. (Edit.) **Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil**. Publicado na Internet no endereço <http://www.unb.br/ig/sigep/sitio079/sitio079.htm>. 1999.

LEONARDI, G.; CARVALHO, I. S.; FERNANDES, M. A. The Desert Ichnofauna from Botucatu Formation (Upper Jurassic - Lower Cretaceous), Brazil. In: CARVALHO, I. S.; CASSAB, R. C. T.; SCHWANKE, C.; CARVALHO, M. A.; FERNANDES, A. C. S. F.; RODRIGUES, M. A. C.; CARVALHO, M. S. S.; ARAI, M.; OLIVEIRA, M. E. Q. (eds): **Paleontologia: Cenários de Vida**. Editora Interciência, v. 1, p. 379-391, 2007.

LIEBER, W. Zeolith-Vorkommen in Süd-Brasilien. **Der Aufschluss**, Heidelberg, Ano 16, n. 2, p. 29-35, 1965.

LIGHTFOOT, P. C.; KEAYS, R. R. Siderophile and Chalcophile Metal Variations in Flood Basalts from the Siberian Trap, Noril'sk Region: Implications for the Origin of the Ni-Cu-PGE Sulfide Ores. **Economic Geology**, Lancaster, v. 100, n. 3, p. 439- 462, 2005.

LIND, A.; KJÖLLERSTROM, A.; SOLYOM, Z. Strong, localized country-rock contamination and partial homogenization of a mafic magma: An example from west central Sweden. **Lithos**, Amsterdam, v. 86, p. 212-228, 2006.

LIU, J. G.; DE CAPITANI, C.; FREY, M. Zeolite equilibria in the system  $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$  -  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$  -  $\text{SiO}_2$  -  $\text{H}_2\text{O}$ . **New Zealand Journal of Geology and Geophysics**, Wellington, v. 34, p. 293-301, 1991.

LOGAN, J. M. The Influence of Fault Zones on Crustal-Scale Fluid Transport. **AAPG Bulletin**, Tulsa, v. 75, n. 3, p. 623, 1991.

LONG, J. S.; VINCI, A. The Rio Paraná Project - A progress report and discussion of engineering geology aspects for this 10.000 MW hydroelectric project, one of the world's largest. In: INTERNATIONAL CONGRESS OF THE INTERNATIONAL ASSOCIATION OF ENGINEERING GEOLOGY, 2., São Paulo. **Proceedings...** São Paulo, v. 2, p. VI-2.1-VI-2.8, 1974.

LOPES, R. P.; SANTO, E. L.; RICKEN, C.; VICENTE, R.; BERTINI, R. J. Ocorrências inéditas de Icnofósseis Dinossaurianos na Formação Botucatu, no Extremo-Sul do Estado de Santa Catarina. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA DE VERTEBRADOS, 4., 2004. Rio Claro, São Paulo. **Boletim de Resumos...**, UNESP, 2004. P. 39-40, 2004.

LÓPEZ, D.L.; SMITH, L. Fluid flow in fault zones: Analysis of the interplay of convective circulation and topographically driven groundwater flow. **Water Resources Research**, Washington, v. 31, n. 6, p. 1489-1503, 1995.

LUCHETTI, A. C. F.; MACHADO, F. B.; NARDY, A. J. R.; SQUISATO, E.; OLIVEIRA, M. A. F. Litoestratigrafia e Litogeoquímica das Rochas Vulcânicas Ácidas Associadas ao Vulcanismo Serra Geral. In: SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 3., 2005, Cabo Frio, Rio de Janeiro, Brasil. **Anais...**, São Paulo: SBG, 2005. P. 277-282.

LUDWIG, N. G.; CORREIA, P. C. F.; MARQUES FILHO, P. L. A Experiência de Salto Santiago no Tratamento de Fundações e Execução de Túneis em Áreas Tectonizadas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA, 2., 1978, São Paulo. **Anais...**, São Paulo: ABGE, 1978a. V. 2, p. 149-169.

LUDWIG, N. G.; CORREIA, P. C. F.; MARQUES FILHO, P. L. Obras Hidrelétricas em Regiões de Falha: A Experiência de Salto Santiago. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA, 2., 1978, São Paulo, **Anais...**, São Paulo: ABGE, 1978b. V. 2, p. 185-196.

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

MAACK, K. Die Entwicklung der Gondwana-Schichten Suedbrasiliens und ihre Beziehungen zur Karroo-Formation Suedafrikas. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS OF ALGIERS, 19., 1952, Algier. **Table de Matières...**, Algier: Geological Society of Algiers-IUGS, 1952. V. 19, p. 339-372 (Symposium sur les Séries de Gondwana).

MACHADO, F. B. **Reologia e Possíveis Zonas de Efusão do Magmatismo Ácido Cretáceo da Bacia do Paraná**. Rio Claro: UNESP, 2003, 27 p. Trabalho de Graduação. Curso de Geociências e Ciências Exatas – UNESP, campus Rio Claro, 2003.

MACHADO, F. B.; NARDY, A. J. R.; MELO, R. P.; OLIVEIRA, M. A. F.; SQUISATO, E. As Rochas Intrusivas da Formação Serra Geral na Porção Leste da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo: Aspectos Petrográficos e Geoquímicos - Resultados Preliminares. **Geociências**, São Paulo, v. 24, n. 1, p. 5-17, 2005.

MACHADO, J. L. F.; FREITAS, M. A.; CAYE, B. R. Evolução Hidrogeoquímica dos Aquíferos no Oeste Catarinense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 12., 2002, Florianópolis. **Anais...** Florianópolis: ABAS, 2002. 1 CD-ROM.

MACHADO, J. L. F., 2005. **Compartimentação e Arcabouço Hidroestratigráfico do Sistema Aquífero Guarani no Rio Grande do Sul**. São Leopoldo: UNISINOS, 2005. Tese (Doutorado). Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade do Vale do Rio dos Sinos, São Leopoldo, 2005.

MAFFEI, F. J. As Águas Minerais de São Pedro. **Boletim do Instituto de Pesquisas Tecnológicas**, São Paulo, n. 26, p. 09-37, 1940.

MAFRA, J. M. Q.; ARAÚJO, L. G. O Estado de Tensões Virgens no Maciço Rochoso da UHE Itá. **Solos e Rochas**, São Paulo, v. 26, n. 2, p. 97-113, 2003.

MANGAN, M. T.; CASHMAN, K. V. & NEWMAN, S. Vesiculation of basaltic magma during eruption. **Geology**, Boulder, v. 21, p. 157-160, 1993.

MANO, V. G. T.; PALAZZO NETO, P. Tratamento da Fundação da Barragem de Enrocamento Usina Nova Avanhandava – Rio Tietê – SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA, 3., 1981, Itapema, Santa Catarina. **Anais...** São Paulo: ABGE, 1987. V. 2, p. 33-45.

MANO, V. G. T. **Estudos Geológicos e Geotécnicos das Descontinuidades Rochosas, "Pillow-Lavas" e Paleocanal nos Basaltos de Fundação da Barragem de Nova Avanhandava, Rio Tietê (SP)**. São Paulo: USP, 1987, 96 p. Dissertação (Mestrado em Geociências), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1987.

MANTOVANI, M. S.; MARQUES, L. S.; SOUZA, M. A. DE; ATALLA, L. T.; CIVETTA, L.; INNOCENT, F. Trace element and Sr isotope constraints on the origin and evolution of the Paraná continental flood basalts of Santa Catarina State (Southern Brazil). **Journal of Petrology**; Chicago, v. 26, p. 187 – 209, 1985a.

MANTOVANI, M. S.; CORDANI, U. G.; ROISENBERG, A. Geoquímica isotópica em vulcânicas ácidas da Bacia do Paraná e implicações genéticas associadas. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 15, p. 61-65, 1985b.

MANTOVANI, M. S. M.; PEATE, D. W.; HAWKESWORTH, C. J. Geochemical stratigraphy of Paraná Continental Flood Basalts: a Contribution from Borehole Samples. In: PICCIRILLO, E. M.; MELFI, A. J.(eds.): **The Mesozoic flood volcanism of the Paraná basin: petrogenetic and geophysical aspects**. São Paulo, Instituto Astronômico e Geofísico, 1988. P. 1-13.

MANTOVANI, M. S. M.; HAWKESWORTH, C. J. An inversion approach to assimilation and fractional crystallisation process. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, Berlin, v. 105, p. 289-302, 1990.

MANTOVANI, M. S. M.; STEWART, K.; TURNER, S.; HAWKESWORTH, C. J. Duration of Paraná magmatism and implications for the evolution and sources regions of continental flood basalts. In: SYMPOSIUM ON THE PHYSICS AND THE CHEMISTRY OF THE UPPER MANTLE, 1995, São Paulo. Proceedings... **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 67, supl. 2, p. 163-170, 1995.

MARINI, O. J.; FUCK, R. A.; TREIN, E. Intrusivas Básicas Jurássico-Cretáceas do Paraná. **Boletim Paranense de Geociências**, Curitiba, n. 26, p. 73-74, 1978.

MARQUES FILHO, P. L.; LEVIS, P. Aspectos Geológicos de Barragens de Enrocamento com Face de Concreto. A Experiência de Foz do Areia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA, 2., 1978, São Paulo, **Anais...**, São Paulo: ABGE, 1978. V. 1, p. 105-117.

MARQUES FILHO, P. L.; CORREIA, P. C.; LEVIS, P.; ANDRADE, C. A. V. Características Usuais e Aspectos Peculiares do Manto de Alteração e Transição Solo-Rocha em Basaltos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA, 3., 1981, Itapema, Santa Catarina. **Anais...**, São Paulo: ABGE, 1981. V. 2, p. 53-72.

MARQUES, J. D.; MAGALHÃES, F. S.; SERRA JÚNIOR, E. Análise das Feições Estruturais do Maciço Rochoso nas Fundações da Barragem de Porto Primavera. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA, 5., 1987, São Paulo. **Anais...** São Paulo: ABGE, 1987a. V. 1, p. 197-209.

MARQUES, J. D.; ARAÚJO, J. S.; OLIVEIRA, C. A.; MARANESI, D. A. Considerações Genéticas sobre o Basalto Pouco Denso de Porto Primavera. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA, 5., 1987, São Paulo. **Anais...** São Paulo: ABGE, 1987b. V. 1, p. 379-390.

MARQUES, J. C.; WILDNER, W.; CHEMALE JR, F.; BRITO, R. S. C.; FRANTZ, J. C.; ROST, M. C. Basaltic sills from southern Paraná magmatic province, Morungava region, Brazil - potential site for Ni-Cu-PGE mineralization. In: BRAZILIAN SYMPOSIUM ON METALLOGENY, 1., 2005, Gramado, RS. **Anais...**, Porto Alegre, 2005. 1 CD-ROM.

MARQUES, L.S. As Fontes do Manto Envolvidas na Gênese das Rochas Basálticas da Província Magmática do Paraná: Implicações Geodinâmicas. In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 2., 2002. Belém, Pará. **Boletim de Resumos e Roteiro de Excursões...**, Belém: SBG - Núcleo Norte, 2002. P. 60.

MARQUES, L. S.; PICCIRILLO, E. M.; BELLINI, G.; DE MIN, A. Litogeoquímica dos Diques Toleíticos Mesozóicos do Enxame de Florianópolis (Ilha de Santa Catarina – SC). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 42., 2004, Araxá-MG. **Anais...**, Araxá: SBG Núcleo Minas Gerais, 2004. 1 CD-ROM.

MARQUES, L. S.; ERNESTO, M.; PICCIRILLO, E.; FIGUEIREDO, A. M. G.; MIN, A. Identificação de Diferentes Pulsos Magmáticos no Enxame de Diques Toleíticos da Serra do Mar. In: SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 3., 2005, Cabo Frio, Rio de Janeiro, Brasil. **Anais...**, São Paulo: SBG, 2005. P. 289 - 293.

MARTINS, M. F. L. Tratamentos Superficiais e Subsuperficiais das Fundações em Barragens de Terra, Tera-Enrocamento e Concreto. In: SIMPÓSIO SOBRE A GEOTECNIA DA BACIA DO ALTO PARANÁ. 1983, São Paulo. **Anais...** São Paulo: ABMS-ABGE-CBMR, 1983. V. 3, p. 162-168.



MARZA, V. I.; BARROS, L. V.; SOARES, E. P.; CARVALHO, J. M.; FONTENELE, D. P.; CHIMPLIGANOND, C. N.; CAIXETA, D.; GOMES, I. P.; FURTADO, G. O.; CARIM, A. L.; SOUZA, G. F.; CALIMAN, E. H.; BARROS, J. B. Aspectos da Sismicidade Induzida por Reservatórios no Brasil. In: SEMINÁRIO NACIONAL DE GRANDES BARRAGENS, 23.,1999, Belo Horizonte. **Anais...** Rio de Janeiro: CBGB, 1999. V. 1, p. 199-211.

MASON, B.; GREENBERG, S. S. Zeolites and associated minerals from southern Brazil. **Arkiv för Mineralogi och Geologi**. Uppsala, v. 1, n. 18, 1953.

MATSUI, E.; SALATI, E.; MARINI, O. J. D.H. and  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  ratios in waters contained in geodes from the Basaltic Province of Rio Grande do Sul, Brazil. **Geological Society of America Bulletin**, New York, v. 85, p. 577-580, 1974.

MCCAIG, A.M. Fluid flow through fault zones. **Nature**, London, v. 340, p. 600, 24 August 1989.

MCDUGALL, I.; RUEGG, N. R. Potassium-argon dates on the Serra Geral Formation of South America. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, London, v. 30, p. 191-195, 1966.

MCKEE, B.; STRADLING, D. The Sag Flowout: A Newly Described Volcanic Structure. **Geological Society of America Bulletin**, New York, v. 81, p. 2035-2044, 1970.

MEISTER, E. M. Gradientes Geotérmicos nas Bacias Sedimentares Brasileiras. **Boletim Técnico da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v. 16, n. 4, p. 221-232, 1973.

MELFI, A. J.; GIRARDI, V. A. V. Ocorrência de um Sill de Diabásio no Arenito Botucatu, Município de Igarapava, SP. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, São Paulo, v. 11, n. 2, p. 35-70, 1962.

MELFI, A. J. Potassium-argon dates for core samples of basaltic rocks from Southern Brazil. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, London, v. 31, p.1079-1089, 1967.

MELFI, A. J.; PICCIRILLO, E. M.; NARDY, A. J. R. Geological and magmatic aspects of the Paraná Basin (Brazil). An introduction. In: PICCIRILLO, E. M.; MELFI, A. J. (eds.): **The Mesozoic flood volcanism of the Paraná basin: petrogenetic and geophysical aspects**. São Paulo, Instituto Astronômico e Geofísico, 1988. P. 1-13.

MELLO, K. S. Obras subterrâneas: pesquisar a natureza é decisivo para a segurança. **CREARS, Conselho em Revista**, Porto Alegre, n. 32, 2007.

MENAND, T.; PHILLIPS, J. C. Gas Segregation in Dykes and Sills. In: FALL MEETING, 2005. **Abstracts...** American Geophysical Union, Washington, 2005. Abstract V53A-1530.

MENDES, J. C. Algumas Considerações sobre a Estratigrafia da Bacia do Paraná. **Boletim Paranaense de Geografia**, Curitiba, n. 4/5, p. 3-33, 1961.

MENDES, J. C. As Camadas Gonduânicas do Brasil e seus Problemas. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 43, Suplemento, p. 187-196, 1971.

MERCOSUL 2001. Subgrupo de Trabalho 9. Comissão Temática de Geologia e Recursos Minerais. **Mapa de Integração Geológica da Bacia do Prata e Áreas Adjacentes**. Porto Alegre. CPRM, 1. 4 partes. Escala: 1:2.500.000, 2001.

MERRIMAN, R.J.; FREY, M. Patterns of very low-grade metamorphism in metapelitic rocks. In: FREY, M.; ROBINSON, D. (eds): **Low-Grade Metamorphism**. Blackwell Science, 313 p., 1999. P. 61-107.

- MEZZALIRA, S. Descrição Geológica e Geográfica das Folhas de Piracicaba e São Carlos. **Boletim do Instituto Geographico e Geológico do Estado de São Paulo**, São Paulo, n. 43, 1965.
- MIDDLEMOST, E. A. K. The Basalt Clan. **Earth Science Reviews**, Amsterdam, n. 11, p. 337-364, 1975.
- MIDÉA, N. F.; JUNIOR, A. C. Experiências na Avaliação do Estado de Tensão em Maciços Rochosos. In: SEMINÁRIO NACIONAL DE GRANDES BARRAGENS, 10., 1975, Curitiba. **Anais...** Rio de Janeiro: CBDB, 1975. V. 1, 34 p.
- MIDÉA, N. F.; FUJIMURA, F.; PAULA, L. C. Observações sobre a Necessidade de Ensaios “In Situ” para Caracterização da Resistência ao Cizalhamento de Estruturas Tipo Junta em Derrames Basálticos. In: SEMINÁRIO NACIONAL DE GRANDES BARRAGENS, 10., 1975, Curitiba. **Anais...** Rio de Janeiro: CBDB, 1975. V. 1.
- MILANI, E. J. **Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana Sul-Occidental**. Porto Alegre: UFRGS, 1997. 2 v. Tese (Doutorado) – Curso de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1997.
- MILANI, E. J.; FACCINI, U. F.; SCHERER, C. M. S.; ARAÚJO, L. M.; CUPERTINO, J. A. Sequences and Stratigraphic Hierarchy of the Paraná Basin (Ordovician to Cretaceous), Southern Brazil. **Boletim IG-USP: Série Científica**, São Paulo, v. 29, p. 125-173, 1998.
- MILANI, E. J. Stratigraphic Sequences of the Paraná Basin. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., 2000, Rio de Janeiro. 4 p. 2000. 1 CD-ROM.
- MILNER, S. C.; DUNCAN, A. R.; WHITTINGHAM, A. M.; EWART, A. Trans-Atlantic correlation of eruptive sequences and individual silicic volcanic units within the Paraná-Etendeka igneous province. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, Amsterdam, v. 69, p. 137-157, 1995.
- MILNER, S. C.; ROEX, A. P. Isotope characteristics of the Okenyenya igneous complex, northwestern Namibia: constraints on the composition of the early Tristan plume and the origin of the EM 1 mantle component. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 141, p. 277-291, 1996.
- MINCATO, R. L.; ENZWEILER, J.; SCHRANK, A. Geoquímica e Petrogênese do Pacote Vulcânico da Província Ígnea Continental do Paraná, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 42., 2004, Araxá-MG. **Anais...** Araxá: SBG Núcleo Minas Gerais, 2004. 1 CD-ROM.
- MINIOLI, B.; PONÇANO, W. L.; OLIVEIRA, S. M. B. Extensão geográfica do vulcanismo basáltico do Brasil Meridional. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 43, p. 433-437, 1971.
- MIOTO, J. A.; RIBOTTA, L. C. O Fraturamento de Maciços Basálticos Junto ao Reservatório da Barragem de Capivara, Rio Paranapanema (SP/PR). In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE DE ROCHAS, 1., 1994, Foz do Iguaçu. **Anais...** São Paulo: ABMS, 1994. P. 279-286.
- MIRANDA, J. Notas geológicas sobre o município de Taquara, Rio Grande do Sul. **Serviço Geológico Mineiro Brasileiro**, Rio de Janeiro, v. 83, p. 1-38, 1935.

- MOLER, W. A.; CABRERA, J. G. Características de Fundações sobre Rochas Basálticas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA, 1., 1976, Rio de Janeiro. **Anais...**, Rio de Janeiro: ABGE, 1976. V. 2, p. 197-216.
- MOLLER, W. A.; PINTO, A. S. Influência das Irregularidades na Resistência ao Cisalhamento de uma Junta Horizontal em Basalto: Caso da Tomada D'Água da Barragem de São Simão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA, 1., 1976, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: ABGE, 1976. V. 2, p. 431-452.
- MOLZAHN, M.; WÖRNER, G.; HENJES-KUNST, F.; ROCHOLL, A. Constraints on the Cretaceous thermal event in the Transantarctic Mountains from alteration processes in Ferrar flood basalts. **Global and Planetary Change**, Amsterdam, v. 23, p. 45-60, 1999.
- MORAIS REGO, L.F. A Geologia do Estado de São Paulo. **Boletim do Departamento de Estradas de Rodagem do Estado de São Paulo**, São Paulo, Ano 6, vol. 6-1, n. 18, p. 25-47, 1940a.
- MORAIS REGO, L.F. de. A Geologia do Estado de São Paulo. **Boletim do Departamento de Estradas de Rodagem do Estado de São Paulo**, São Paulo, Ano 6, vol. 6-2, n. 19, p. 155-174, 1940b.
- MORRIS, R. H. Geologia geral das Quadrículas de Gravataí, Taquara e Rolante, Rio Grande do Sul, Brasil. Escola de Geologia de Porto Alegre, **Publicação Especial nº 5**, Porto Alegre, p. 1-37, 1963.
- MOUNTNEY, N. P.; HOWELL, J. A.; FLINT, S. S.; JERRAM, D. A. Aeolian and alluvial deposition within the Mesozoic Etjo Sandstone Formation, NW Namibia. **Journal of African Earth Sciences**, Oxford, v. 27, p. 175-192, 1998.
- MOUNTNEY, N. P.; HOWELL, J. A.; FLINT, S. S.; JERRAM, D. A. Climate, sediment supply and tectonics as controls on the deposition and preservation of the aeolian-fluvial Etjo Sandstone Formation, Namibia. **Journal of the Geological Society**, London, v. 156, p. 771-777, 1999.
- MOUNTNEY, N.; HOWELL, J. Aeolian architecture, bedform climbing and preservation space in the Cretaceous Etjo Formation, NW Namibia. **Sedimentology**, Oxford, v. 47, p. 825-849, 2000.
- MOURA FILHO, O.; SORREGOTTE, C. Prospecção do Maciço Rochoso para Fundação das Estruturas de Concreto. Usina de Água Vermelha - Rio Grande. In: SEMINÁRIO NACIONAL DE GRANDES BARRAGENS, 10., 1975, Curitiba. **Anais...** Rio de Janeiro: CBGB, 1975. V. II.
- MUMPTON, F. A (ed) Mineralogy and Geology of Natural Zeolites. Mineralogical Society of America. **Reviews in Mineralogy**, v. 4., 1981.
- MURATA, K. J.; FORMOSO, M. L. L.; ROISENBERG, A. Distribution of zeolites in lavas of southeastern Paraná Basin, state of Rio Grande do Sul, Brazil. **Journal of Geology**, Chicago, v. 95, p. 455-467, 1987.
- NARDY, A. J. R.; OLIVEIRA, M. A. F.; BETANCOURT, R. H. S.; VERDUGO, D. R. H.; MACHADO, F. B. Geologia e Estratigrafia da Formação Serra Geral. UNESP, **Geociências**, São Paulo, v. 21, n. 1/2, p. 15-32, 2002.
- NASHAR, B.; DAVIES M. Secondary minerals of the Tertiary basalts, Barrington, New South Wales. **Mineralogical Magazine**, London, v. 32, p. 480-491, 1960.

NASHAR, B.; BASDEN, R. Solubility of basalt under atmospheric conditions of temperature and pressure. **Mineralogical Magazine**, London, v. 35, p. 408-411, 1965.

NETOFF, D. Seismogenically induced fluidization of Jurassic erg sand, south central Utah. **Sedimentology**, Oxford, v. 49, p. 65-80, 2002.

NEUHOFF, P. S.; WATT, W. S.; BIRD, D. K.; PEDERSEN, A. K. Timing and structural relations of regional zeolite zones in basalts of the East Greenland continental margin. **Geology**, Boulder, v. 25, n. 9, p. 803-806, 1997.

NEUHOFF P. S.; FRIDRIKSSON, T.; ARNORSSON, S.; BIRD, D. K. Porosity evolution and mineral paragenesis during low-grade metamorphism of basaltic lavas at Teigarhorn, Eastern Iceland, **American Journal of Science**, New Haven, v. 299, p. 467-501, 1999.

NUMMER, A. V.; JESUS, C. M.; VIERO, A. P.; BRESSANI, L. A. Geologia dos Derrames Básicos da RS-486, Rota do Sol-RS, e sua Implicação na Estabilidade de Taludes. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA E AMBIENTAL, 10., 2002. Ouro Preto. **Anais...** Ouro Preto: ABGE, 2002. 1 CD-ROM.

OLIVEIRA, A. I. Brazil. In: JENKS, W. F. (ed): Handbook of South American Geology. An Explanation of the Geologic Map of South America. **Memoir of the Geological Society of America**, New York, n. 65, 1956.

OLIVEIRA, A. M. S. Aspectos Geológicos do Derrame Basáltico Principal da Barragem de Ilha Solteira – Rio Paraná. In: SEMANA PAULISTA DE GEOLOGIA APLICADA, 1., 1969, São Paulo. **Anais...** São Paulo: Associação Paulista de Geologia Aplicada, 1969. V. 2, 34 p.

OLIVEIRA, A. M. S.; SILVA, R. F.; GUIDICINI, G. Comportamento Hidrogeotécnico dos Basaltos em Fundações de Barragens. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA, 1., 1976, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: ABGE, 1976. V. 2, p. 413-429.

OLIVEIRA, E. P. Geologia e Recursos Mineraes do Estado do Paraná. Ministério da Agricultura, Indústria e Comércio, Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, **Monographia**, Rio de Janeiro, n. 6, 1927.

OPPENHEIM, V. Rochas Gondwanicas e Geologia do Petróleo do Brasil Meridional. Departamento Nacional de Produção Mineral, **Boletim do Serviço de Fomento da Produção Mineral**, Rio de Janeiro, n. 5, p. 37-50, 1934.

OTTENS, B. **Die Drusenmineralien aus dem Dekkan Trapp / Indien**. 161 p., 1 CD-ROM, 2004 (inérito).

PACCA, I. G.; ERNESTO, M. Utilização da variação paleosecular e de reversões do campo geomagnético para medidas de tempo decorrido entre eventos sucessivos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., 1982. Salvador. **Anais...** Salvador: SBG, 1982. V. 6, p. 1621-1628.

PACHECO, J. A. A. **Notas sobre a geologia do valle do rio Grande**. In: Comissão Geographica e Geologica do Estado de São Paulo, Exploração do Rio Grande e de seus Afluentes. São Paulo, 34 p., il., mapas, 1913.

PAES DE BARROS, F.; GUIDICINI, G. Um Processo Natural de Alívio de Tensões e o Projeto de Drenagem das Fundações da Barragem de Itaipu. In: SEMINÁRIO NACIONAL

DE GRANDES BARRAGENS, 14., 1981, Recife. **Anais...** Rio de Janeiro: CBGB, 1981. V. 1, p. 519-539.

PARAGUASSU, A. B. Estruturas Sedimentares da Formação Botucatu, Rio de Janeiro, **Mineração e Metalurgia**, Rio de Janeiro, v. 51, n. 301, p. 25-30, 1970.

PARAGUASSU, A. B. Experimental Silicification of Sandstone. **Geological Society of America Bulletin**, New York, v. 83, p. 2853-2858, 1972.

PARFITT, E. A.; WILSON, L.; NEAL, C. A. Factors influencing the height of Hawaiian lava fountains: implications for the use of fountain height as an indicator of magma gas content. **Bulletin of Volcanology**, Berlin, v. 57, p. 440-450, 1995.

PARRISH, J. T.; ZIEGLER, A. M.; SCOTese, C. R. Rainfall Patterns and the Distribution of Coals and Evaporites in the Mesozoic and Cenozoic. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, v. 40, p. 67-101, 1982.

PATCHETT, P. J. Thermal effects of basalt on continental crust and crustal contamination of magmas. **Nature**, London, v. 282, p.; 559-561, 1980.

PEATE, D. W.; MANTOVANI, S. M.; HAWKESWORTH, C. J. Geochemical stratigraphy of the Paraná Continental Flood Basalts: Borehole Evidence. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, n. 18, n. 2, p. 212-221, 1988.

PEATE, D. W.; HAWKESWORTH, C. J.; MANTOVANI, M. S.; SHUKOWSKY, W. Mantle plumes and flood basalt stratigraphy in the Paraná Basin, South America. **Geology**, Boulder, v. 18, p. 1223-1226, 1990.

PEATE, D. W.; HAWKESWORTH, C. J.; MANTOVANI, M. S. M. Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution. **Bulletin of Volcanology**, Berlin, v. 55, p. 119-139, 1992.

PEATE, D. W.; HAWKESWORTH, C. J. Lithospheric to asthenospheric transition in low-Ti flood basalts from southern Parana, Brazil. **Chemical Geology**, Amsterdam, v. 127, 1-24, 1996.

PEATE, D.W. The Paraná-Etendeka Province. In: MAHONEY, J. J.; COFFIN, C. C. (eds): **Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic and Planetary Flood Volcanism**. Geophysical Monograph Series, v. 100, p. 217-245, 1997.

PEATE, D. W.; HAWKESWORTH, C. J.; MANTOVANI, M. S. M.; ROGERS, N. W.; TURNER, S. Petrogenesis and Stratigraphy of the High Ti/Y Urubici Magma Type in the Paraná Flood Basalt Province and Implications for the Natures of "Dupal"-Type Mantle in the South Atlantic Region. **Journal of Petrology**, Oxford, v. 40, n. 3, p. 451-473, 1999.

PECK, D. L. Cooling and vesiculation of Alae Lava Lake, Hawaii. **United States Geological Survey Professional Paper**, v. 935-B, 59 f., 1978.

PE-PIPER, G. Mode of Occurrence, Chemical Variation and Genesis of Mordenite and Associated Zeolites from the Morden Area, Nova Scotia, Canada. **The Canadian Mineralogist**, Ottawa, v. 38, p. 1215-1232, 2000.

PETERSON, D. W.; HOLCOMB, R. T.; TILLING, R. I.; CHRISTIANSEN, R. L. Development of lava tubes in the light of observations at Mauna Ulu, Kilauea Volcano, Hawaii. **Bulletin of Volcanology**, Berlin, v. 56, p. 343-360, 1994.

PETRINI, R.; CIVETTA, L.; PICCIRILLO, E. M.; BELLINI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MARQUES, L. S.; MELFI, A. J. Mantle heterogeneity and crustal contamination in the genesis of Low-Ti continental flood basalts from the Parana Plateau (Brazil): Sr-Nd isotopes and geochemical evidence. **Journal of Petrology**, Oxford, v. 28 n. 4, p. 701-726, 1987.

PETTIJOHN, F. J.; POTTER, P. E.; SIEVER, R. **Sand and Sandstone**. Springer Verlag, 618 p., 1973.

PHILPOTTS, A. R.; ASHER, P. M. Wallrock Melting and Reaction Effects along the Higganum Diabase Dike in Connecticut: Contamination of a Continental Flood Basalt Feeder. **Journal of Petrology**, Oxford, v. 34, part 5, p. 1029-1058, 1993.

PICCIRILLO, E. M.; RAPOSO, M. I. B.; MELFI, A. J.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; BELLINI, G.; CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K. Bimodal fissure volcanic suites from the Paraná Basin (Brazil): K-Ar age, Sr-isotopes and geochemistry. **Geochimica Brasiliensis**, Rio de Janeiro, v. 1, n. 1, p. 53-69, 1987.

PICCIRILLO, E. M.; MELFI, A. J.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; BELLINI, G.; ERNESTO, M.; MARQUES, L. S.; NARDY, A. J. R.; PACCA, I. G. ROISENBERG, A.; STOLFA, D. Continental flood volcanism from the Paraná Basin (Brazil). In: MCDOUGALL J. D. (ed.): **Continental Flood Basalts**. Kluwer Academic Publishers. p. 195-238, 1988a.

PICCIRILLO, E. M.; MELFI, A. J.; ROISENBERG, A.; USSAMI, N.; ERNESTO, M.; PACCA, I. G. The Paraná Basin Magmatism. In: INTERNATIONAL CONFERENCE "GEOCHEMICAL EVOLUTION OF THE CONTINENTAL CRUST". 1988. Poços de Caldas. **Guidebook...1988b**. P. 43-100.

PICCIRILLO, E. M.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; BELLINI, G.; CIVETTA, L., MARQUES, L. S., MELFI, A. J.; PETRINI, R.; RAPOSO, M. I. B.; STOLFA, D. Petrogenetic Aspects of Continental Flood-Basalt-Rhyolite Suites from the Paraná Basin (Brazil). In: PICCIRILLO, E. M.; MELFI, A. J. (eds.) **The Mesozoic flood volcanism of the Paraná basin: petrogenetic and geophysical aspects**. São Paulo, Instituto Astronômico e Geofísico, 1988c. P. 179-205.

PICCIRILLO, E. M.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MELFI, A. J.; STOLFA, D. ; BELLINI, G.; MARQUES, L. S., GIARETTA, A.; NARDY, A. J. R.; PINESE, J. P. P.; RAPOSO, M. I. B.; ROISENBERG, A. Petrochemistry of Continental Flood Basalt Rhyolite Suites and Related Intrusives from the Paraná Basin (Brazil). In: PICCIRILLO, E. M.; MELFI, A. J. (eds): **The Mesozoic flood volcanism of the Paraná basin: petrogenetic and geophysical aspects**. São Paulo, Instituto Astronômico e Geofísico, 1988d. P. 107-156.

PICCIRILLO, E. M.; CIVETTA, L.; PETRINI, R.; LONGINELLI, A.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; BELLINI, G.; MARQUES, L. S.; MELFI, A.J. Regional variations within the Paraná flood basalts (Southern Brazil): Evidence for subcontinental mantle heterogeneity and crustal contamination. **Chemical Geology**, Amsterdam, v. 75 p. 103-122, 1989.

PICHLER, E. Estudo Geológico para a Construção da Barragem de Salto Grande. **Publicação do Instituto de Pesquisas Tecnológicas**, São Paulo, n. 408, p. 37-41, 1950.

PICHLER, E. Diques de Arenito em Salto Grande, Rio Paranapanema. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, São Paulo, v. 1, n. 1, p. 15-22, 1952.

PICHLER, E. Alguns Aspectos da Geologia Aplicada. **Revista da Sociedade de Engenharia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre, p. 3-8, Out-Dez/1957.

PINKERTON, H.; WILSON, L. Factors controlling the lengths of channel-fed lava flows. **Bulletin of Volcanology**, Berlin, v. 56, p. 108-120, 1994.

POAGE, M. A.; HYNDMAN, D. W.; SEARS, J. W. Petrology, geochemistry, and diabase-granophyre relations of a thick basaltic sill emplaced into wet sediments, western Montana. **Canadian Journal of Earth Sciences/ Revue Canadian Science Terre**, Ottawa, v. 37(8), p. 1109-1119, 2000.

PUFFER, J. H.; HORTER, D. L. Origin of pegmatitic segregation veins within flood basalts. **Geological Society of America Bulletin**, New York, v. 105, p. 738-748, 1993.

PUTZER, H. Diastrofismo "Germanótipo" e sua relação com o vulcanismo basáltico na parte meridional de Santa Catarina. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, São Paulo, v. 2, n. 1, p. 37-74, 1953.

RABELO, J. L.; OLIVEIRA, J. N.; REZENDE, R. J.; WENDLAND, E. Aproveitamento da Energia Geotérmica do Sistema Aquífero Guarani - Estudo de Caso. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 12., 2002. **Anais...** São Paulo: ABAS, 2002. 1 CD-ROM.

RÉ, G.; PACHECO, I. B. About the High Deformability of the Foundation of some Blocks of the Porto Primavera Dam Structures. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE MECÂNICA DE ROCHAS, 1., 1994, Foz do Iguaçu. **Anais...** São Paulo: ABMS, 1994. P. 191-199.

REGINATO, P. A. R.; STRIEDER, A. J. Caracterização Hidroquímica dos Aquíferos Fraturados da Formação Serra Geral na Região Nordeste do Estado do Rio Grande do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 13., 2004, Cuiabá. **Anais...** São Paulo: ABAS, 2004. 1 CD-ROM.

REIDEL, S. P.; HOOPER, P.R. (eds): **Volcanism and Tectonism in the Columbia River Flood-Basalt Province**. Geological Society of America, Boulder, Colorado. 386 p. (Geological Society of America, Special Paper, 239), 1989.

RELATÓRIO ANNUAL DO DIRECTOR - ANNO 1929. Ministério da Agricultura, Indústria e Commercio, **Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil**, Rio de Janeiro, 1930.

RELATÓRIO ANNUAL DO DIRECTOR - ANNO 1930. Ministério da Agricultura, Indústria e Commercio, **Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil**, Rio de Janeiro, 1931.

RENNE, P. R.; ERNESTO M.; PACCA, I. G.; COE, R. S.; GLEN, J. M.; PREVOT, M.; PERRIN M. The age of the Paraná Flood Volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous boundary. **Science**, Washington, D.C., v. 258, p. 975-979, 1992.

RENNE, P. R.; ERNESTO, M.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Dating of the Ponta Grossa Dike Swarm (Brazil), and Implications to Paraná Flood Volcanism. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 30., 1996, Beijing. **Proceedings...** 1996, 1 CD-ROM.

RENNE, P. R.; GLEN, J. M.; MILNER, S. C.; DUNCAN, A. R. Age of Etendeka flood volcanism and associated intrusions in southwestern Africa. **Geology**, Boulder, v. 24, n. 7, p. 659-662, 1996.

RICCOMINI, C.; GIMENEZ FILHO, A.; PIRES NETO, A. G.; STEIN, D. P.; ALMEIDA, F. F. M.; DEHIRA, L. K.; MELO, M. S.; BRAGA, T. O.; PONÇANO, W. L. Características da

- Porção Basal da Formação Caiuá no Noroeste do Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2., 1981. São Paulo. **Atas...** São Paulo: SBG, 1981. P. 34 - 46.
- RICCOMINI, C.; SANT'ANNA, L. G.; FAMBRINI, G. L. Jacuí: Nova Bacia Sedimentar Eocretácea no Sul do Brasil. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 10., 2005, Curitiba. **Boletim de Resumos Expandidos...** Curitiba: SBG, 2005. p. 48-50.
- ROBERT, C.; GOFFE, B.; SALIOT, P. Zeolithization of a basalt flow in a continental environment: an example of mass transfer under thermal control. **Bulletin de Minéralogie**, Paris, v. 111, p. 207-223, 1988.
- ROBINSON, D.; MERRIMAN, R. J. Low-temperature metamorphism: an overview. In: FREY, M.; ROBINSON, D. (eds): **Low-Grade Metamorphism**. Blackwell Science, 313 p., 1999. P. 1-9.
- ROBINSON, D.; BEVINS, R. E. Patterns of regional low-grade metamorphism in metabasites. In: FREY, M.; ROBINSON, D. (eds): **Low-Grade Metamorphism**. Blackwell Science, 313 p., 1999. P. 143-168.
- ROCHA-CAMPOS, A. C.; FARJALLAT, J. E. S. Sobre a extensão da Formação Botucatu na Região Meridional de Mato Grosso. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, São Paulo, v. 15, n. 4, p. 93-105, 1966.
- ROCHA-CAMPOS, A. C.; CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K.; SONOKI, H. M.; SONOKI, I. K. 1988. Age of the Paraná flood volcanism. In: PICCIRILLO, E. M.; MELFI, A.J. (eds): **The Mesozoic flood volcanism of the Paraná basin: petrogenetic and geophysical aspects**. São Paulo, Instituto Astronômico e Geofísico, 1988. P. 25-46.
- ROCHA FILHO, C. M.; CARDIA, R. J. R. Instrumentação para Controle das Estruturas da Eclusa de Ibitinga na Fase Operacional. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA, 5., 1987, São Paulo. **Anais...** São Paulo: ABGE, 1987. v. 1, p. 301-312.
- ROCHA, J. F.; SCORZA, E. P. Estratigrafia do Carvão em Santa Catarina. Departamento Nacional de Produção Mineral, **Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia**, Rio de Janeiro, n. 104, p. 1-157, 1940.
- ROISENBERG, A. **Petrologia e geoquímica do vulcanismo ácido mesozóico da Província Meridional da Bacia do Paraná**. Porto Alegre: UFRGS, 1989. 285 p. Tese (Doutorado) Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1989.
- ROSA FILHO, E. F.; SALAMUNI, R.; BITTENCOURT, A. V. L. Contribuição ao Estudo das Águas Subterrâneas nos Basaltos no Estado do Paraná. **Boletim Paranaense de Geociências**, Curitiba, n. 37, p. 22-41, 1987.
- ROWLAND, S. K.; WALKER, G. P. L. Mafic-crystal distributions, viscosities, and lava structures of some Hawaiian lava flows. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, Amsterdam, v. 35, p. 55-66, 1988.
- RUEGG, N. R.; AMARAL, G. Variação regional da composição química das rochas basálticas da Bacia do Paraná. **Boletim do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo**. São Paulo, v. 7, p. 131-147, 1976.
- RUIZ, M. **Zeolitas em Amígdalas do Basalto das Cidades de Araraquara e Serrana, São Paulo**. Araraquara: UNESP, 2001, 89 p. Tese (Doutorado em Química) – Instituto de Química, Universidade Estadual Paulista, Campus de Araraquara, 2001.



SAHAGIAN, D. L. Bubble migration and coalescence during the solidification of basaltic lava flows. **Journal of Geology**, Chicago, v. 93, p. 205-211, 1985.

SAHAGIAN, D. L. Classification of Hawaiian Eruption Styles on the Basis of Mechanisms of Volatile Release. In: SPRING MEETING, 1991. **EOS Transactions...** American Geophysical Union. Washington, v. 72, p. 296, 1991.

SALAMUNI, R.; LANDIM, P. M. B.; SLONGO, T. SOBREIRO NETO, A. F.; PAIVA FILHO, A. Observações sobre o Ambiente de Deposição da Formação Caiuá no Noroeste do Estado do Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2., 1981. São Paulo. **Atas...** São Paulo: SBG, 1981. P. 25 - 33.

SANDER, A.; WILDNER, W. Variações Texturais do Magmatismo Serra Geral. In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 2, 2002. Belém, Pará. **Boletim de Resumos e Roteiro de Excursões...** Belém: SBG - Núcleo Norte, 2002. P. 103.

SANFORD, R. M.; LANGE, F. W. Basin-study approach to oil evaluation of Paraná Miogeosyncline, South Brazil. **Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists**, Tulsa, v. 44, p.1316-1370, 1960.

SANTOS, P. S.; RUIZ, M. D. Caracterização Mineralógica de algumas argilas que ocorrem em formações basálticas da Barragem de Barra Bonita, Rio Tietê, Estado de São Paulo. **Revista do Instituto de Engenharia de São Paulo**, São Paulo, Ano 21, v. 21, n. 242, Jan 1963.

SANTOS, R. P.; BONHOMME, M. G. Datação K/Ar de Argilas Associadas às Mineralizações e aos Processos Diagenéticos, em Relação com a História da Abertura do Oceano Atlântico Sul. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 23, n. 1, p. 61-67, 1993.

SARTORI, P. L. P.; MACIEL FILHO, C.; MENEGOTTO, E. Contribuição ao estudo das rochas vulcânicas da Bacia do Paraná na Região de Santa Maria, RS. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo. v. 5, n. 3, p. 41-159, 1975.

SARTORI, P. L. P.; MACIEL FILHO, C. Petrografia da sequência vulcânica da Formação Serra Geral no rebordo ocidental do Planalto Meridional, RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29., 1976. Ouro Preto. **Anais...** Ouro Preto: SBG, 1976. V. 2, p. 297-307.

SARTORI, P. L. P.; GOMES, C. B. Composição química-mineralógica das últimas manifestações vulcânicas na região de Santa Maria, RS. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 52, n. 1, p. 125-133, 1980.

SCHERER, C. M. S. **Análise Estratigráfica e Litofaciológica da Formação Botucatu (Eocretácico da Bacia do Paraná) no Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: UFRGS, 1998. 224 p. Tese (Doutorado) – Curso de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1998.

SCHERER, C. M. S.; FACCINI, U. F.; LAVINA, E. L. Arcabouço Estratigráfico do Mesozóico da Bacia do Paraná. In: HOLZ, M.; DE ROS, L.F. (eds): **Geologia do Rio Grande do Sul**, UFRGS, Porto Alegre, 2000. P. 335-354.

SCHERER, C. M. S. Preservation of aeolian genetic units by lava flows in the Lower Cretaceous of the Paraná Basin, southern Brazil. **Sedimentology**, Oxford, v. 49, p. 97-116, 2002.

SCHERER, C. M. S.; LAVINA, E. L. C. Stratigraphic evolution of the fluvial-eolian succession: The example of the Upper Jurassic-Lower Cretaceous Guar and Botucatu formations, Paraná Basin, Southernmost Brazil. **Gondwana Research**, Osaka, v. 9, p. 475-484, 2006.

SCHIFFMAN, P.; DAY, H. W. Petrological Methods for the Study of Very Low-Grade Metabasites. In: FREY, M.; ROBINSON, D. (eds): **Low-Grade Metamorphism**. Blackwell Science, 313p., 1999. P. 108-142.

SCHMINCKE, H. U. **Volcanism**. Springer Verlag, 324 p., 2004.

SCHNEIDER, A. W. Contribuio  petrologia dos derrames basálticos da Bacia do Paraná. **Escola de Engenharia da Universidade Federal do Rio Grande do Sul**, Porto Alegre, v. 1, p.1-76, 1964.

SCHNEIDER, A. W. Vulcanismo Basáltico da Bacia do Paraná: Perfil Foz do Iguau - Serra da Esperança. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 24., 1970, Brasília. **Anais...** Brasília: SBG, 1970. P. 211 - 217.

SCHNORRER, G.; TETZER, G.; KRONZ, A. Der Basalt der Bramburg bei Adelebsen und seine Mineralparagenesen. **Der Aufschluss**, Heidelberg, v. 55. p. 337-368, 2004.

SELF, S.; THORDARSON, T.; KESZTHELYI, L.; WALKER, G. P. L.; HON, K.; MURPHY, M. T.; LONG, P.; FINNEMORE, S. A new model for the emplacement of Columbia River basalts as large, inflated pahoehoe lava flow fields. **Geophysical Research Letters**, Washington, v. 23, n. 19, p. 2689-2692, Sept. 15, 1996.

SELF, S.; KESZTHELYI, L.; THORDARSON, T. The importance of pahoehoe. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 26, p. 81-110, 1998.

SELF, S.; KESZTHELYI, L.P.; THORDARSON, T. Discussion of "Pulsed inflation of pahoehoe lava flows: implications for flood basalt emplacement", by S. W. Anderson, E. R. Stofan, E. M. Smrekar, J. E. Guest and B. Wood [Earth Planet. Sci. Lett. 168 (1999) 7-18]. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 179, p. 421-423, 2000.

SELF, S.; JAY, A. E., WIDDOWSON, M; KESZTHELYI, L. P. Correlation of the Deccan and Rajahmundry Traps: Are these the Longest and Largest Lava Flows on Earth? **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, Amsterdam, v. 172, p. 3-19, 2008.

SERRA JUNIOR, E.; MAGALHÃES, F. S.; AZEVEDO, A. A. Análise de Feioes Estruturais para Estudo do Estado de Tensões Naturais no Maciço Basáltico de UHE Taquaruçu. In: SIMPÓSIO SUL-AMERICANO DE MECÂNICA DE ROCHAS, 2., 1986, Porto Alegre. **Anais...** Porto Alegre: ABMS, 1986. V. 2, p. 252-262.

SHAW, H. R.; SWANSON, D. A. Eruption and Flow Rates of Flood Basalts. In: GILMOUR, E.H.; STRADLING, D. (eds): **Proceedings of the 2<sup>nd</sup> Columbia River Basalt Symposium**, Northwest Scientific Association, Eastern Washington State College, Cheney, Washington, 333 p., 1970.

SHETH, H. C. A historical approach to continental flood basalt volcanism: insights into pre-volcanic rifting, sedimentation, and early alkaline magmatism. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 168, 19-26, 1999.

SIEDNER, G.; MITCHELL, J. G. Episodic mesozoic volcanism in Namibia and Brazil: a K-Ar isochron study bearing on the opening of the South Atlantic. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 30, p. 292-302, 1976.

- SIGURDSSON, H. Volcanic Pollution and Climate: The 1783 Laki Eruption. **EOS Transactions**, American Geophysical Union, Washington, v. 63, n. 32, p. 601-603, August 10, 1982.
- SILVA, F. G.; SCHERER, C. M. S. Fácies, Associação de Fácies e Modelo Depositional dos Arenitos Eólicos da Formação Botucatu (Cretáceo Inferior) na Região Sul de Santa Catarina. **Pesquisas em Geociências**, Porto Alegre, v. 27, n. 2, p. 15-30, 2000.
- SILVEIRA, J. F. A.; MIYA, S.; CARDIA, R. J. R. Análise do Comportamento Hidrogeotécnico do Maciço Basáltico de Fundação das Estruturas de Concreto da Usina Água Vermelha. In: SEMINÁRIO NACIONAL DE GRANDES BARRAGENS, 14., 1981, Recife. **Anais...** Rio de Janeiro: CBDB, 1981. V. 1, p. 355-379.
- SILVEIRA, J. F. A.; PEREIRA, P. N.; FERREIRA, W. V. F. Anomalia Geológica na Fundação das Estruturas de Concreto de Canoas I e Sua Influência no Comportamento da Barragem. In: SEMINÁRIO NACIONAL DE GRANDES BARRAGENS, 26., 2005, Goiânia. **Anais...** Rio de Janeiro: CBDB, 2005. 1 CD-ROM.
- SIMAS, M. W., SCHENATO, F.; FORMOSO, M. L. L. Estudo das zeolitas de um derrame de basalto, região de Morro Reuter (Bacia do Paraná, RS). In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 1., Gramado, RS, Brasil. **Boletim de Resumos...** Porto Alegre: SBG, 1999. P. 19.
- SINGLE, R. T.; JERRAM, D. A. The 3D facies architecture of flood basalt provinces and their lateral heterogeneity: examples from the Palaeogene Skye Lava Field. **Journal of the Geological Society**, London, v. 161, p. 911-926, 2004.
- SMALE, D. Silcretes and Associated Silica Diagenesis in Southern Africa and Australia. **Journal of Sedimentary Petrology**, Tulsa, v. 43, n. 4, p. 1077-1089, 1973.
- SOARES, P. C. Elementos Estruturais da Parte Nordeste da Bacia do Paraná: Classificação e Gênese. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., 1974, Porto Alegre. **Anais...** Porto Alegre: SBG, 1974. V. 4, p. 107-121.
- SOARES, P. C. Divisão Estratigráfica do Mesozóico no Estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 5, p. 229-251, 1975.
- SOARES, L.; MANO, V. G. T.; AZEVEDO, A. A.; FUGI, M. K.. Evolução das Técnicas de Mapeamento Geológico e Geotécnico de Superfície Rochosa para Fundação de Barragens de Concreto-Gravidade. In: SIMPÓSIO SOBRE A GEOTECNIA DO ALTO PARANÁ, 1983, São Paulo. **Anais...**, São Paulo: ABMS-ABGE-CBMR, 1983. P. 315-334.
- SOARES, L.; MANO, V. G. T. Implications of basaltic pillow lava in the concrete foundation of Nova Avanhandava dam, São Paulo, Brazil. In: INTERNATIONAL IAEG CONGRESS, 8., Balkema, Rotterdam. **Proceedings...** 1998. P. 3185-3190.
- SOBREIRO NETO, A. F.; BARTORELLI, A.; ARAÚJO, C. H. A.; NICO JÚNIOR, E. L.; SEIGNEMARTIN, C. L.; COUTO, E. A.; SUGUIO, K. Fácies Fanglomerática das Formações Caiuá e Santo Anastácio no Norte do Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2., 1981. São Paulo. **Atas...** São Paulo: SBG, 1981. P. 47 - 59.
- SOCIETY NEWS. Formal Agreement Signed to Sequester CO<sub>2</sub> into Icelandic Basaltic Rocks. **Elements**, Quebec, v. 4, n. 2, p. 127, 2008.

- SOMMER, M.; KACZOREK, D.; KUZYAKOV, Y.; BREUER, J. Silicon pools and fluxes in soils and landscapes - a review. **Journal of Plant Nutrition and Soil Science**, New York, v. 169, p. 310-329, 2006.
- SOUZA, A.; SINELLI, O., GONÇALVES, N. M. M. Nova ocorrência fossilífera na Formação Botucatu. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25., 1971, São Paulo. **Anais...**, São Paulo: SBG, 1971. V. 2, p. 281-295.
- SOUZA, I. V. A. F.; MENDONÇA FILHO, J. G.; MENEZES, T. R. Avaliação da Influência Térmica das Intrusivas Ígneas no Principal Horizonte Potencialmente Gerador da Bacia do Paraná: Formação Irati. In.: CONGRESSO BRASILEIRO DE P&D EM PETRÓLEO E GÁS, 3., 2005. Salvador. **Anais...** 6p., 2005. 1 CD-ROM.
- SOUZA JUNIOR, N. N.; CAMPOS, J. O. Juntas e Falhas em Maciços Basálticos. In: SIMPÓSIO SUL-AMERICANO DE MECÂNICA DE ROCHAS, 2., 1986, Porto Alegre. ABMS, **Anais**, v. 2, p. 263-274, 1986.
- SOUZA JÚNIOR, N. N.; CAMPOS, J. O. Falhas Horizontais em Derrames Basálticos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA, 5., 1987, São Paulo. **Anais...** São Paulo: ABGE, 1987. V. 1, p. 61-69.
- SOUZA JÚNIOR, N. N. O Entablamento (Parte I) – Propriedades Tecnológicas e Caracterização Mecânica da Rocha Intacta. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE MECÂNICA DE ROCHAS, 1., 1994, Foz do Iguaçu. **Anais...** São Paulo: ABMS, 1994a. P. 73-78.
- SOUZA JÚNIOR, N.N. O Entablamento (Parte II) – Modelo Estrutural e Comportamento Geomecânico do Maciço Rochoso. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE MECÂNICA DE ROCHAS, 1., 1994, Foz do Iguaçu. **Anais...** São Paulo: ABMS, 1994a. P. 79-83.
- SPARKS, R. S. J.; PINKERTON, H.; MACDONALD, R. The transport of xenoliths in magmas. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 35, p. 234-238, 1977.
- SPARKS, R. S. J. The Dynamics of Bubble Formation and Growth in Magmas: a review and analysis. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, Amsterdam, v. 3, p. 1-37, 1978.
- SPARKS, R. S. J. Fluid Dynamics in Volcanology. **Bulletin of Volcanology**, Berlin, v. 46-4, p. 323-331, 1983.
- SPRY, A. The Origin of Columnar Jointing, Particularly in Basalt Flows. **Journal of the Geological Society of Australia**, Sydney, v. 8, p. 191-216, 1962.
- STANLEY, W. D.; SAAD, A. R.; OHOFUGI, W. Regional Magnetotelluric Surveys in Hydrocarbon Exploration, Paraná Basin, Brazil. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, Tulsa, v. 69, n. 3, p. 346-360, March 1985.
- STEINIGER, J. **Geognostische Beschreibung des Landes zwischen der Unteren Saar und dem Rheine. Trier, (Nachtrag von 1841)**, p. 99-113, 1840.
- STEWART, K. TURNER, S. KELLEY, S. HAWKESWORTH, C.J. KIRSTEIN, L. MANTOVANI, M. 3-D,  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  Geochronology in the Paraná continental flood basalt province. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 143, p. 95-109, 1996.
- STOTHERS, R. B.; WOLFF, J. A.; SELF, S.; RAMPINO, M. Basaltic Fissure Eruptions, Plume Heights, and Atmospheric Aerosols. **Geophysical Research Letters**, Washington, v. 13, n. 8, p. 725-728, August 1986.

STOTHERS, R. B. Turbulent Atmospheric Plumes above Line Sources with an Application to Volcanic Fissure Eruptions on the Terrestrial Planets. **Journal of the Atmospheric Sciences**, Boston, v. 46, n. 17, p. 2662-2670, 1989.

STRECKEISEN, A. Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks. **Geologische Rundschau**, Leipzig, v. 69, p. 194-207, 1980.

STRIEDER, A. J.; HEEMANN, R. Structural Constraints on Paraná Basalt Volcanism and their Implications on Agate Geode Mineralization (Salto do Jacuí, RS, Brazil). **Pesquisas em Geociências**, Porto Alegre, v. 33, n. 1, p. 37-50, 2006.

STRUGALE, M.; ROSTIROLLA, S. P.; ROSA FILHO, E. F.; HINDI, E. C.; MANCINI, F.; FERREIRA, F. J. F.; FREITAS, R. C. Arcabouço estrutural do Arco de Ponta Grossa na Região Centro-Norte do Estado do Paraná (Brasil): Implicações na Hidrodinâmica do Sistema Aquífero Guarani. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 12., 2002, Florianópolis. **Anais...** Florianópolis: ABAS, 2002. 1 CD-ROM.

STRUGALE, M.; ROSTIROLLA, S. P.; MANCINI, F.; PORTELA FILHO, C. V. Compartimentação Estrutural das Formações Pirambóia e Botucatu na Região de São Jerônimo da Serra, Estado do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 34, n. 3, p. 303-316, 2004.

SUERTEGARAY, D. **Deserto Grande do Sul: Controvérsia**. Porto Alegre, Ed. da Universidade, UFRGS, 71 p., 1992.

SUGUIO, K; FÚLFARO, V. J. Diques Clásticos e outras feições de contato entre arenitos e basaltos da Formação Serra Geral. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., 1974, Porto Alegre. **Anais...** Porto Alegre: SBG, 1974. V. 1, p. 107-112.

SUGUIO, K.; BARCELOS, J. H. Paleoclimatic Evidence from the Bauru Group, Cretaceous of the Paraná Basin, Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 13, n. 4, p. 232-236, 1983.

SUKHESWALA, R. N.; AVASIA, R. K.; GANGOPADHYAY, M. Observations on the occurrences of secondary minerals in the Deccan traps of western India. **The Indian Mineralogist**, [s.L.], v. 13, p. 50-68, 1972.

SUKHESWALA, R. N.; AVASIA, R. K.; GANGOPADHYAY, M. Zeolites and associated secondary minerals in the Deccan Traps of Western India. **Mineralogical Magazine**, London, v. 39. p. 658-671, 1974.

SUMMERFIELD, M. A. Silcrete as a palaeoclimatic indicator: Evidence from Southern Africa. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, v. 41, p. 65-79, 1983.

SVENSEN, H.; PLANKE, S.; MALTHER-SORENSEN, A.; JAMTVEIT, B.; MYKLEBUST, R.; EIDEM, T. R.; REY, S. S. Release of methane from a volcanic basin as a mechanism for initial Eocene global warming. **Nature**, London, v. 429, p. 542-545, 2004.

SVENSEN, H.; PLANKE, S.; CHEVALLIER, L.; MALTHER-SORENSEN, A.; CORFU, F.; JAMTVEIT, B. Hydrothermal venting of greenhouse gases triggering Early Jurassic global warming. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 256, p. 554-566, 2007.

SVISERO, D. P; ANACLETO, R. Zeolitas e Minerais Associados da Pedreira Brasil, Município de Campinas. **Gemologia**, São Paulo, v. 20, n. 40, p. 13-19, 1974.

SZUBERT, E. C.; ORLANDI FILHO, V.; SHINTAKU, I. Geologia dos jazimentos de ametista do Alto Uruguai, RS. Guia de Prospecção. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., 1978, Recife. **Anais...** Recife: SBG, 1978. V. 4, p. 1883-1892.

SZUBERT, E. C.; GRAZIA, C. A.; SHINTAKU, J. **Projeto Cobre em Itapiranga**. Ministério das Minas e Energia, Convênio DNPM-CPRM, Superintendência Regional de Porto Alegre, v. 1, 1979.

TAYLOR, G.; SMITH, I. E. The genesis of sub-basaltic silcretes from the Monaro, New South Wales. **Journal of the Geological Society of Australia**, Sydney, v. 22, n. 3, p. 377-385, 1975.

TEGNER, C.; ROBINS, B.; REGINIUSSEN, H.; GRUNDTVIG, S. Assimilation of Crustal Xenoliths in a Basaltic Magma Chamber: Sr and Nd Isotopic Constraints from the Hasvik Layered Intrusion, Norway. **Journal of Petrology**, Oxford, v. 40, n. 3, p. 363-380, 1999.

THORDARSON, T.; SELF, S. The Laki (Skaftár Fires) and Grímsvötn eruptions in 1783-1785. **Bulletin of Volcanology**, Berlin, v. 55, p. 233-263, 1993.

THORDARSON, T. **Volatile release and atmospheric effects of basaltic fissure eruptions**. Honolulu: Universidade de Hawaii, 1995, 580 p. Tese (Doutorado), Universidade de Hawaii em Manoa, Honolulu (HI), 1995.

THORDARSON, T.; SELF, S. Sulfur, chlorine and fluorine degassing and atmospheric loading by the Roza eruption, Columbia River Basalt Group, Washington, USA. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, Amsterdam, v. 74, p. 49-73, 1996.

THORDARSON, T.; SELF, S.; ÓSKARSSON, N.; HULSEBOSCH, T. Sulfur, chlorine and fluorine degassing and atmospheric loading by the 1783-1784 AD Laki (Skaftár Fires) eruption in Iceland. **Bulletin of Volcanology**, Berlin, v. 58, n. 2-3, p. 205-225, 1996.

TOLAN, T. L.; REIDEL, S. P.; BEESON, M. H.; ANDERSON, J. L.; FECHT, K. R.; SWANSON, D. A. Revisions to the estimates of the areal extent and volume of the Columbia River Basalt Group. In: REIDEL, S. P.; HOOPER, P. R. (eds.), **Volcanism and Tectonism in the Columbia River Flood-Basalt Province**. Boulder, Colorado. Geological Society of America, 1989. p. 1-20 (Geological Society of America, Special Paper, 239), 1989.

TRESSOLDI, M.; GUEDES, M. G.; VAZ, L. F. Ocorrências de Basalto de Baixa Densidade na Usina de Porto Primavera e Aspectos de Interesse ao Projeto. In: SIMPÓSIO SUL AMERICANO DE MECÂNICA DE ROCHAS, 2., 1986, Porto Alegre. **Anais...** Porto Alegre: ABMS, 1986. V. 2, p. 238-251.

TRESSOLDI, M. Aspectos Hidrogeológicos dos Derrames Basálticos das Fundações das Estruturas de Concreto da Usina de Porto Primavera. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA, 5., 1987, São Paulo. **Anais...** São Paulo: ABGE, 1987. V. 1, p. 357-371.

TRESSOLDI, M.; CELESTINO, T. B.; COSTA, S. M. K. M.; VICENZO JR, M. C. Caracterização Hidrogeológica e Hidrogeotécnica de Basaltos Fraturados Através de Ensaios Tridimensionais – O exemplo de Porto Primavera. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA, 6., 1990, Salvador, **Anais...** Salvador: ABGE/ABMS, 1990a. V. 1, p. 79-86.

TRESSOLDI, M.; COSTA, S.M.K.M.; VICENZO JR, M.C. de. Avaliação Preliminar do Comportamento Hidrogeológico de Basaltos Fraturados por Ensaios Pontuais de

Bombeamento e Injeção. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA, 6., 1990, Salvador, **Anais...** Salvador: ABGE/ABMS, 1990b. V. 1, p. 87-96.

TSCHERNICH, R. W. **Zeolites of the World**. Geoscience Press, Phoenix, Arizona, 563 p., 1992.

TURFLINGER, J.; DRUMMOND, C. Analysis of bubble sizes in vesicular basalt. **Journal of Geoscience Education**, Bellingham, v. 44, p. 22-26, 1996.

TURNER, S.; REGELOUS, M.; KELLEY, S.; HAWKESWORTH, C. J.; MANTOVANI, M. S. M. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  geochronology. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 121, p.333-348, 1994.

UEDA, S.; MURATA, H.; KOIZUMI, M. Crystallization of mordenite from aqueous solutions. **American Mineralogist**, Washington, v. 65, p. 1012-1019, 1980.

UMANN, L. V.; LIMA, E. F.; SOMMER, C. A.; LIZ, J. D. Vulcanismo Ácido da Região de Cambará do Sul – RS: Litoquímica e Discussão sobre a Origem dos Depósitos. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 31, n. 3, p. 357-364, 2001.

VALENTINE, G. A. Magma transport through dykes. **Nature**, London, v. 343, p. 614, 7, 1989.

VANDOROS, P.; RUEGG, N. R.; CORDANI, U. G. On potassium-argon age measurements of basaltic rocks from Southern Brazil. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 1, p. 449-452, 1966.

VARGAS, T.; SOUZA, W. Litogeoquímica do Magmatismo Intrusivo sob a forma de Sill associado ao magmatismo Extrusivo na Sequência Basáltica do Vale do Rio do Rastro, SC. In: SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 4., 2008b. Foz do Iguaçu, Paraná, Brasil, **Anais...** Cascavel, PR: Editora Coluna do Saber, 2008. 1 CD-ROM.

VEIGA, P. **Estudo dos Arenitos “Intertrapps” da Formação Serra Geral na Região de Santa Maria – R.S.** Porto Alegre: UFRGS. 1973. 100 p. Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 1973.

VIEIRA JUNIOR, N. **Petrologia e Geoquímica do vulcanismo mesozóico de Jaguarão-RS.** Porto Alegre: UFRGS, 1985. 138 p. Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 1985.

WAICHEL, B. L.; LIMA, E. F.; LUBACHESKY, R.; SOMMER, C. A. Peperitos da Formação Serra Geral: um Exemplo da Porção Oeste do Estado do Paraná - Brasil. In: SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 3., 2005. Cabo Frio, Rio de Janeiro, Brasil. **Anais...**, São Paulo: SBG, 2005. P. 213 - 217.

WAICHEL, B. L.; LIMA, E. F.; LUBACHEVSKY, R.; SOMMER, C. A. Pahoehoe flows from the central Paraná Continental Flood Basalts. **Bulletin of Volcanology**, Berlin, v. 68, p. 599-610, 2006.

WAICHEL, B. L.; SCHERER, C. M. S.; FRANK, H. T. Basaltic lava flows covering active aeolian dunes in the Paraná Basin in southern Brazil: Features and emplacement aspects. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, Amsterdam, v. 171, p. 59-72, 2008a.

WAICHEL, B. L.; FRANK, H. T.; SCHERER, C. M. S. Feições geradas pelo Avanço de Derrames de Lava sobre Dunas Eólicas na Porção Sul da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO DE

VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 4., 2008. Foz do Iguaçu, Paraná, Brasil. **Anais...** Cascavel, PR: Editora Coluna do Saber, 2008b. 1 CD-ROM.

WALKER G.P. L. The amygdale minerals in the tertiary lavas of Ireland. I. The distribution of chabazite habits and zeolites in the Garron plateau area, County Antrim. **Mineralogy Magazine**, London, v. 29, p. 773-791, 1951.

WALKER G. P. L. Geology of the Reyðafjörður area, eastern Iceland. **The Quarterly Journal of the Geological Society of London**, London, v. 114, p. 367-393, 1959.

WALKER G. P. L. Zeolite zones and dike distribution in relation to the structure of the basalts of eastern Iceland. **Journal of Geology**, Chicago, v. 68, p. 515-528, 1960.

WALTHER, K. Contribución al conocimiento de las rocas “basálticas” de la formación de Gondwana en la América del Sud. Instituto de Geología Y Perforaciones, **Boletín**, Montevideo, Uruguay, n. 9, 1927.

WASHBURNE, C. W. Petroleum Geology of the State of São Paulo - Brasil. **Boletim da Comissão Geographica e Geologica do Estado de São Paulo**, São Paulo, n. 22, 1930.

WASHBURNE, C. W. **Geologia do Petróleo do Estado de São Paulo. Traduzido, comentado e ampliado por Joviano Pacheco.** Ministério da Agricultura, Departamento Nacional de Produção Mineral, Rio de Janeiro, 228 p., 1939.

WATERS, A. C. Determining direction of flow in basalts. **American Journal of Science**, New Haven, v. 258a, p.350-366, 1960.

WATSON, A. Structure, chemistry and origins of gypsum crusts in southern Tunisia and the central Namib Desert. **Sedimentology**, Oxford, v. 32, p. 855-875, 1985.

WATSON, E. B. Basalt Contamination by Continental Crust: Some Experiments and Models. **Contributions of Mineralogy and Petrology**, Berlin, v. 80, p. 73-87, 1982.

WEISENBERGER, T. **Zeolite facies mineralisation in the Hvalfjörður area, Iceland.** Diplomarbeit. Fakultät für Chemie, Pharmazie und Geowissenschaften, Geologisches Institut, Albert-Ludwigs-Universität Freiburg, 142 p., 2005.

WEISS, S. Steckbrief Apophyllit. **Lapis**, München, Ano 6, n. 3, Março 1981.

WENTWORTH, G. K. Physical Behaviour of Basaltic Lava Flows. **Journal of Geology**, Chicago, v. 62, p. 425-438, 1934.

WERNICK, E. A Silicificação do Arenito Botucatu na Quadrícula de Rio Claro. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, São Paulo, v. 15, n. 1, p. 49-57, 1966.

WERNICK, E.; LANDIM, P. M. B. Nota sobre um Diabásio Amigdaloidal em Rio Claro, (SP). **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, São Paulo, v. 15, n. 2, p. 61-66, 1966.

WERNICK, E.; EBERT, H. Novas Observações sobre Rochas Básicas nos Arredores de Rio Claro, SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 21., 1967, São Paulo. **Anais...** São Paulo: SBG, 1967. P. 206 - 213.

WERNICK, E.; SOUZA, A. Sôbre a Ocorrência de uma Camada de Fluxo (Flow Layer) em Basaltos na Região do Salto do Avanhandava, Estado de São Paulo. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 43, n. 2, p. 421-427, 1971.



WERNICK, E. Contribuição ao Conhecimento da Tectônica das Rochas Básicas da Região Nordeste do Estado de São Paulo. **Notícia Geomorfológica**, Campinas, v. 12, n. 23, p. 31-40, 1972.

WERNICK, E.; EBERT, H. Novas Observações sobre Rochas Básicas nos Arredores de Rio Claro, SP. **Boletim Paranaense de Geociências**, Curitiba, n. 26, p. 69-71, 1978.

WESTERCAMP, D. Distribution and volcano-structural control of zeolites and other amygdale minerals in the island of Martinique. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, Amsterdam, v. 11, n. 2-4, p. 353-365, 1981.

WHITE, I. C. Relatório sobre as “coal measures” e rochas associadas do Sul do Brasil. Relatório Final da Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brasil, Rio de Janeiro, **Imprensa Nacional**, Rio de Janeiro, v. 28., 617 p., 1908.

WHITE, R. S.; MCKENZIE, D. M. Mantle plumes and flood basalts. **Journal of Geophysical Research**, Washington, v. 100(B9), p. 17.543-17.585, 1995.

WILDNER, W.; SANDER, A.; ROMANINI, S. J. Texturas e Estruturas dos Lagos de Lava Serra Geral. In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 2, 2002. Belém, Pará. **Boletim de Resumos e Roteiro de Excursões...**, Pará: SBG - Núcleo Norte, 2002. P. 106.

WILDNER, W.; LOPES, R. C.; ROMANINI, S.; CAMOZATTO, E. Contribuição à Estratigrafia do Magmatismo Serra Geral na Bacia do Paraná. In: ENCONTRO SOBRE A ESTRATIGRAFIA DO RIO GRANDE DO SUL: ESCUDO E BACIAS, 1., 2003. Porto Alegre. **Anais...**, Porto Alegre: SBG, 2003. P. 204 - 210.

WILDNER, W. Estratigrafia do magmatismo Serra Geral na Bacia do Paraná – Conceitos básicos e divisão faciológica. In: REUNIÃO ABERTA DA COMISSÃO BRASILEIRA DE ESTRATIGRAFIA, 2004. **Anais...**, Porto Alegre: SBG, 2004. P. 62-77.

WILDNER, W.; SANTOS, J. O. S.; HARTMANN, L. A.; McNAUGHTON, N. J. Climax final do vulcanismo Serra Geral em 135 Ma: primeiras idades U-Pb em zircão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 43., 2006, Recife, 6 p., inédito, 2006.

WILDNER, W.; RAMGRAB, G. E.; LOPES, R. C.; IGLESIAS, C. M. F. **Mapa geológico do Estado do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre, CPRM, 2008. 1 CD-ROM.

WILKIN, R. T.; BARNES, H. L. Solubility and stability of zeolites in aqueous solution: I. Analcime, Na-, and K-clinoptilolite. **American Mineralogist**, Washington, v. 83, p. 746-761, 1998.

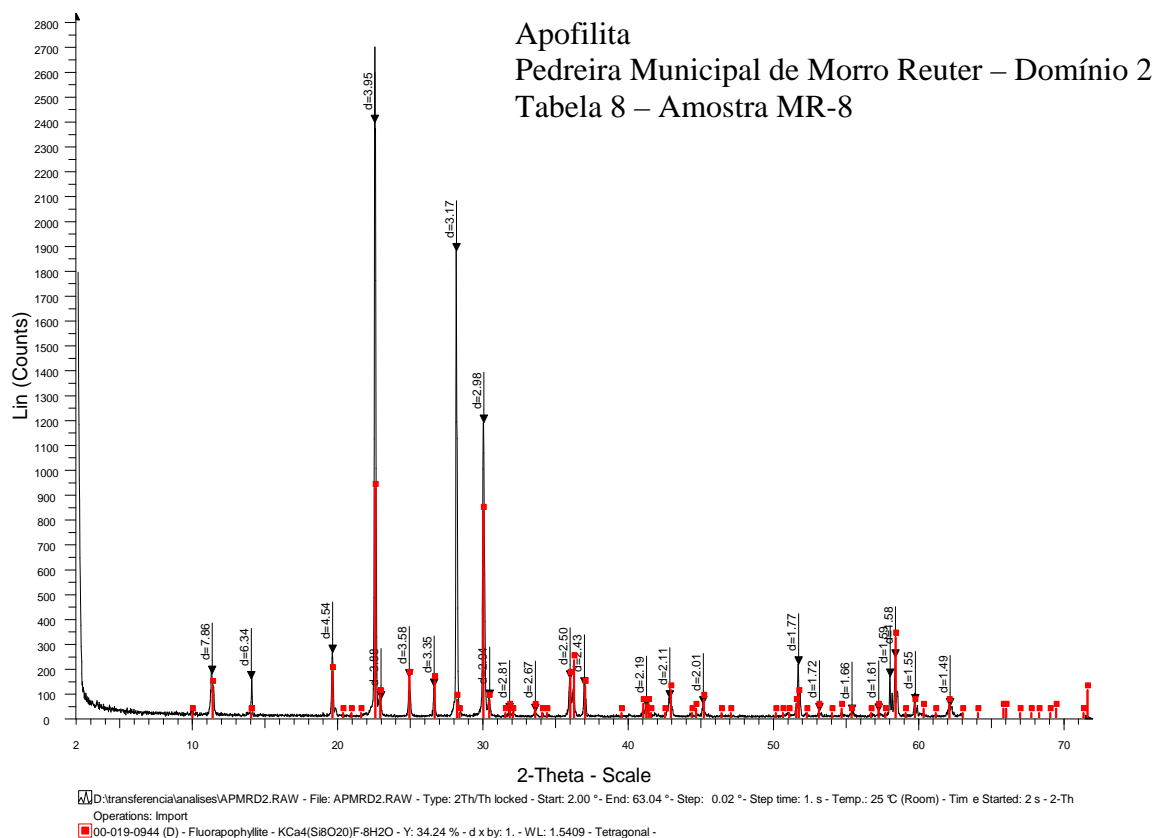
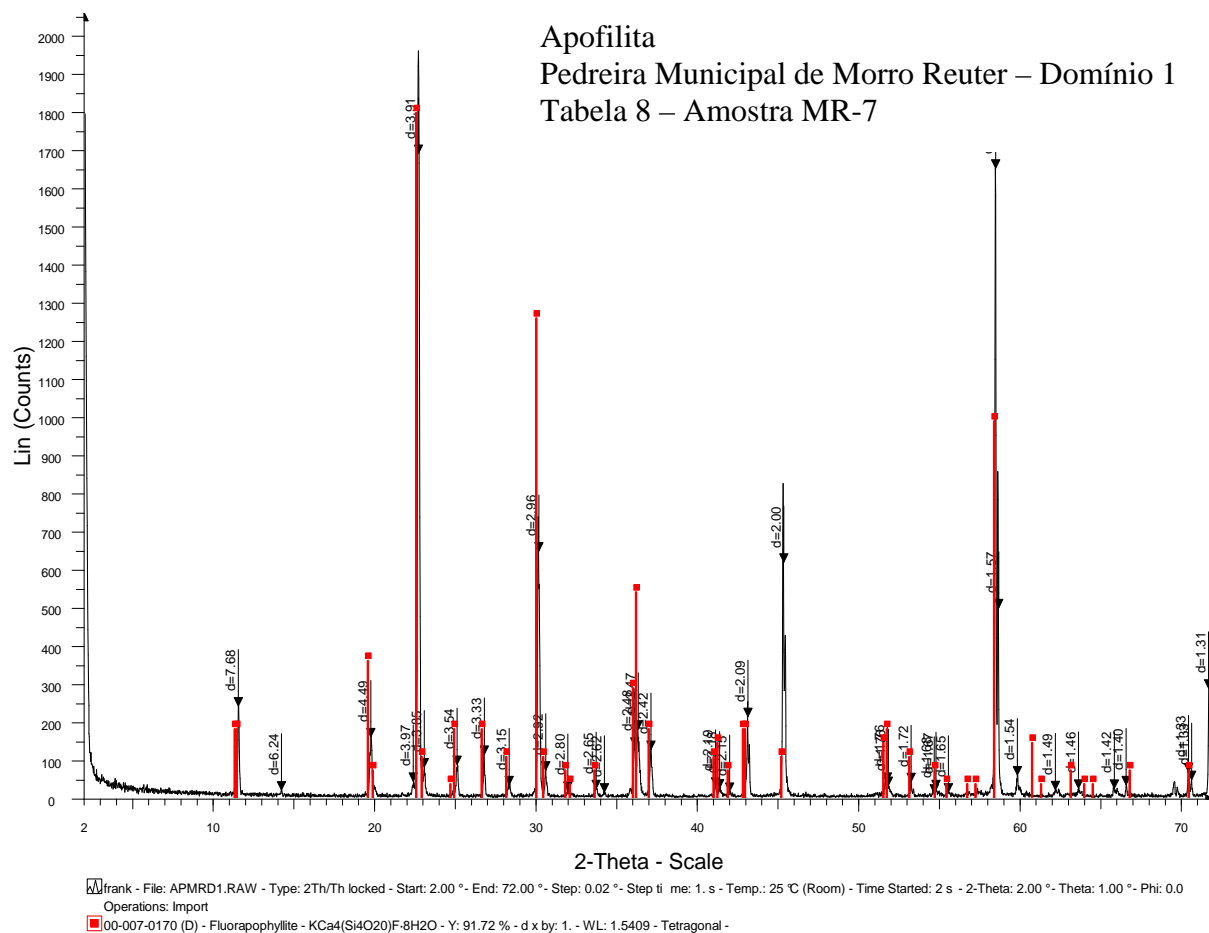
WILMOTH, R. A.; WALKER, G. P. L. P-type and S-type pahoehoe: a study of vesicle distribution patterns in Hawaiian lava flows. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, Amsterdam, v. 55, p. 129-142, 1993.

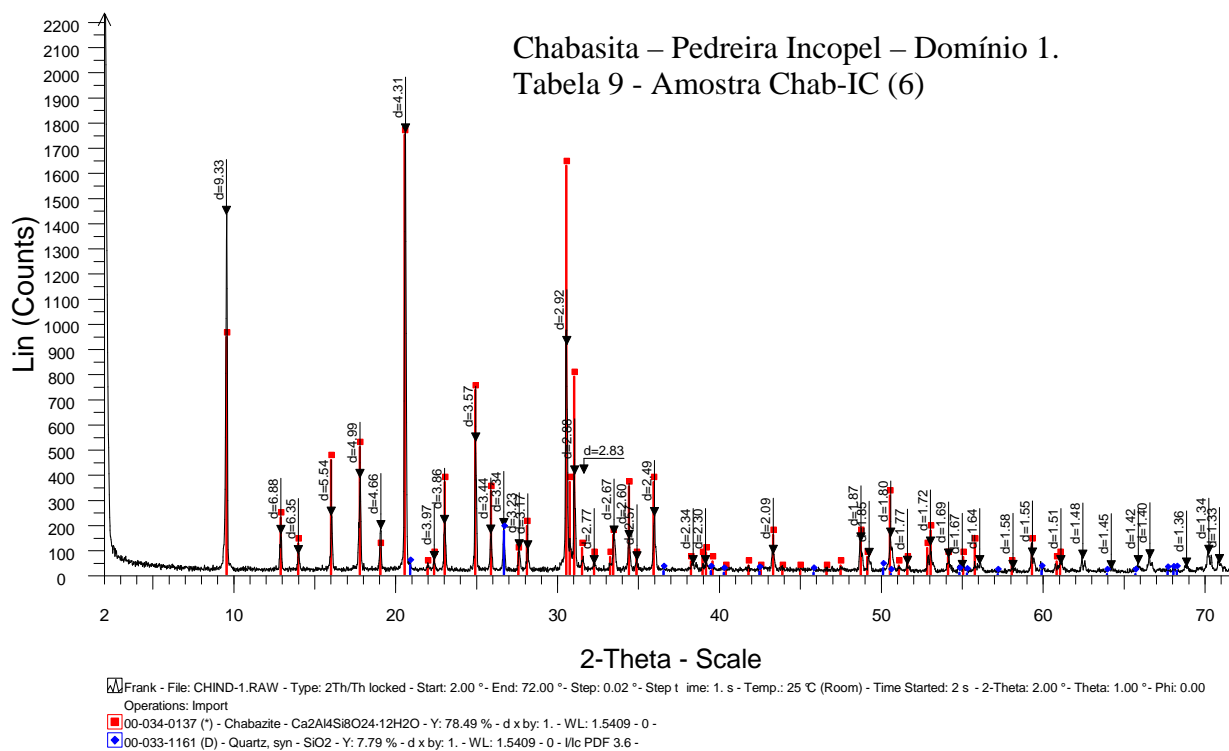
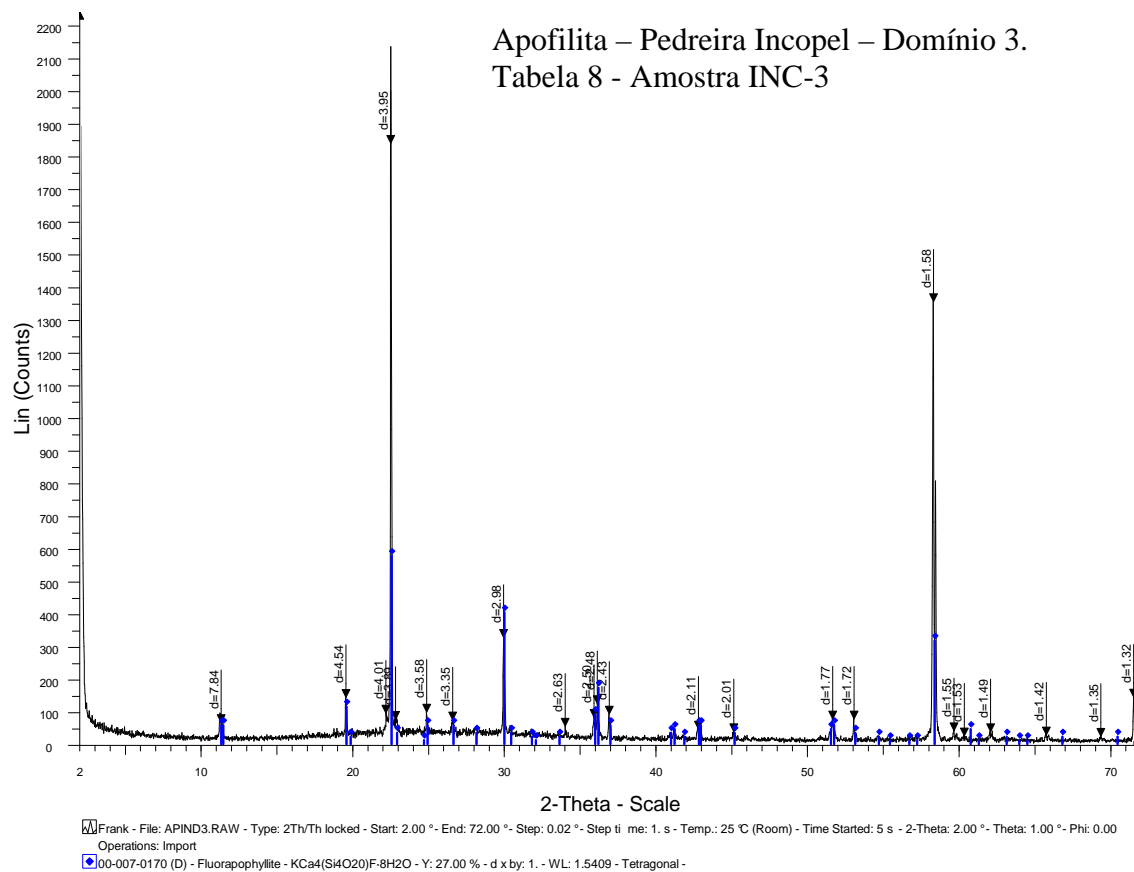
WILSON, M. Magmatism and continental rifting during the opening of the South Atlantic Ocean: a consequence of Lower Cretaceous super-plume activity ? In: STOREY, B.C.; ALABASTER, T.; PANKHURST, R.J. (eds): **Magmatism and the Causes of Continental Break-up**, Geological Society Special Publication, n. 68, p. 241-255, 1992.

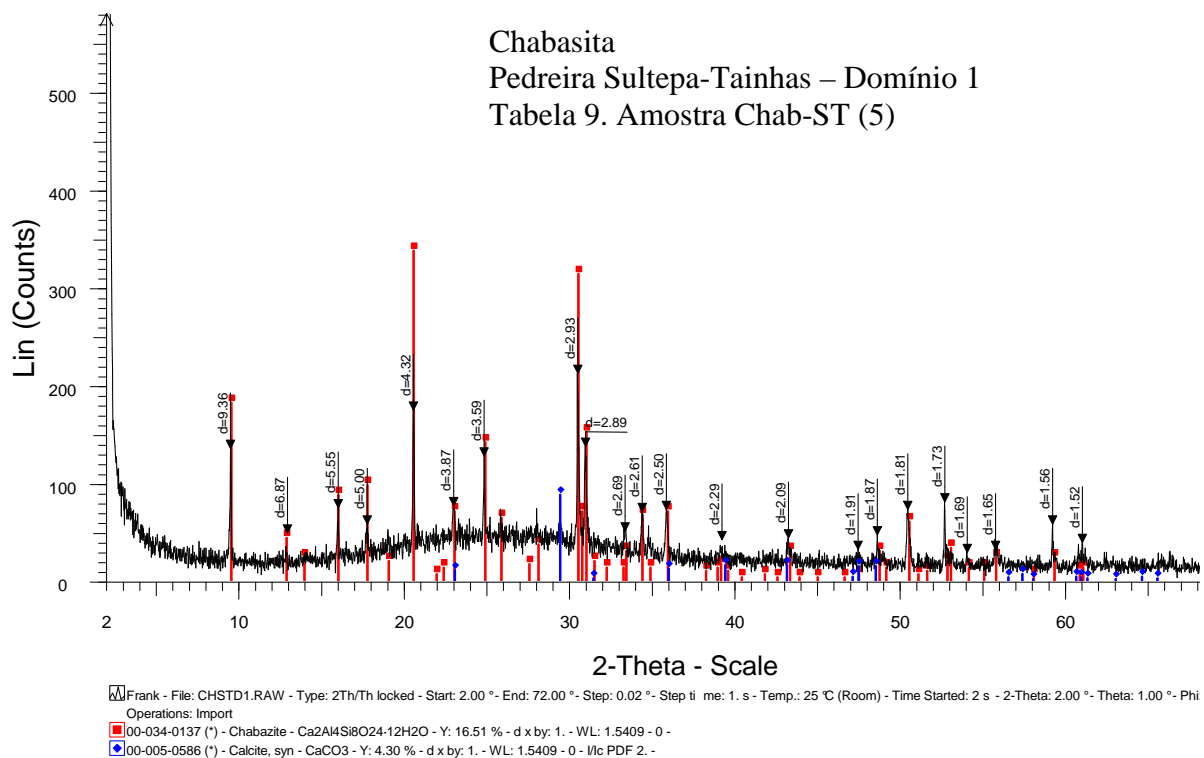
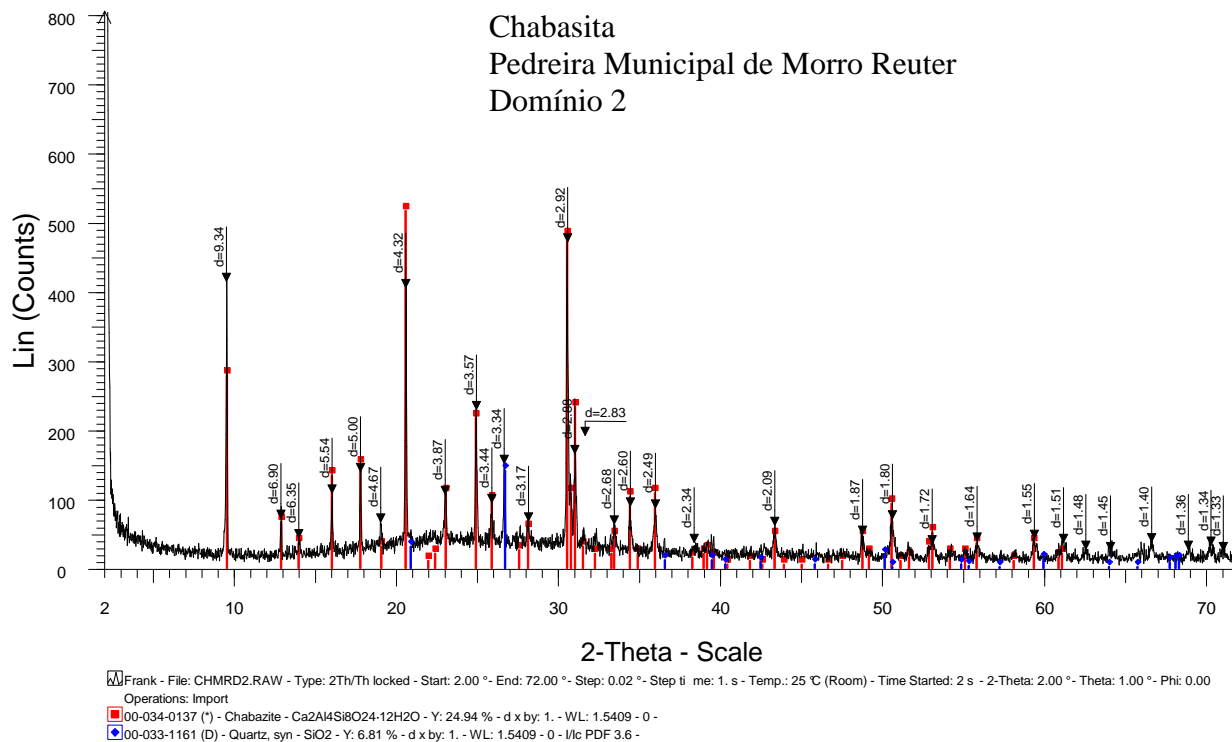
WILSON, M. Magmatism and the geodynamics of basin formation. **Sedimentary Geology**, Amsterdam, v. 86, p. 5-29, 1993.

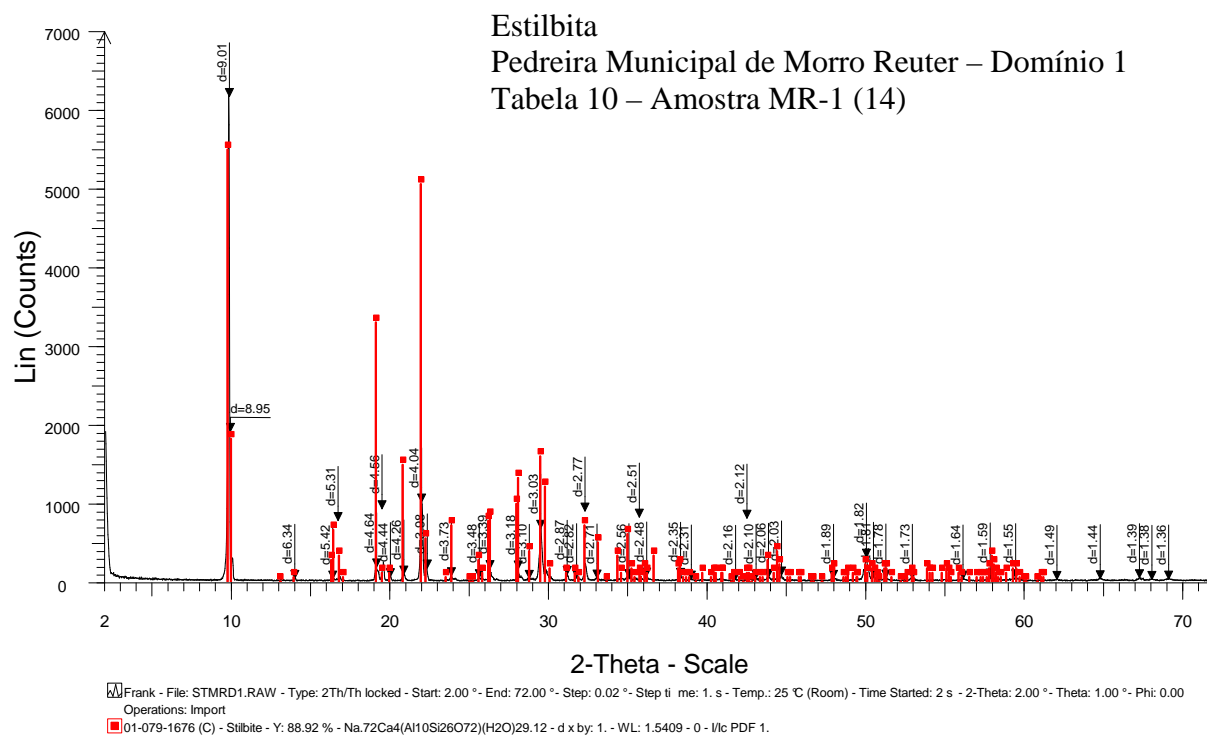
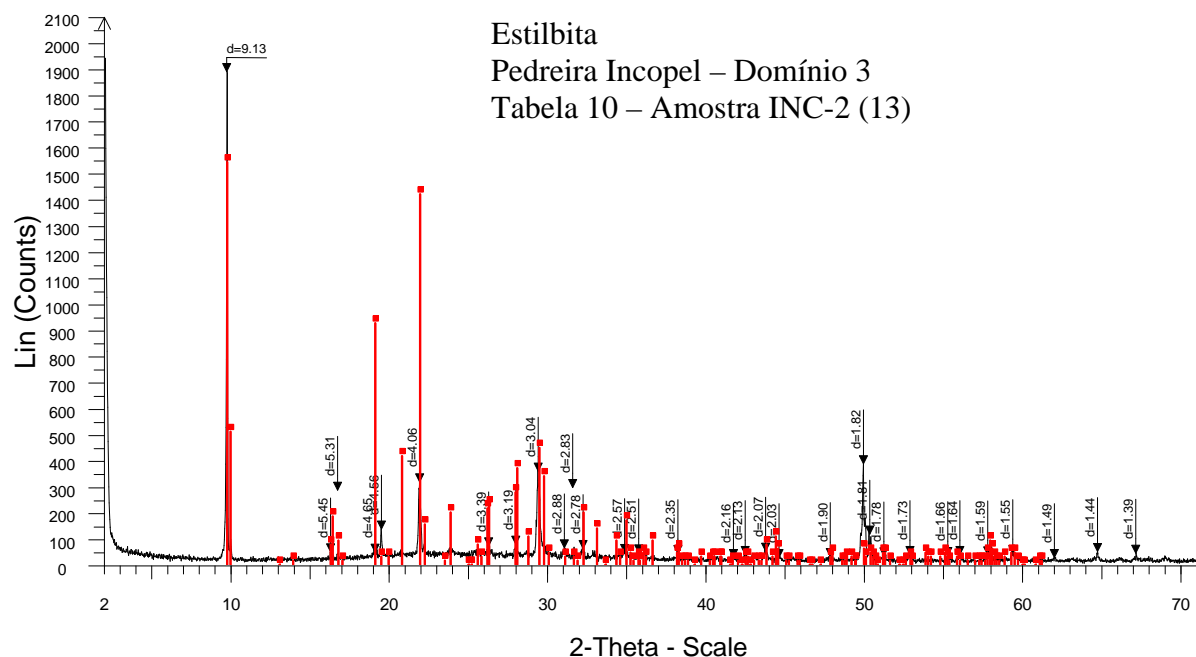
- WHITTINGHAM, A. M. **Stratigraphy and petrogenesis of the volcanic formations associated with the opening of the South Atlantic, southern Brazil**. Oxford: Universidade de Oxford, 1991. 162 p. Tese (Doutorado) – Universidade de Oxford, 1991.
- WOLFF, J. A.; SELF, S.; RAMPINO, M. R.; STOTHERS, R. B. Basaltic Fissure Eruptions, Fire Fountains, and Atmospheric Aerosols. **EOS**, Washington, , v. 65, n. 45, p. 1148-1149, 6 de Nov., 1984.
- WOOD, C. A. Amazing and Portentous Summer of 1783. **EOS**, Washington, v. 65, n. 26, 26 de Junho, 1984.
- WOODWORTH, J. B. Geological Expedition to Brazil and Chile, 1908-1909. Museum Comp. Zoology, Harvard College, **Bulletin**, v. 61, n. 1, p. 1-137, 1912.
- YODER JR, H. S.; TILLEY, C. E. Origin of basalt magmas: An experimental study of natural and synthetic rock systems. **Journal of Petrology**, Oxford, v. 3, p. 342-532, 1962.
- YOUNG, R. W.; MCDUGALL, I. Basalts and silcretes on the coast near Ulladulla, southern New South Wales. **Journal of the Geological Society of Australia**, Sydney, v. 29, p. 425-430, 1982.
- ZALÁN, P. V.; CONCEIÇÃO, J. C., ASTOLFI, M. A. M.; APPI, V. T.; WOLFF, S.; VIEIRA, I. S.; MARQUES, A. Estilos Estruturais Relacionados a Intrusões Magmáticas Básicas em Rochas Sedimentares. **Boletim Técnico da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v. 28, n. 4, p. 221-230, 1985.
- ZALÁN, P. V. A Tectônica Transcorrente na Exploração de Petróleo: uma Revisão. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 16, n. 3, p. 245-257, 1986a.
- ZALÁN, P. V. Identificação de Falhas Transcorrentes em Seções Sísmicas. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 16, n. 3, p. 258-265, 1986b.
- ZALÁN, P. V.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; WOLFF, S.; ASTOLFI, M. A. M.; VIEIRA, I. S.; APPI, V. T.; NETO, E. V. S.; CERQUEIRA, J. R.; ZANOTTO, O. A.; PAUMER, M.L.; MARQUES, A. **Análise da Bacia do Paraná**. Relatório Interno da Petrobrás. Depex/Cenpes nº 1035-5765, Rio de Janeiro, 5 volumes, 1986.
- ZALÁN, P. V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; ASTOLFI, M. A. M.; VIEIRA, I. S.; APPI, V. T.; ZANOTTO, O. A. Tectônica e Sedimentação da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO SUL BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3., 1987. Curitiba. **Atas...** Curitiba: SBG, 1987. V.1, p. 441-477.
- ZALÁN, P. V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; MARQUES, A.; ASTOLFI, M. A. M.; VIEIRA, I. S.; APPI, V. T.; ZANOTTO, O. A. Bacia do Paraná. In: RAJA GABAGLIA, G. P.; MILANI, E. J. (eds): **Origem e Evolução de Bacias Sedimentares**. PETROBRÁS/SEREC/CEN-SUD, Rio de Janeiro, p. 135-168, 1990.
- ZANETTIN, B. Classificazione chimica delle rocce vulcaniche mediante il diagramma TAS (total alkali-silica). **Rend. Società Italiana Mineralogia Petrologia**, v. 41, p. 193-200, 1986.

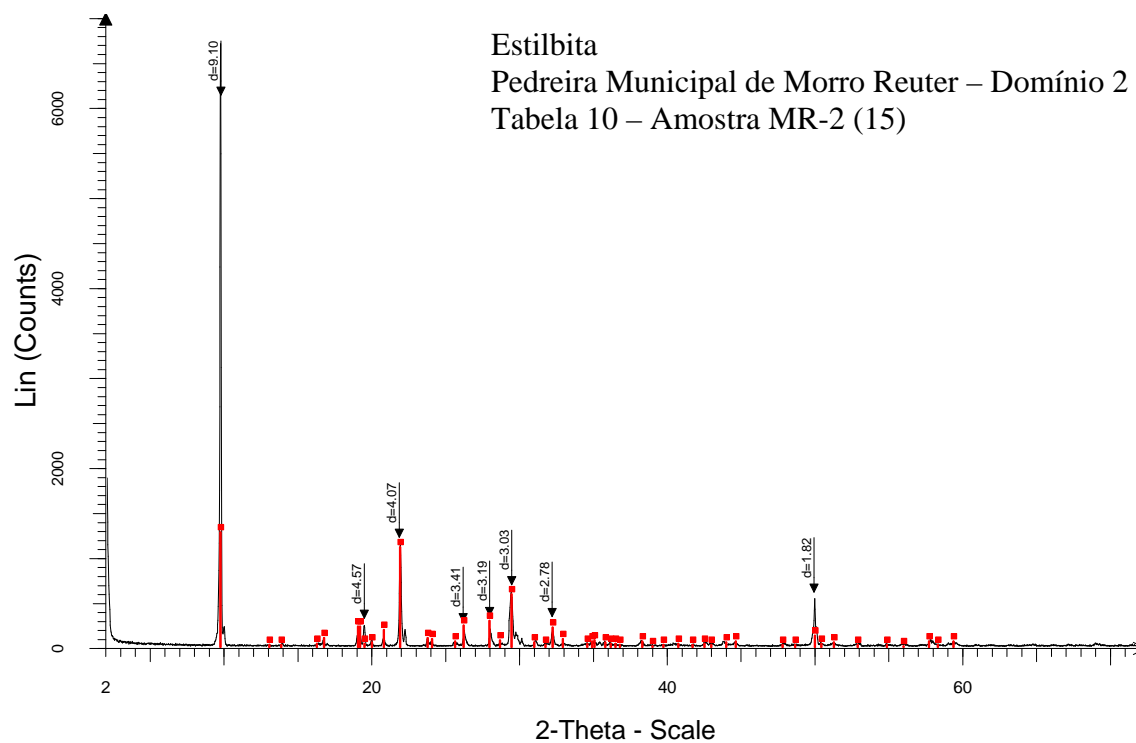
## APÊNDICE A – DIFRATOGRAMAS





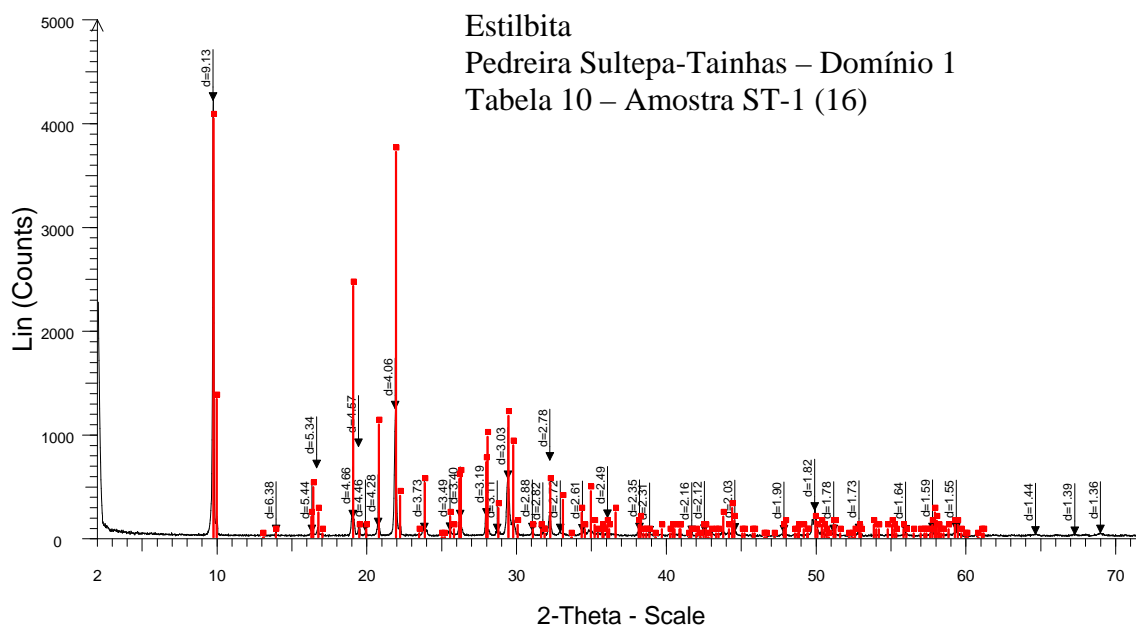






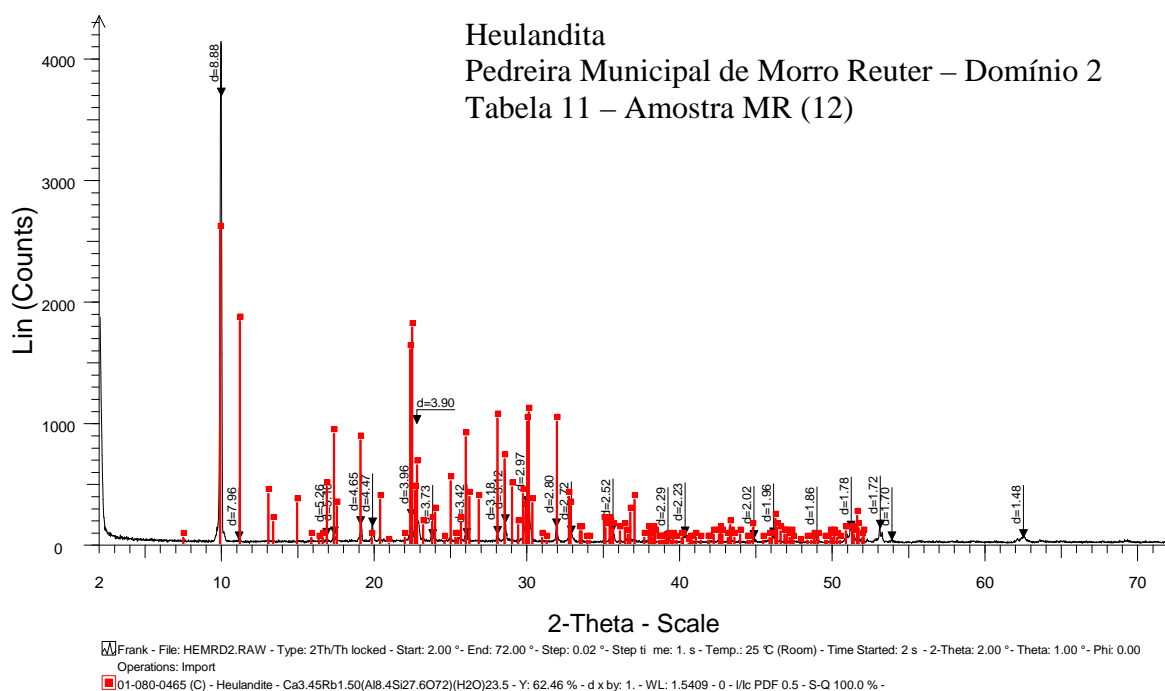
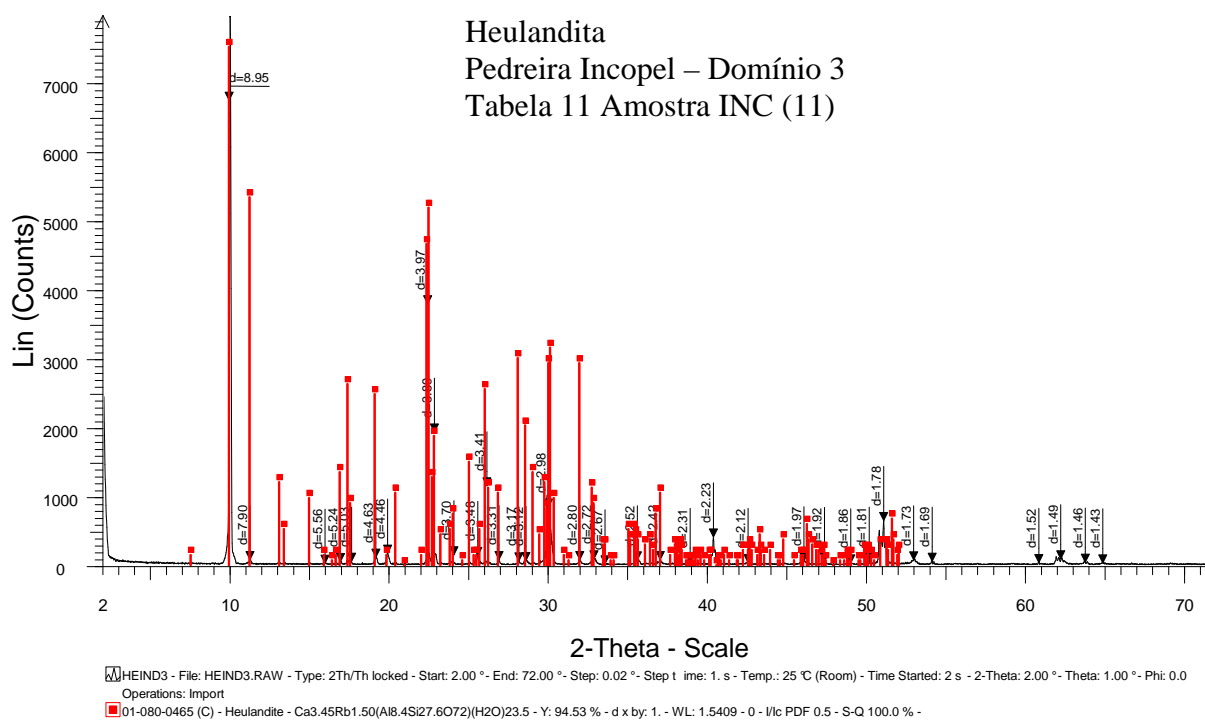
Frank - File: STMRD2.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.00 ° - End: 72.00 ° - Step: 0.02 ° - Step time: 1. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.00 ° - Theta: 1.  
Operations: Import

00-044-1479 (\*) - Stilbite - (Na,K)Ca<sub>2</sub>Al<sub>5</sub>Si<sub>13</sub>O<sub>36</sub>·14H<sub>2</sub>O - Y: 19.06 % - d x by: 1. - WL: 1.5409 - Monoclinic -

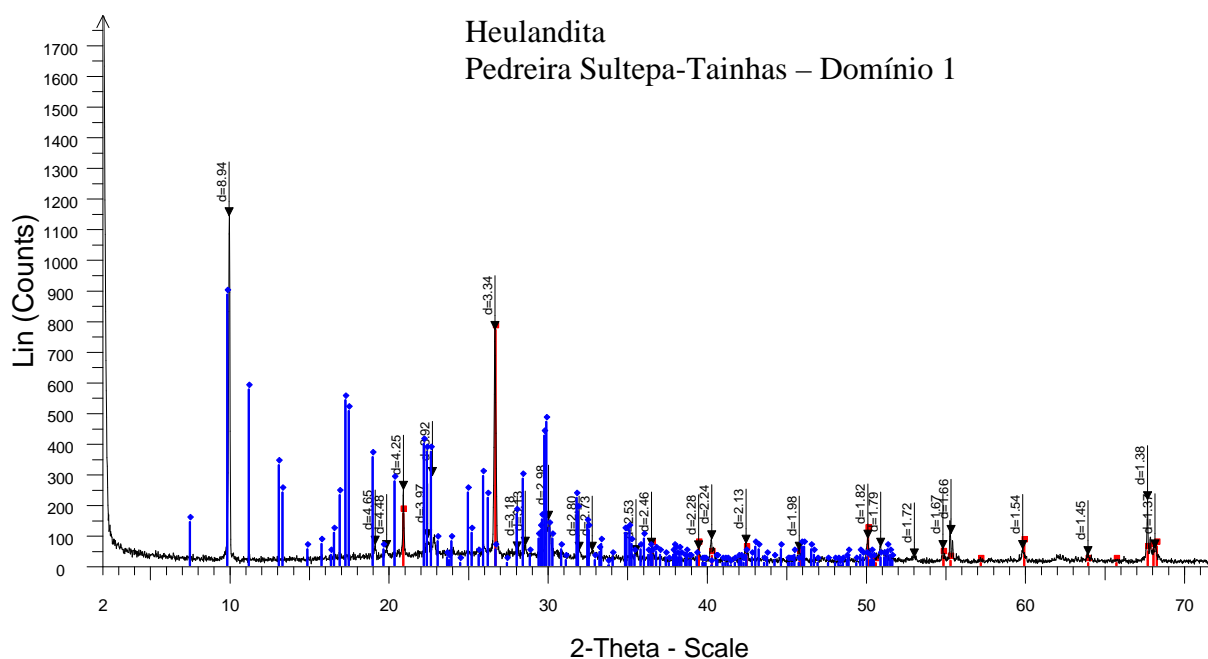


Frank - File: STSTD1.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.00 ° - End: 72.00 ° - Step: 0.02 ° - Step time: 1. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.00 ° - Theta: 1.00 ° - Phi: 0.00 °  
Operations: Import

01-079-1676 (C) - Stilbite - Y: 95.92 % - Na<sub>72</sub>Ca<sub>4</sub>(Al<sub>10</sub>Si<sub>26</sub>O<sub>72</sub>)(H<sub>2</sub>O)<sub>29</sub>·12 - d x by: 1. - WL: 1.5409 - 0 - S-Q 100.0 % - Ilc PDF 1.

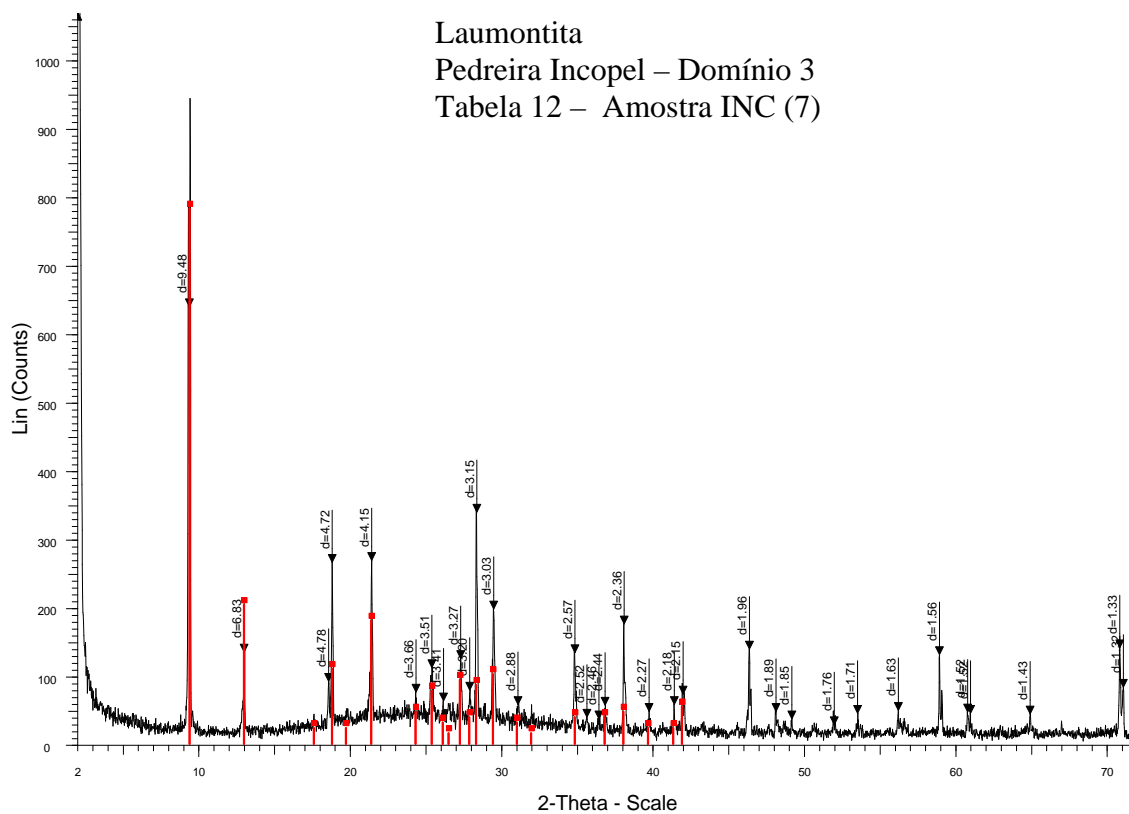






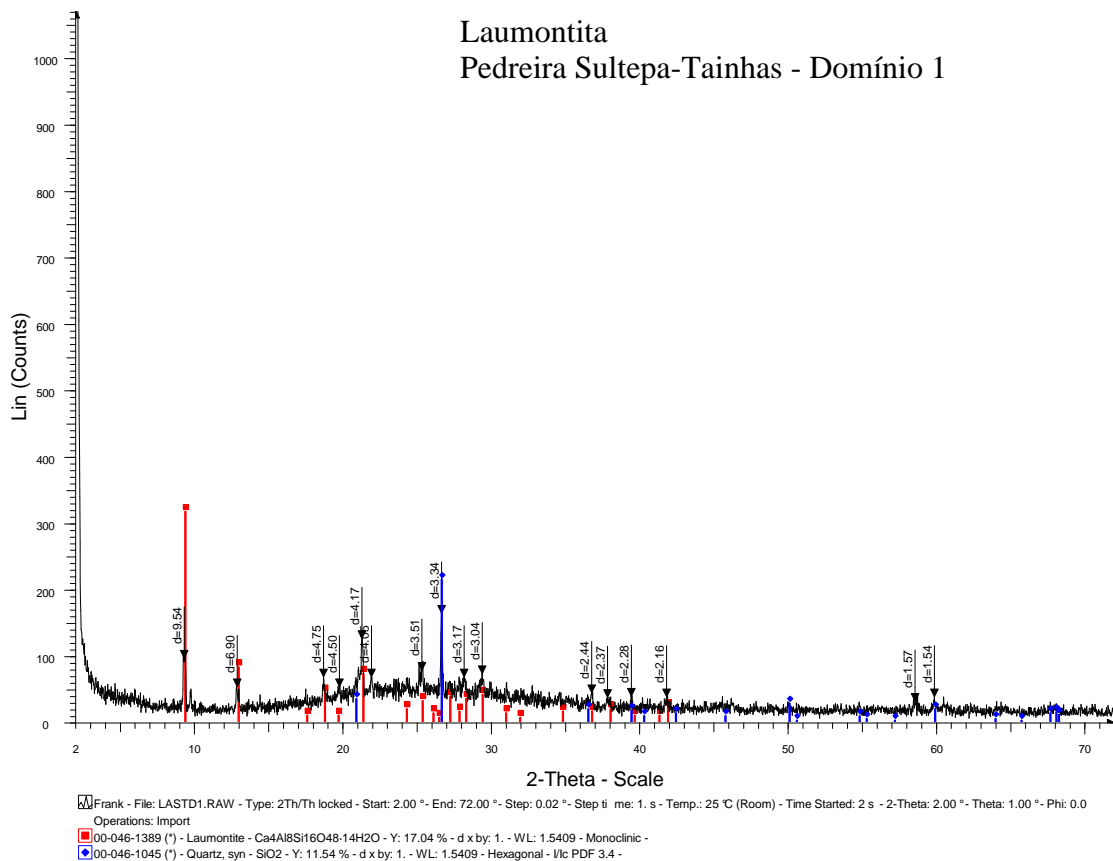
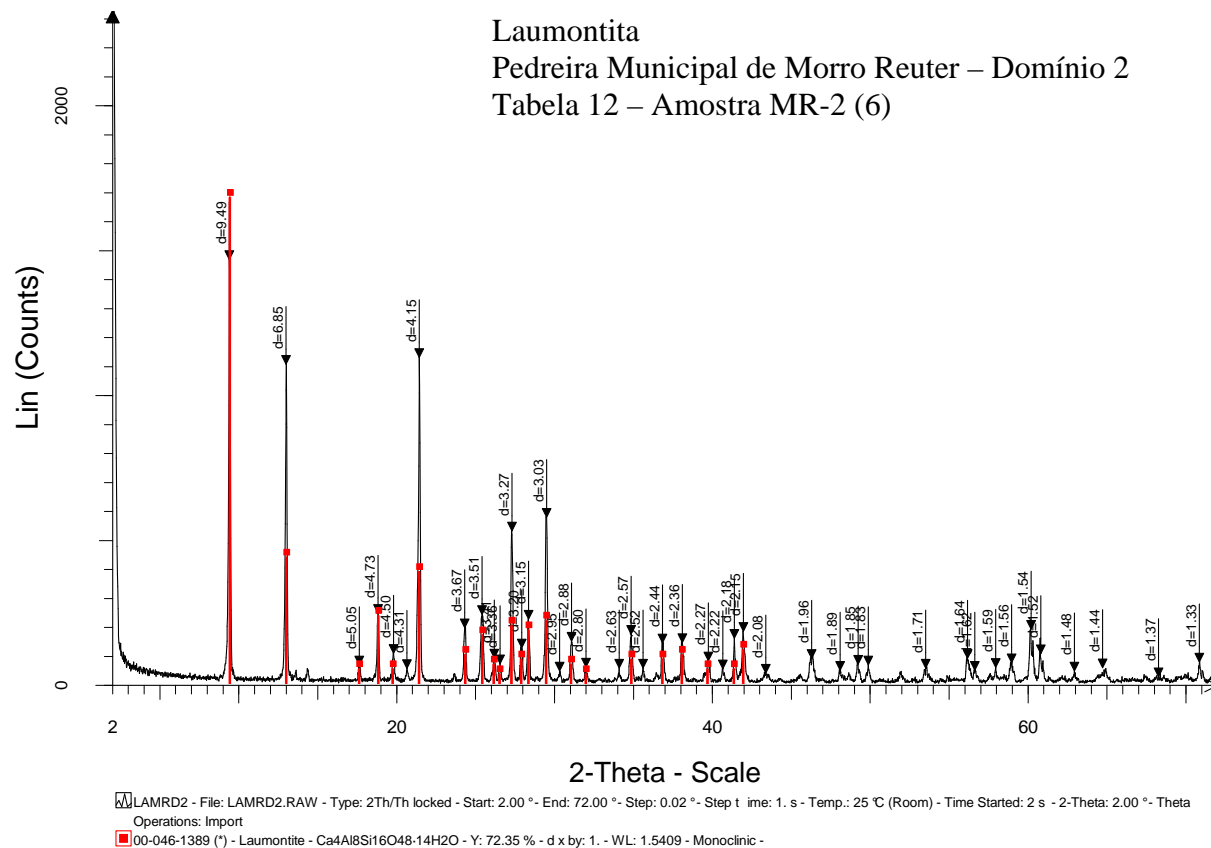
Frank - File: HESYD1.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.00 ° - End: 72.00 ° - Step: 0.02 ° - Step time: 1. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 7 s - 2-Theta: 2.00 ° - Theta: 1.00 ° - Phi: 0.00  
 Operations: Import

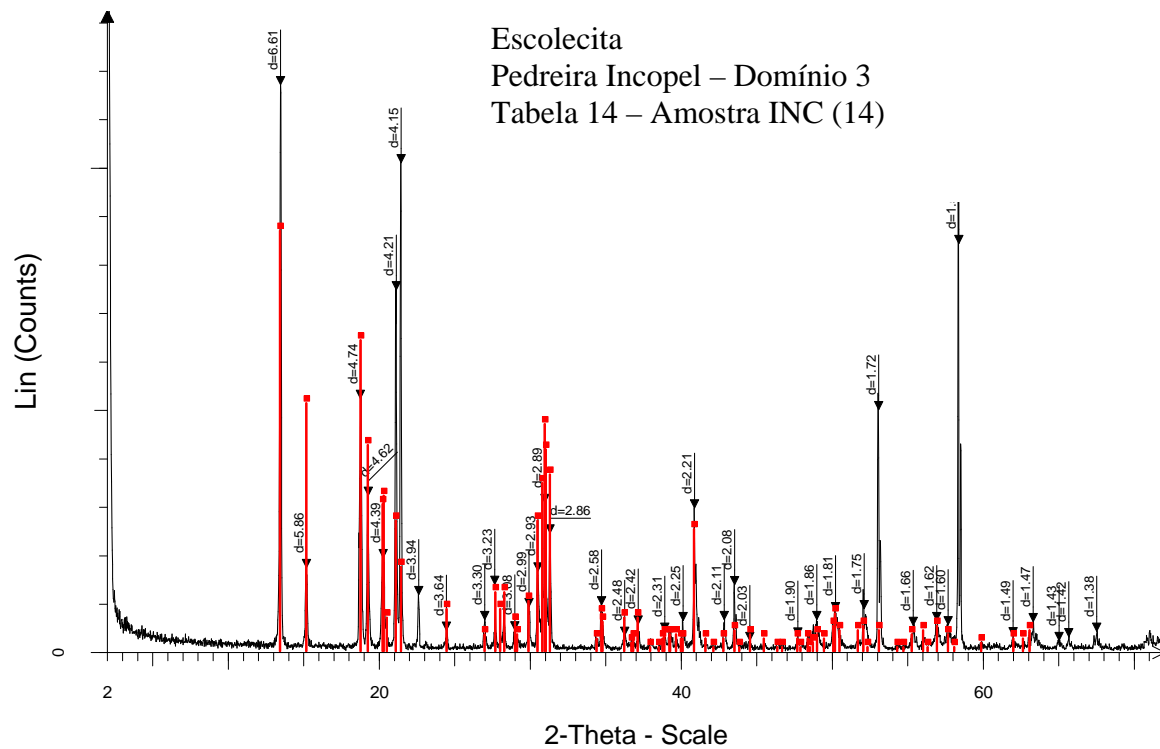
00-033-1161 (D) - Quartz, syn - Y: 42.96 % - SiO<sub>2</sub> - d x by: 1. - WL: 1.5409 - 0 - S-Q 11.2 % - I/c PDF 3.6  
 01-084-0419 (C) - Heulandite - Y: 49.39 % - Ag<sub>3</sub>.88Si<sub>32</sub>.12Al<sub>3</sub>.88O<sub>72</sub>(H<sub>2</sub>O)15.72 - d x by: 1. - WL: 1.5409 - 0 - S-Q 88.8 % - I/c PDF 0.5



Frank - File: LAIND3.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.00 ° - End: 72.00 ° - Step: 0.02 ° - Step time: 1. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.00 ° - Theta: 1.00 ° - Phi: 0.00  
 Operations: Import

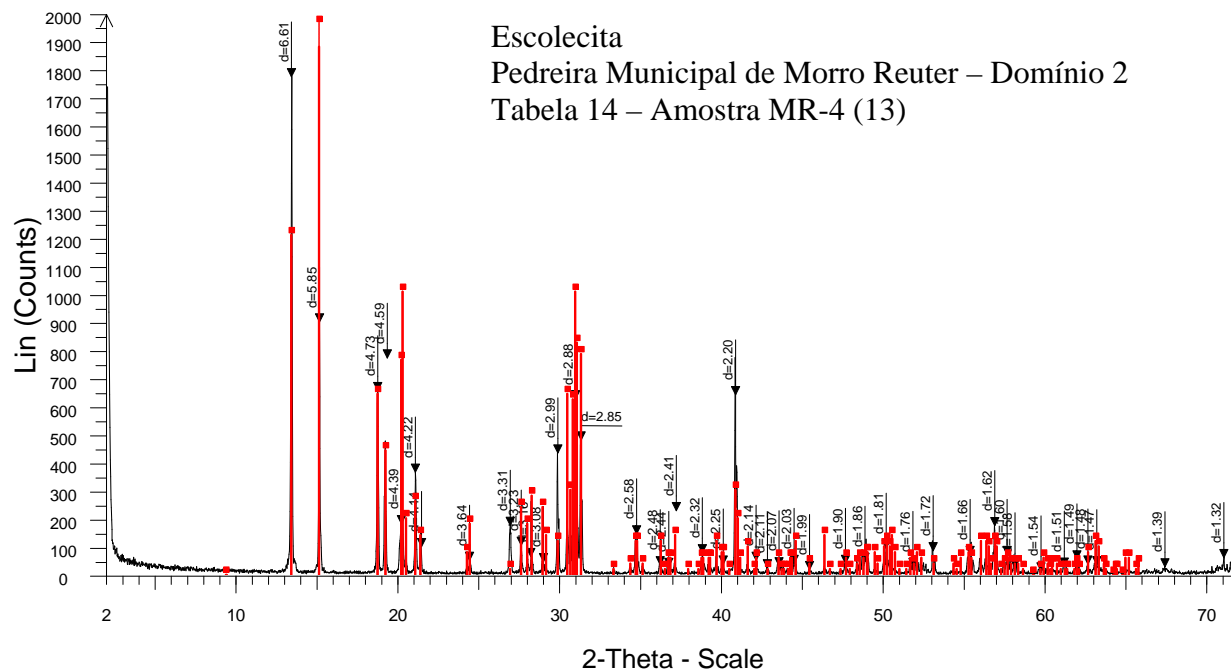
00-046-1389 (\*) - Laumontite - Ca<sub>4</sub>Al<sub>8</sub>Si<sub>16</sub>O<sub>48</sub>.14H<sub>2</sub>O - Y: 37.66 % - d x by: 1. - WL: 1.5409 - Monoclinic -





Frank - File: SCIND3.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.00 ° - End: 72.00 ° - Step: 0.02 ° - Step time: 1. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.00 ° - Theta: 1.0  
Operations: Import

00-041-1355 (I) - Scolecite -  $\text{CaAl}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}\cdot 3\text{H}_2\text{O}$  - Y: 49.01 % - d x by: 1. - WL: 1.5409 - Monoclinic -



Frank - File: SCMRD2.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.00 ° - End: 72.00 ° - Step: 0.02 ° - Step time: 1. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.00 ° - Theta: 1.00 ° - Phi: 0.00  
Operations: Import

01-070-2314 (C) - Scolecite - Y: 113.73 % -  $\text{CaAl}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{H}_2\text{O})_3$  - d x by: 1. - WL: 1.5409 - 0 - S-Q 100.0 % - Ilc PDF 0.9

## ANEXO A – Tabelas de Composição Química de Apofilita e Zeolitas

TABELA 8 - Composições de apofilita e de apofilitas da Índia e da Formação Serra Geral, da literatura e da área de estudo.

	<b>KF (1)</b>	<b>NaF (2)</b>	<b>KOH (3)</b>	<b>Deccan (4)</b>	<b>Antas (5)</b>	<b>Franco (6)</b>	<b>MR (7)</b>	<b>MR (8)</b>	<b>INC (9)</b>
<b>SiO<sub>2</sub></b>	51,61	52,79	52,15	51,68	51,48	50,70	50,53	50,11	52,12
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	-	-	0,43	0,15	0,39	1,80	0,27	0,85	0,60
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(t)</b>	-	-	0,06	<0,01	0,11	-	0,02	<0,01	0,02
<b>MnO</b>	-	-	-	-	-	-	0,001	<0,001	0,001
<b>MgO</b>	-	-	-	-	-	-	<0,01	<0,01	<0,01
<b>CaO</b>	24,84	25,41	24,65	25,55	24,54	25,50	25,37	25,44	25,34
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,08	3,05	0,24	-	0,58	0,91	0,32	0,38	0,34
<b>K<sub>2</sub>O</b>	5,47	0,33	4,75	5,17	1,86 + 3,94-K <sup>+</sup>	4,10	5,01	5,08	4,88
<b>TiO<sub>2</sub></b>	-	-	-	-	-	-	<0,001	<0,001	<0,001
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	-	-	-	-	-	-	<0,01	<0,01	<0,01
<b>F<sup>-</sup></b>	2,32	2,27	0,00	1,66	1,48	-	-	-	-
<b>P.F.</b>	16,66	17,11	16,76	16,64	16,40	17,70	17,27	17,38	17,25
<b>Soma</b>	100,98	100,96	99,04	100,16	99,84	100,71	98,80	99,26	100,6

(1) Composição de apofilita-KF.

(2) Composição de apofilita-NaF.

(3) Composição de apofilita-KOH.

(4) Composição média das apofilitas na Província do Deccan. Ottens (2004).

(5) Apofilitas do episódio “Das Antas” (Bento Gonçalves, RS). Lieber (1965).

(6) Apofilita de Tatú (SP). Franco (1952).

(7) Apofilita leitosa do Domínio 1 da Pedreira de Morro Reuter. Análise por Espectrometria de Emissão em Plasma com Detetor de Massa (ICP-MS).

(8) Apofilita esverdeada do Domínio 2 da Pedreira de Morro Reuter. Análise por Espectrometria de Emissão em Plasma com Detetor de Massa (ICP-MS).

(9) Apofilita tabular incolor do Domínio 3 da Pedreira Incopel. Análise por Espectrometria de Emissão em Plasma com Detetor de Massa (ICP-MS).

TABELA 9 - Composições de chabasitas e das chabasitas da Formação Serra Geral da área de estudo.

	<b>Chab-Ca (1)</b>	<b>Chab-K (2)</b>	<b>Chab-Na (3)</b>	<b>Chab-Sr (4)</b>	<b>Chab-ST (5)</b>	<b>Chab-IC (6)</b>
<b>SiO<sub>2</sub></b>	46,43	47,42	42,50	40,47	47,36	50,47
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	19,33	20,20	22,07	21,94	18,26	17,61
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	-	-	0,07	-	0,05	0,17
<b>MnO</b>	-	-	-	-	0,003	0,001
<b>MgO</b>	0,08	0,16	0,08	-	0,04	0,18
<b>CaO</b>	10,04	3,33	1,02	5,25	8,81	7,62
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,09	0,16	9,21	1,16	0,29	0,74
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,91	5,6	4,73	2,64	1,54	1,37
<b>SrO</b>	0,3	-	0,5	4,73	-	-
<b>TiO<sub>2</sub></b>	-	-	-	-	<0,001	<0,001
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	-	-	-	-	<0,01	0,01
<b>P.F.</b>	22,82	21,42	19,75	18,54	22,05	21,22
<b>Soma</b>	99,99	98,95	99,92	99,70	98,42	99,39

(1) Composição de chabasita-Ca.

(2) Composição de chabasita-K.

(3) Composição de chabasita-Na.

(4) Composição de chabasita-Sr.

(5) Chabasita do Domínio 1 da Pedreira Sultepa-Tainhas. Análise por Espectrometria de Emissão em Plasma com Detetor de Massa (ICP-MS).

(6) Chabasita do Domínio 1 da Pedreira Incopel. Análise por Espectrometria de Emissão em Plasma com Detetor de Massa (ICP-MS).

TABELA 10 - Composições de estilbitas e das estilbitas da Formação Serra Geral, citadas na literatura e da área de estudo (continua).

	<b>Est-Ca (1)</b>	<b>Est-Na (2)</b>	<b>Deccan (3)</b>	<b>Franco1 (4)</b>	<b>Franco2 (5)</b>	<b>Franco3 (6)</b>	<b>M-1 (7)</b>	<b>M-2 (8)</b>
<b>SiO<sub>2</sub></b>	58,46	58,34	55,90	60,82	55,10	54,80	57,30	56,80
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	14,17	14,14	15,70	16,67	17,10	16,80	15,30	15,80
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	-	-	<0,01	-	-	-	0,026	0,052
<b>MnO</b>	-	-	-	-	-	-	-	-
<b>MgO</b>	-	-	0,03	-	-	-	0,02	0,02
<b>CaO</b>	7,79	5,83	8,52	4,25	7,80	8,60	8,00	8,00
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	1,08	3,22	0,99	1,73	0,74	1,10	0,99	0,66
<b>K<sub>2</sub>O</b>	-	-	0,01	-	-	0,12	0,06	0,16
<b>TiO<sub>2</sub></b>	-	-	-	-	-	-	-	-
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	-	-	-	-	-	-	-	-
<b>P.F.</b>	18,78	18,74	18,69	18,12	18,12	19,30	17,50	17,86
<b>Soma</b>	100,28	100,27	99,85	101,59	100,24	100,72	99,29	99,45

(1) Composição de estilbita-Ca.

(2) Composição de estilbita-Na.

(3) Composição média de estilbitas da Província do Deccan. Ottens (2004).

(4) Estilbita de Brotas (SP). Franco (1952).

(5) Estilbita do Rio do Peixe (PR). Franco (1952).

(6) Estilbita de Lins (SP). Franco (1952).

(7) Estilbita do Domínio 2 da Pedreira de Morro Reuter. Murata et al.(1987).

(8) Estilbita de Nova Petrópolis (RS). Murata et al. (1987).

TABELA 10 - Composições de estilbitas e das estilbitas da Formação Serra Geral, citadas na literatura e da área de estudo (continuação).

	<b>Lieber-1 (9)</b>	<b>Lieber-2 (10)</b>	<b>MR (11)</b>	<b>INC-1 (12)</b>	<b>INC-2 (13)</b>	<b>MR-1 (14)</b>	<b>MR-2 (15)</b>	<b>ST-1 (16)</b>
<b>SiO<sub>2</sub></b>	56,76	58,39	57,55	57,74	54,8	55,48	55,58	55,76
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	16,75	15,17	14,91	16,05	16,64	16,42	16,54	16,45
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	-	0,69	0,02	-	0,01	0,03	<0,01	0,1
<b>MnO</b>	-	-	-0,01	-	0,043	<0,001	0,001	0,022
<b>MgO</b>	-	-	-0,01	0,30	0,04	<0,01	<0,01	0,03
<b>CaO</b>	7,80	7,89	7,90	8,09	8,73	8,11	8,03	8,00
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	-	-	0,90	0,63	1,23	1,08	1,21	0,76
<b>K<sub>2</sub>O</b>	-	-	0,01	0,23	0,02	0,08	<0,01	0,5
<b>TiO<sub>2</sub></b>	-	-	-0,01	0,03	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	-	-	-	-	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
<b>P.F.</b>	18,30	18,30	18,89	18,44	18,9	18,53	18,54	18,3
<b>Soma</b>	99,61	100,44	100,20	101,51	100,4	99,74	99,9	99,94

(9) Estilbitas de "Das Antas" (Bento Gonçalves, RS). Lieber (1965).

(10) Estilbitas de "Das Antas" (Bento Gonçalves, RS). Lieber (1965).

(11) Estilbita do Domínio 2 da Pedreira de Morro Reuter. Amostra coletada e analisada por

Flávia Schenato e Margarete W. Simas. Análise por Espectrometria de Emissão em Plasma com Detetor de Massa (ICP-MS).

(12) Estilbita do Domínio 3 da Pedreira Incopel. Análise por Espectrometria de Fluorescência de Raios X.

(13) Estilbita do Domínio 3 da Pedreira Incopel. Análise por Espectrometria de Emissão em Plasma com Detetor de Massa (ICP-MS).

(14) Estilbita do Domínio 1 da Pedreira Municipal de Morro Reuter. Análise por Espectrometria de Emissão em Plasma com Detetor de Massa (ICP-MS).

(15) Estilbita do Domínio 2 da Pedreira Municipal de Morro Reuter. Análise por Espectrometria de Emissão em Plasma com Detetor de Massa (ICP-MS).

(16) Estilbita do Domínio 1 da Pedreira Sultepa-Tainhas. Análise por Espectrometria de Emissão em Plasma com Detetor de Massa (ICP-MS).

TABELA 11 - Composições de heulanditas e das heulanditas da Formação Serra Geral, citadas na literatura e da área de estudo (continua).

	<b>Heu-Ba (1)</b>	<b>Heu-Ca (2)</b>	<b>Heu-K (3)</b>	<b>Heu-Na (4)</b>	<b>Heu-Sr (5)</b>	<b>Mur. (6)</b>	<b>Lieb. (7)</b>	<b>Fr-1 (8)</b>
<b>SiO<sub>2</sub></b>	54,25	56,78	54,86	61,73	56,19	57,8	57,81	58,10
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	15,27	16,91	15,96	14,66	16,26	16,40	17,19	16,67
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	-	-	1,54	-	-	0,036	-	-
<b>MnO</b>	-	-	-	-	-	-	-	-
<b>MgO</b>	-	0,01	0,89	-	0,03	0,03	-	-
<b>CaO</b>	2,64	7,09	3,17	3,64	3,43	7,90	7,54	5,90
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,34	1,38	1,03	4,53	0,43	0,43	1,23	0,61
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,58	0,72	3,90	0,95	0,36	1,20	0,25	3,26
<b>TiO<sub>2</sub></b>	-	-	-	-	-	-	-	-
<b>SrO</b>	1,04	0,18	2,00	-	7,55	0,31	-	-
<b>BaO</b>	12,77	0,33	0,63	-	0,75	-	-	-
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	-	-	-	-	-	-	-	-
<b>P.F.</b>	13,10	16,59	16,05	14,37	15,01	15,78	15,70	16,16
<b>Soma</b>	99,99	99,99	100,03	99,88	100,00	99,88	99,72	100,70

(1) Composição de heulandita-Ba.

(2) Composição de heulandita-Ca.

(3) Composição de heulandita-K.

(4) Composição de heulandita-Na.

(5) Composição de heulandita-Sr.

(6) Heulandita do Rio Grande do Sul. Murata et al. (1987, p. 465).

(7) Heulandita de "Das Antas" (Veranópolis, RS). Lieber (1965).

(8) Heulandita de Botucatu (SP). Franco (1952).



TABELA 11 - Composições de heulanditas e das heulanditas da Formação Serra Geral, citadas na literatura e da área de estudo (continuação).

	<b>Fr-2 (9)</b>	<b>BRB (10)</b>	<b>INC (11)</b>	<b>MR (12)</b>
<b>SiO<sub>2</sub></b>	56,50	58,63	56,08	56,25
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	17,20	15,48	16,66	17,51
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	-	0,06	0,32	<0,01
<b>MnO</b>	-	<0,01	0,003	0,003
<b>MgO</b>	-	<0,01	<0,01	<0,01
<b>CaO</b>	7,30	7,46	7,56	7,58
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,92	1,22	1,41	1,66
<b>K<sub>2</sub>O</b>	1,90	0,16	0,42	0,27
<b>TiO<sub>2</sub></b>	-	0,03	<0,001	<0,001
<b>SrO</b>	-	-	-	-
<b>BaO</b>	-	-	-	-
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	-	<0,01	<0,01	<0,01
<b>P.F.</b>	16,20	16,70	16,05	16,09
<b>Soma</b>	100,02	100,38	98,53	99,36

(9) Heulandita de Lins (SP). Franco (1952).

(10) Heulandita da Pedreira Britagem Rio Bonito. Coletada e analisada por Flávia Schenato e Margarete W. Simas. Análise por Espectrometria de Emissão em Plasma com Detetor de Massa (ICP-MS).

(11) Heulandita do Domínio 3 da Pedreira Incopel. Análise por Espectrometria de Emissão em Plasma com Detetor de Massa (ICP-MS).

(12) Heulandita do Domínio 2 da Pedreira de Morro Reuter. Análise por Espectrometria de Emissão em Plasma com Detetor de Massa (ICP-MS).

TABELA 12 - Composições de laumontitas e das laumontitas da Formação Serra Geral, citadas na literatura e da área de estudo.

	<b>Lau (1)</b>	<b>Fr-1 (2)</b>	<b>Fr-2 (3)</b>	<b>BRB (4)</b>	<b>MR-1 (5)</b>	<b>MR-2 (6)</b>	<b>INC (7)</b>
<b>SiO<sub>2</sub></b>	51,09	51,94	51,94	51,12	51,41	49,65	49,84
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	21,67	20,09	20,58	20,81	20,59	21,34	21,74
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	-	-	-	<0,05	<0,05	<0,01	0,02
<b>MnO</b>	-	-	-	<0,01	<0,01	<0,001	<0,001
<b>MgO</b>	-	-	-	<0,01	0,01	<0,01	<0,01
<b>CaO</b>	11,92	11,40	12,75	12,49	11,74	11,52	11,24
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	-	0,77	-	0,15	0,27	0,27	0,19
<b>K<sub>2</sub>O</b>	-	0,48	-	0,06	<0,05	0,09	<0,01
<b>TiO<sub>2</sub></b>	-	-	-	0,03	0,03	<0,001	<0,001
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	-	-	-	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
<b>P.F.</b>	15,32	16,10	13,63	15,40	15,30	15,87	15,72
<b>Soma</b>	100,00	100,78	100,00	100,12	99,40	98,75	98,75

(1) Composição de Laumontita.

(2) Laumontita de Mogi-Guaçu (SP). Franco (1952).

(3) Laumontita de Tatu (SP). Franco (1952).

(4) Laumontita da Pedreira Britagem Rio Bonito. Coletada e analisada por Flávia Schenato e Margarete W. Simas. Análise por Espectrometria de Emissão em Plasma com Detetor de Massa (ICP-MS).

(5) Laumontita do Domínio 2 da Pedreira de Morro Reuter. Coletada e analisada por Flávia Schenato e Margarete W. Simas. Análise por Espectrometria de Emissão em Plasma com Detetor de Massa (ICP-MS).

(6) Laumontita branca desidratada do Domínio 2 da Pedreira de Morro Reuter. Análise por Espectrometria de Emissão em Plasma com Detetor de Massa (ICP-MS).

(7) Laumontita vermelha semi-desidratada do Domínio 3 da Pedreira Incopel. Análise por Espectrometria de Emissão em Plasma com Detetor de Massa (ICP-MS).

TABELA 13 - Composições de mordenita e de mordenita da Formação Serra Geral na área de estudo.

	<b>Mor (1)</b>	<b>DAER (2)</b>
<b>SiO<sub>2</sub></b>	67,36	65,39
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	12,83	11,82
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	-	-
<b>MnO</b>	-	-
<b>MgO</b>	-	0,27
<b>CaO</b>	3,21	3,59
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	3,90	3,28
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,54	0,05
<b>TiO<sub>2</sub></b>	-	0,04
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	-	-
<b>P.F.</b>	12,16	16,12
<b>Soma</b>	100,00	100,53

(1) Composição de mordenita.

(2) Mordenita da Pedreira DAER-São Francisco de Paula. Análise por Espectrometria de Fluorescência de Raios X.

TABELA 14 - Composições de natrolita, mesolita e escolcita e das escolcitas da Formação Serra Geral, citadas na literatura e da área de estudo (continua).

	<b>Natrol. (1)</b>	<b>Mesol. (2)</b>	<b>Escol. (3)</b>	<b>Lieb. (4)</b>	<b>Fr-1 (5)</b>	<b>Fr-2 (6)</b>	<b>Fr-3 (7)</b>	<b>Mur. (8)</b>
<b>SiO<sub>2</sub></b>	47,41	46,42	45,94	45,79	45,96	47,61	45,90	45,80
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	26,82	26,26	25,99	25,89	26,03	26,80	27,10	24,60
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	-	-	-	-	-	-	-	0,19
<b>MnO</b>	-	-	-	-	-	-	-	-
<b>MgO</b>	-	-	-	-	-	-	-	0,01
<b>CaO</b>	-	9,63	14,29	14,10	13,53	7,08	9,40	14,70
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	16,30	5,32	-	0,15	-	7,80	5,20	0,26
<b>K<sub>2</sub>O</b>	-	-	-	-	-	-	0,48	0,45
<b>TiO<sub>2</sub></b>	-	-	-	-	-	-	-	-
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	-	-	-	-	-	-	-	-
<b>P.F.</b>	9,48	12,37	13,78	13,90	13,67	12,11	12,70	14,04
<b>Soma</b>	100,01	100,00	100,00	99,83	99,19	101,40	100,78	100,05

(1) Composição de natrolita.

(2) Composição de mesolita.

(3) Composição de escolcita.

(4) Escolcita de “Das Antas” (Bento Gonçalves, RS). Lieber (1965).

(5) Escolcita da Serra de Tubarão (SP). Franco (1952, p. 17).

(6) Escolcita da Serra de Botucatu (SP). Franco (1952, p. 18).

(7) Escolcita de Sertãozinho (SP). Franco (1952, p. 18).

(8) Escolcita do Domínio 2 da Pedreira de Morro Reuter (RS). Murata et al. (1987).

TABELA 14 - Composições de natrolita, mesolita e escolcita e das escolcitas da Formação Serra Geral, citadas na literatura e da área de estudo (continuação).

	<b>BRB (9)</b>	<b>MR-1 (10)</b>	<b>MR-2 (11)</b>	<b>MR-3 (12)</b>	<b>MR-4 (13)</b>	<b>INC (14)</b>
<b>SiO<sub>2</sub></b>	45,88	46,59	46,28	46,52	43,77	43,64
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	24,48	24,86	24,69	24,51	26,99	26,58
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,07	<0,05	<0,05	0,06	0,04	0,04
<b>MnO</b>	<0,01	<0,01	<0,01	-0,01	<0,001	0,003
<b>MgO</b>	0,01	<0,01	<0,01	-0,01	<0,01	<0,01
<b>CaO</b>	14,32	15,08	14,91	14,44	14,78	14,11
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,63	0,04	0,03	0,07	0,09	1,06
<b>K<sub>2</sub>O</b>	<0,05	<0,05	<0,05	0,02	<0,01	0,05
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,01	0,03	0,01	-0,01	<0,001	<0,001
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	<0,01	<0,01	<0,01	0,14	<0,01	<0,01
<b>P.F.</b>	13,80	13,90	14,00	14,34	13,77	13,89
<b>Soma</b>	99,22	100,54	99,96	100,08	99,43	99,38

- (9) Escolcita da Pedreira Britagem Rio Bonito (RS). Coletada e analisada por Flávia Schenato e Margarete W. Simas. Análise por Espectrometria de Emissão em Plasma com Detetor de Massa (ICP-MS).
- (10) Escolcita do Domínio 2 da Pedreira de Morro Reuter (RS). Coletada e analisada por Flávia Schenato e Margarete W. Simas. Análise por Espectrometria de Emissão em Plasma com Detetor de Massa (ICP-MS).
- (11) Escolcita do Domínio 2 da Pedreira de Morro Reuter (RS). Coletada e analisada por Flávia Schenato e Margarete W. Simas. Análise por Espectrometria de Emissão em Plasma com Detetor de Massa (ICP-MS).
- (12) Escolcita do Domínio 2 da Pedreira de Morro Reuter (RS). Coletada e analisada por Flávia Schenato e Margarete W. Simas. Análise por Espectrometria de Emissão em Plasma com Detetor de Massa (ICP-MS).
- (13) Escolcita do Domínio 2 da Pedreira de Morro Reuter (RS). Análise por Espectrometria de Emissão em Plasma com Detetor de Massa (ICP-MS).
- (10) Escolcita do Domínio 3 da Pedreira Incopel (RS). Análise por Espectrometria de Emissão em Plasma com Detetor de Massa (ICP-MS).

# Livros Grátis

( <http://www.livrosgratis.com.br> )

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

[Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE](#)

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

[Baixar livros de Literatura](#)  
[Baixar livros de Literatura de Cordel](#)  
[Baixar livros de Literatura Infantil](#)  
[Baixar livros de Matemática](#)  
[Baixar livros de Medicina](#)  
[Baixar livros de Medicina Veterinária](#)  
[Baixar livros de Meio Ambiente](#)  
[Baixar livros de Meteorologia](#)  
[Baixar Monografias e TCC](#)  
[Baixar livros Multidisciplinar](#)  
[Baixar livros de Música](#)  
[Baixar livros de Psicologia](#)  
[Baixar livros de Química](#)  
[Baixar livros de Saúde Coletiva](#)  
[Baixar livros de Serviço Social](#)  
[Baixar livros de Sociologia](#)  
[Baixar livros de Teologia](#)  
[Baixar livros de Trabalho](#)  
[Baixar livros de Turismo](#)