UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

ASPECTOS VULCANOLÓGICOS DOS TRAQUIDACITOS DA REGIÃO DE PIRAJU – OURINHOS (SP)

Ana Carolina Franciosi Luchetti

Orientador: Prof. Dr. Gergely Andres Julio Szabó

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

SÃO PAULO
2010

I. RESUMO

As rochas vulcânicas ácidas da região de Piraju – Ourinhos fazem parte da grande manifestação vulcânica, de natureza predominantemente básica, ocorrida na Bacia do Paraná no Cretáceo, em decorrência da quebra do continente de Gondwana, dando origem à Província Magmática do Paraná. Estas rochas estão agrupadas no Membro Chapecó que, junto com o Membro Palmas, constituem os litotipos ácidos da Formação Serra Geral, perfazendo 3% do volume total do material vulcânico da Província.

As rochas vulcânicas ácidas de Piraju – Ourinhos afloram seguindo a direção do Rio Paranapanema, numa área de 65 por 20 km, totalizando 1300 km^2 de superfície, e assentam-se sobre os arenitos da Formação Botucatu, sendo recobertas pelos basaltos da Formação Serra Geral.

Há controvérsias na literatura sobre os modos de erupção e colocação de certas unidades vulcânicas ácidas extensas e de grande volume, relacionadas a grandes províncias basálticas, se lavas extensas ou ignimbritos reomórficos de alto grau. O objetivo deste trabalho foi caracterizar as rochas vulcânicas ácidas de Piraju - Ourinhos, dando enfoque aos aspectos vulcanológicos, especialmente físicos, através de levantamento de perfis de detalhe, descrições de estruturas observadas e micropetrográficas, além de estimativas de viscosidades, de forma a fornecer subsídios para um melhor entendimento da origem e evolução do vulcanismo ácido da Formação Serra Geral na região em questão.

Quimicamente estas rochas foram classificadas como traquidacitos, sendo divididos, segundo características texturais, em cinco tipos: ‘chocolate’, cinza vítreo, bandado/laminado, ‘sal e pimenta’ e granular. Os traquidacitos são porfiríticos com fenocristais, principalmente de plagioclásio e subordinadamente de clinopiroxênios (augita e pigeonita), minerais opacos (titanomagnetita e magnetita) e apatita. A matriz é vítrea a holocristalina conforme a localização no perfil do corpo vulcânico e a sua espessura, e exibe devitrificação acentuada e de alta temperatura verificada pela presença de esferulitos com fibras longas e textura micropoiquilítica, além de feições de resfriamento rápido (*quenching*) como cristais de plagioclásio ocos ou com terminações em ‘cauda de andorinha’.

Foram observadas estruturas como juntas de baixo ângulo cerradas paralelas à laminação ou bandamento no traquidacito, juntas do tipo lápis, brechas de interação de lava com sedimentos e vitrófiro de topo de derrame, isto aliado à ausência de fenocristais quebrados, *shards*, púmices, fragmentos líticos, *fiammés*, zonas soldadas e à ausência de vestígios de caldeira na região. Estas feições sugerem que os traquidacitos de Piraju – Ourinhos foram colocados na superfície através de fissuras, como fluxos de lava de baixa viscosidade, altas temperaturas e altas taxas de efusão, o que permitiu fluírem para longe do conduto.

Na porção inferior do pacote vulcânico, correspondente aos primeiros pulsos, com o predomínio de traquidacito 'chocolate' vesiculado a escoriáceo alternado com o traquidacito cinza vítreo, a correlação entre os derrames individuais é difiícil devido à influência do paleorelevo irregular. Em direção ao topo do pacote os corpos vulcânicos estão estruturados na forma de derrames extensos e tabulares, apresentando zonas basais, centrais e superiores bem definidas.

II. ABSTRACT

The acid volcanic rocks of the Piraju – Ourinhos region are part of the predominantly basic volcanic manifestation that occurred in the Paraná Basin in the Cretaceous, due the breakup of the Gondwana continent, giving rise to the Paraná Magmatic Province. These rocks are grouped in the Chapecó Member which, together with the Palmas Member, constitute the acid lithotypes of the Serra Geral Formation, accounting for 3% of the total volume of the Province's volcanic material.

The Piraju – Ourinhos acid volcanic rocks outcrop following the valley of the Paranapanema River, occupying an area of 65 by 20 km with an 1300 km^2 surface, and overlie the Botucatu Formation sandstones, being capped by the Serra Geral Formation basalts.

There is a controversy in the literature about the eruption styles and emplacement of certain extensive acid volcanic units, related to large basaltic provinces, whether as extensive lavas or high temperature rheomorphic ignimbrites. The aim of this work was to characterize the Piraju – Ourinhos acid volcanic rocks, focusing on volcanological aspects, specially the physical ones, through detailed profiles survey, structural and micropetrographic descriptions, as well as viscosity estimates, to provide basis for a better understanding of the origin and evolution of the Serra Geral Formation acid volcanism in the region.

These rocks were classified chemically as trachydacites, being divided, according to textural characteristics, in five types: 'chocolate', gray glassy, banded/laminated, 'salt and pepper' and granular. The trachydacites are porphyritic with mainly plagioclase fenocrystals and subordinately clinopyroxenes (augita and pigeonite), opaque minerals (titanomagnetite and magnetite) and apatite. The groundmass is glassy to holocrystalline depending on the position in the profile and thickness of the volcanic body and display high temperature devitrification features such as spherulites with long fibers and micropoikilitic texture, as well as quench textures such as hollow or 'swallow tail' plagioclase crystals.

Structures observed include sheeting joints parallel to flow lamination or banding, pencil joints, lava-sediment interaction breccias and lava flow top vitrophyre. Broken phenocrysts, shards, pumices, lithic fragments, *fiammés*, welded layers and *caldera* structures were not observed in the area. These features suggest that the

emplacement of the Piraju – Ourinhos trachydacites occurred as low viscosity, high temperature and high effusion rate fissural lava flows, allowing the lava to flow large distances from the vent.

In the lower part of the volcanic pile, corresponding to the first pulses, vesicular to scoriaceous ‘chocolate’ trachydacite alternated with gray glassy trachydacite predominate and the correlation between single lava flows is difficult due to the irregular paleorelief. Towards the top of the pile volcanic bodies are structured as extensive and tabular lava flows, exhibiting well defined basal, central and superior zones.

III. AGRADECIMENTOS

Primeiramente, agradeço a Deus por ter me dado a oportunidade de estar no mundo. Aos meus pais, à minha família e ao meu namorado, agradeço todo o amor, carinho, compreensão e respeito.

Meus agradecimentos especiais ao professor e amigo Gergely, por sua paciência e orientação. Aos professores e amigos Valdecir e Marcelo Arnósio, pela grande colaboração nos campos e discussões e pelo conhecimento passado.

Aos geólogos Tarcísio Montanheiro, pelas fotos aéreas e, Francisco Negri, pela base geológica da área.

Ao pessoal de Rio Claro, especialmente o professor e amigo Nardy e ao amigo Fábio pelo auxílio nos momentos requisitados.

Aos ex-colegas e agora amigos do IPT e da CPTI, pelo apoio tanto na época quanto depois do trabalho na equipe.

Á CAPES, pela bolsa concedida no período de 2009.

Agradeço também ao pessoal do Instituto de Geociências, do programa de Mineralogia e Petrologia Ígnea e Metamórfica, da laminação, biblioteca, enfim, a todos que colaboraram direta ou indiretamente para a concretização deste trabalho.

IV. SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO **01**

2. OBJETIVOS **03**

3. MÉTODOS **05**

4. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA **07**

5. CONTEXTO GEOLÓGICO **08**

5.1 A Bacia do Paraná 08

5.2 Província Magmática do Paraná 11

5.2.1 Litogeoquímica 13

5.2.2 Aspectos petrogenéticos 16

5.2.3 Aspectos reológicos 21

5.3 Geologia da região de Piraju – Ourinhos 23

6. CORPOS EXTENSOS DE VULCÂNICAS ÁCIDAS: FLUXOS DE LAVAS DE GRANDE VOLUME OU IGNIMBRITOS REOMÓRFICOS? **26**

6.1 Viscosidade de magmas ácidos 37

7. CARACTERIZÇÃO LITOESTRUTURAL DAS ROCHAS VULCÂNICAS ÁCIDAS DA REGIÃO DE PIRAJU – OURINHOS **43**

7.1 Petrografia 43

7.2 Estruturas 52

7.2.1 Juntas 52

7.2.2 Vesículas 55

7.2.3 Bandas de fluxo 58

7.2.4 Estruturas de interação com sedimentos 60

7.2.5 Brecha traquidacítica 64

7.3 Descrição dos perfis 65

7.4 Viscosidade 72

8. CONCLUSÕES 74

9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 78

ANEXOS 93

ANEXOS A, B e C

V. ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1 – Mapa de localização da área de pesquisa 07

Figura 2 – Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná, com referências geográficas e profundidade do embasamento Extraído de Milani (2004) 09

Figura 3 – Diagramas crono-estratigráficos mais utilizados para a Bacia do Paraná, segundo Milani *et al*. (1994) e Zalán *et al.* (1990). Extraído de Machado (2005) 10

Figura 4 - Mapa geológico da Formação Serra Geral, de Nardy *et al*. (2002) 12

Figura 5 - Mapa litoestratigráfico dos Membros Palmas e Chapecó da Formação Serra Geral, de Nardy *et al*. (2008) 15

Figura 6 – Justaposição pré-drifte da América do Sul e África, mostrando os polígonos que definem os limites conhecidos para a distribuição das unidades ácidas correlacionadas, de Marsh *et al*. (2001) 16

Figura 7 – Mapa com os locais de ocorrência do diferentes tipos geoquímicos de magmas básicos (I a IV) da Província Magmática do Paraná - Etendeka, compilado por Machado (2005) 18

Figura 8 – Perfil, aproximadamente N–S, da Formação Serra Geral, segundo Peate (1997), extraído de Machado (2005) 19

Figura 9 – Dados experimentais de fracionamento – fusão parcial em basaltos e fusão de metapelito ilustrados em diagrama de Al_2O_3 x SiO_2, de Garland *et al*. (1995) 20

Figura 10 – Diagrama de Rb/Ba x Sr, de Garland *et al*. (1995), mostrando a possível derivação das vulcânicas ácidas tipo Palmas dos basaltos tipo Gramado 20

Figura 11 – Diagrama de multi-elementos normalizados para o manto primitivo, de Garland *et al*. (2005), mostrando a possível derivação das rochas do tipo Chapecó calculada para uma fusão parcial de 30% do basalto Pitanga 20

Figura 12 – Mapa geológico da região de Piraju – Ourinhos, segundo Janasi *et al*. (2007) 25

Figura 13 – Fotos de *Coulées* de Mono Craters (esquerda) e Chao (direita) 13

Figura 14 – Seções idealizadas de duas unidades de fluxo de quartzo latito do Etendeka, de Milner *et al*. (1992) 34

Figura 15 - Seções colunares ideais para as rochas vulcânicas ácidas dos tipos Palmas (A) e Chapecó (B), segundo Nardy *et al*. (2008) 35

Figura 16 – Modelos esquemáticos mostrando a geração e o modo de colocação dos riolitos do Paraná, de Garland *et al*. (1995) 36

Figura 17 – Ilustrações mostrando as feições características de lavas do tipo SR (superior) e ignimbritos do tipo SR (inferior), de Branney *et al*. (2008) 37

Figura 18 – Gráficos de viscosidade, em Pa.s, x temperatura (**a**), segundo Dingwell & Hess (1998), e de viscosidade, em Poise, x $XSiO_2$ (**b**), segundo Dingwell *et al*. (1985), mostrando os efeitos de F na viscosidade de líquidos com baixo teor de sílica (**a**), e riolíticos, traquíticos e nefeliníticos (**b**). Extraído de Kirstein *et al*. (2001) 39

Figura 19 – Gráfico de F + Cl (%) x concentração de Zr (ppm), de Kirstein *et al*. (2001), mostrando a relação entra o conteúdo de Zr e o de halógenos 40

Figura 20 – Gráfico de Nb x Zr (ppm) mostrando a relação entre os estilos eruptivos (efusivo e explosivo) e o conteúdo de HFSE de algumas rochas vulcânicas félsicas de grandes províncias, possivelmente afetadas com a adição de voláteis. De Kirstein *et al*. (2001), com destaque para as rochas dos Tipos Palmas e Chapecó 41

Figura 21 - As rochas vulcânicas ácidas (círculos vermelhos) e básicas (círculos verdes) da região de Piraju – Ourinhos no diagrama TAS (LeBas *et al*., 1986), segundo Freitas (2009) 43

Figura 22 – Fotos mostrando variações do traquidacito 'chocolate': (**a**) afloramento 4 – maciço, pouco vesiculado e com vênulas de quartzo; (**b**) afloramento 3 – pouco mais vesiculado que o anterior, com amígdalas preenchidas por zeólitas e minerais do grupo da sílica; (**c**) afloramento 23 – intermediário entre o pouco vesiculado e o 'escoriáceo', com algumas vesículas ou amígdalas estiradas; (**d**) afloramento 23 – 'escoriáceo', mostrando uma vesícula maior, com base plana e topo dômico, deformando as vesículas menores que estavam em volta 45

Figura 23 – Fotos dos tipos de traquidacito cinza vítreo: (**a**) afloramento 28 – porfirítico e com poucas vesículas; (**b**) afloramento 40 – porfirítico e com mais

vesículas/amígdalas, arredondadas; (**c**) afloramento 25 – pouco porfirítico, apresentando algumas amígdalas estiradas 46

Figura 24 – Fotos do traquidacito 'sal e pimenta' (**a**) com vesículas pequenas e arredondadas, esparsas (**b**), no afloramento 1 47

Figura 25 – Foto de traquidacito granular do afloramento OU 09 (figura 1 de Janasi *et al*., 2007) 47

Figura 26 – Fotos de traquidacitos com bandas/lâminas de fluxo. (**a**) Afloramento 4 e (**b**) afloramento 48 48

Figura 27 – Fotomicrografias: **(a)** glomerocristais de plagioclásio em amostra do afloramento 15 (obj. 4x, Pol X, lado maior = 3,25 mm); **(b)** macrofenocristal de plagioclásio (centro da foto) com textura em peneira em amostra do afloramento 25 (obj. 1,25x, Pol //, lado maior = 10,40 mm) 49

Figura 28 – Fotomicrografias mostrando as mudanças no grau de cristalinidade da matriz dos traquidacitos da região de Piraju – Ourinhos (P = plagioclásio; V = vesícula). As partes claras são as cristalinas/devitrificadas, e as partes escuras são vidro. **a** e **b** mostram uma textura caracterítica das porções mais externas do corpo vulcânico, com fenocristais de plagioclásio e uma vesícula (**a**) imersos em matriz praticamente vítrea (**a** – obj. 1,25x, Pol //, lado maior = 10,40 mm, afloramento 25; **b** – obj. 4x, Pol //, lado maior = 3,25 mm, afloramento 4); em **c**, **d** e **e** (amostras procedentes das porções entre a zona central e a borda) verifica-se a variação da quantidade de material vítreo, que é alto em (**c**), diminuindo em (**d**) e (**e**) até se tornar igual a menor que o material cristalino/devitrificado em (**f**), proveniente da zona central do depósito (**c**, **d**, **e** e **f** – obj. 4x, Pol X, lado maior = 3,25 mm; afloramentos 31, 4, 28 e 1, respectivamente) 50

Figura 29 – **a**, **b** e **c** são fotomicrografias de traquidacito 'sal e pimenta' (afloramento 01), e **d** de traquidacito cinza vítreo do afloramento 29. (**a**) Esferulitos (e) (obj. 10x, aumento inter. 2x, Pol X, lado maior = 0,65 mm); (**b**) detalhe das fibras longas de um esferulito (obj. 50x, Pol X, lado maior da foto = 0,260 mm); (**c**) cristal de quartzo (Q) englobando cristais menores de feldspato (F), caracterizando a textura micropoiquilítica (obj. 10x, Pol X, lado maior = 1,30 mm); (**d**) matriz constituída por porções claras de material devitrificado, e porções mais escuras (marrom) vítreas com cristais de plagioclásio ocos (setas amarelas) e com 'cauda de andorinha' (seta

vermelha), decorrentes de resfriamento rápido (obj. 10x, Pol //, lado maior = 1,30 mm) 51

Figura 30 – Juntas de baixo ângulo observadas nos traquidacitos estudados. É possível notar as mudanças no espaçamento das juntas, que em (**a**) encontram-se cerradas, dando um aspecto placoso à rocha (afloramento 28); um pouco mais espaçadas em (**b** – afloramento 20) e (**c** – afloramento 03); e bem mais espaçadas em (**d** – afloramento 01) 54

Foto 31 – Paredão de traquidacito no afloramento 5, mostrando um padrão vertical de juntas (*shrinkage joints*) 54

Figura 32 – Juntas do tipo 'lápis' observadas em traquidacitos nos afloramentos 11 (**a**) e 04 (**b**) 55

Figura 33 – Estruturas de escape de gases nos traquidacitos de Piraju – Ourinhos. (**a**) Afloramento 05 – traquidacito maciço e pouco vesiculado em baixo e com vesículas de tamanhos variados acima; (**b**, **c**) afloramentos 15 e 51, respectivamente – textura vesiculada ou amigdaloidal (amígdalas e geodos preenchidos por quartzo ou calcita) 56

Figura 34 - (**a**, **b** e **c**) afloramentos 23, 18 e 31, respectivamente – traquidacito com aspecto escoriáceo, com vesículas estiradas e orientadas, indicando orientação de fluxo; (**d**) afloramento 30 – verifica-se a coalescência de vesículas, com uma grande vesícula englobando outras menores 57

Figura 35 – Bandamento de fluxo observado nos traquidacitos da área de estudo. A foto (**a**) é de um traquidacito cinza vítreo (afloramento 08), acima do contato com um traquidacito 'chocolate', apresentando bandas de fluxo (horizontais) claras e escuras mais finas; e a foto (**b**) é de um bloco de traquidacito 'sal e pimenta' (afloramento 51), mostrando bandas de fluxo mais grossas (verticais quando *in situ*) 58

Figura 36 – Fotomicrografias de traquidacitos, mostrando bandamento de fluxo. Em (**a**) é possível observar bandas mais claras, se comportando mais como lentes em meio a bandas mais escuras, no afloramento 48 (obj. 1,25x, pol //, lado maior = 10,40 mm); (**b**) é um aumento maior de (**a**), mostrando uma banda clara, formada por maior quantidade de material mais cristalino, entre bandas escuras, com material mais vítreo (obj. 4x, pol. //, lado maior = 3,25 mm); e em (**c**) observa-se uma banda

mais escura (acima), de material vítreo, e outra mais clara (abaixo) de material mais cristalino no afloramento 09 (obj. 4x, pol. //, lado maior = 3,25 mm) 59

Figura 37 – Brechas de interação traquidacitos-arenitos, afloramento 23. Em amarelo, D = traquidacito e A = arenito. (**a**) Bloco de traquidacito com pedaços de arenito em meio ao traquidacito, que também se apresenta fragmentado, (**b**) detalhe, mostrando as formas angulares do arenito dentro do traquidacito; (**c**) formas peculiares de arenito, e em pontilhado são pedaços do traquidacito envoltos por arenito; (**d**) arenito mais fluidizado penetrando no traquidacito; (**e**) bloco de traquidacito, bem vesiculado, com um único enclave de arenito à mostra (pontilhado); e (**f**) 'bolotas' de vários tamanhos de arenito no traquidacito 62

Figura 38 – Diques de arenito no traquidacito. (**a**) e (**b**) pertencem ao afloramento 34, e mostram diques clásticos em traquidacito cinza vítreo; o pontilhado em (a) destaca a orientação dos diques, de largura milimétrica a centimétrica; e (**c**) mostra um dique clástico num traquidacito 'sal e pimenta', que se encontra na porção central do corpo vulcânico (afloramento 5) 64

Figura 39 – Brecha do tipo *jostle* em traquidacito do afloramento 31 65

Figura 40 – Afloramento 3 com feição lenticular de grande porte (eixo maior horizontal), definida pela disposição das juntas 70

Figura 41 – Contato (pontilhado) entre traquidacito 'chocolate' (CH), pertencente ao topo da unidade inferior, e traquidacito cinza vítreo (CV), da base da unidade superior no alforamento 10 71

VI. ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1 – Correlações Geoquímicas entre os quartzo latitos do Etendeka e os "riolitos" do Paraná, de Marsh *et al*. (2001) 14

Tabela 2 - Principais características químicas dos diferentes magmas básicos da Formação Serra Geral, segundo Peate *et al*. (1992) e Peate (1997). Extraído de Machado (2005) 17

Tabela 3 – Temperaturas calculadas por métodos (geotermômetros) baseados em piroxênios (Px), plagioclásios (Plag) e titanomagnetitas (Mag), para as rochas vulcânicas ácidas do Chapecó e Palmas, de Garland *et al*. (1995) 22

Tabela 4 – Ocorrências de rochas vulcânicas ácidas extensas de origem duvidosa, de Henry & Wolff (1992) 28

Tabela 5 – Feições características entre tufos reomórficos, tufos parecidos com lava e lavas ácidas extensas, propostas por Henry & Wolff (1992) 30

Tabela 6 – Dados de viscosidade estimados para os traquidacitos de Piraju – Ourinhos..... 73

1. INTRODUÇÃO

Há aproximadamente 138 Ma (Turner, *et al*., 1994; Stewart, *et al*., 1996 apud Freitas, 2009) ou 133 Ma (Renne, *et al*., 1992; Thiede & Vasconcelos, 2008 apud Freitas, 2009), ocorreu, na Bacia do Paraná, uma grande manifestação vulcânica de natureza básica, em decorrência da quebra do continente de Gondwana, dando origem à Província Magmática do Paraná. De um volume total de 800.000 km^3 de lava, 90% são de basaltos toleíticos, 7% de composição intermediária (andesitos toleíticos e lati-andesitos) e 3% de composição ácida (dacitos, riodacitos, quartzo latitos e riolitos), e todos compõem a Formação Serra Geral (Marques & Ernesto, 2004).

Estas rochas não são exclusivas da Bacia do Paraná, ocorrendo também no continente africano na Bacia do Etendeka (Namíbia), Formações Tafelberg e Awahab no sul, e as Formações Khumib e Skeleton Coast, no norte e, nas bacias de Cuanza e Namibe, sul de Angola, onde as exposições estão melhor preservadas, devido ao clima árido da região, (Marsh *et al*., 2001; Nardy *et al*., 2008).

As rochas vulcânicas ácidas da Formação Serra Geral foram agrupadas em dois Membros distintos, denominados Palmas e Chapecó, sendo as rochas do tipo Palmas levemente porfiríticas a afíricas, apresentando geralmente fenocristais e microfenocristais de plagioclásio, pigeonita, ortopiroxênio e titanomagnetita, ocorrendo por vezes obsidianas. As do tipo Chapecó são fortemente a fracamente porfiríticas, contendo macrofenocristais de plagioclásio (dimensões de até 20 mm) que podem constituir até 30% do volume da rocha, além de fenocristais e microfenocristais de plagioclásio, augita, pigeonita e titanomagnetita (Piccirillo & Melfi, 1988).

Na região de Piraju – Ourinhos, estas rochas são a única ocorrência do vulcanismo ácido no Estado de São Paulo, formando uma faixa que se estende por pouco mais de 60 km ao longo da calha do rio Paranapanema. Embora tenham sido alvo de trabalhos prévios, como Raposo (1987), Montanheiro (1999), Dantas (2003), Reis (2006), Janasi *et al*. (2007) e Freitas (2009), com ênfase em aspectos petrográficos e geoquímicos, além da prospecção de vidros vulcânicos para uso na

indústria do cimento, pouco ainda se sabe sobre o estilo desse vulcanismo ácido, bem como o mecanismo de formação dos derrames.

2. OBJETIVOS

A diversidade dos produtos vulcânicos é originada a partir de variações nos processos associados a dois principais estilos de erupção: efusivo ou explosivo. As propriedades físicas e químicas dos magmas e o seu conteúdo de voláteis são os fatores principais que determinam o regime da erupção.

Apesar da literatura existente acerca do vulcanismo ácido ocorrido na Bacia do Paraná, observa-se que há uma lacuna de dados na sua porção norte, incluindo-se aí o Estado de São Paulo ou, mais especificamente a região de Piraju - Ourinhos. Isto ocorre devido à pouca expressão destas rochas em superfície quando comparadas àquelas observadas nos estados do sul. Portanto, julga-se oportuno investigar uma área ainda carente de informações sob o ponto de vista vulcanológico, de forma a fornecer subsídios para um melhor entendimento da origem e evolução do vulcanismo Serra Geral na região em apreço.

Sendo assim, é imprescindível o estudo de certos fatores que caracterizam o estilo do vulcanismo ácido ocorrido na Bacia do Paraná entre eles, os mecanismos de colocação e consolidação das unidades vulcânicas, a forma e a composição dos constituintes, bem como as feições texturais das rochas, e as características das litofácies (geometria, estruturas, organização interna, natureza dos contatos e relações entre as unidades). Evidências texturais de deposição em alta temperatura, como soldagem, disjunção colunar, estruturas de escape de gases e cristalização da fase vapor são fundamentais para a caracterização de corpos vulcânicos.

Seqüências vulcânicas ácidas a intermediárias, via de regra, apresentam registro de episódios vulcânicos explosivos, com presença de rochas piroclásticas, incluindo ignimbritos ou tufos soldados, dos quais até agora não há registro nas rochas vulcânicas ácidas da Formação Serra Geral. Entretanto, na literatura há controvérsias sobre o modo de colocação de certas unidades vulcânicas ácidas, relacionadas a grandes províncias basálticas, se lavas extensas ou ignimbritos reomórficos de alto grau. Sendo assim, uma atenção especial foi dada a eventuais depósitos clásticos inter-derrames (arenitos *intertrap* ou similares), procurando vestígios de episódios explosivos que possam ter antecedido os derrames individuais, ou ocorrido entre os fluxos de lava. Uma comparação entre as estruturas

de fluxo vulcânico dos derrames ácidos com aquelas observadas em derrames basálticos toleíticos (e.g. Waichel *et al.,* 2006) permitiu estimar as características físico-químicas das lavas ácidas. Estudos petrográficos, em amostras representativas dos perfis foram feitos para identificar eventuais texturas indicativas de fluxo, bem como reconstituir as características dos corpos vulcânicos imediatamente após a erupção e no decorrer da sua consolidação.

3. MÉTODOS

Para a elaboração desta dissertação foram realizadas as seguintes etapas de trabalho com seus respectivos métodos:

a) Levantamento da bibliografia disponível sobre a geologia da Bacia do Paraná, da Formação Serra Geral, especialmente sobre o vulcanismo ácido, principalmente na região de Piraju – Ourinhos, assim como da literatura sobre estruturas e texturas de unidades de rochas vulcânicas ácidas, envolvendo fluxos de lavas e piroclásticos;

b) Duas atividades de campo, orientados pelos trabalhos de Montanheiro (1999), Raposo (1987), Dantas (2003), Janasi *et al*. (2005) e Reis (2006), com o levantamento de quatro perfis de detalhe, destacando as estruturas, texturas, e variações mineralógicas, texturais e estruturais intra- e inter-unidades, com amostragem para petrografia e obtenção de fotografias com o objetivo de registrar as estruturas e a forma de jazimento das rochas vulcânicas ácidas. Para essa etapa foram utilizadas as bases topográficas Ipauçu, folha SF-22-Z-C-III-2, e Piraju, folha SF-22-Z-D-I-1, na escala 1:50.000 (IBGE). Ao todo foram visitados 54 afloramentos (vide mapa de pontos em anexo).

c) Descrições micropetrográficas de 34 seções delgadas, através de microscópio petrográfico binocular de luz transmitida Olympus BX 40, e aquisição de fotomicrografias através de microscópio petrográfico Olympus BX 50, equipado com câmera fotográfica digital Olympus C 5050.

d) Documentação e descrição das estruturas observadas, comparando-as com as descritas na literatura (e.g. McPhie, 1993);

e) Confecção de quatro perfis com as informações coletadas em campo, juntamente com a interpretação das estruturas observadas;

f) Estimativas de viscosidades utilizando dados de composições químicas das rochas vulcânicas ácidas de Piraju – Ourinhos, de Freitas (2009) e Piccirillo & Melfi (1988), segundo os métodos de Shaw (1972) e Bottinga & Weill (1972), e Giordano *et al*. (2008).

g) Integração e avaliação dos dados, procurando discutir e interpretar as estruturas observadas no intuito de esclarecer o estilo do vulcanismo ácido, bem como os mecanismos de colocação e consolidação das rochas correspondentes.

4. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

A área de estudo localiza-se na porção sudoeste do Estado de São Paulo, em uma faixa de aproximadamente 60 km de comprimento que acompanha a calha do Rio Paranapanema. O acesso a partir da capital se dá pela rodovia Castelo Branco (SP-280) ou Raposo Tavares (SP-270). O acesso aos perfis feitos na área é através da Rodovia Raposo Tavares (SP 270), da Rodovia Francisco Viana (SP 303) para Timburi, e das estradas vicinais não pavimentada Ipauçu – Camping Municipal e pavimentada Capitão José Arthur dos Reis, acesso ao Camping Municipal Redondo.

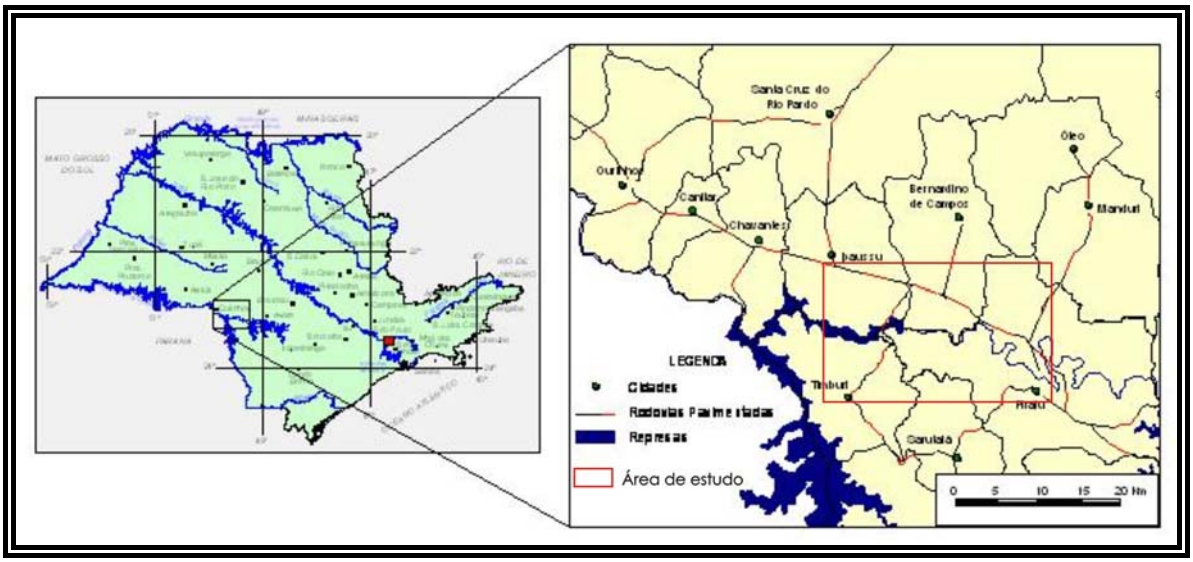


Figura 1 – Mapa de localização da área de pesquisa

5. CONTEXTO GEOLÓGICO

5.1 A Bacia do Paraná

A Bacia do Paraná (figura 2) é uma ampla bacia sedimentar situada na porção centro-leste da América do Sul. Sua área de ocorrência abrange o nordeste da Argentina, o centro-sul do Brasil, do estado do Mato Grosso ao estado do Rio Grande do Sul, a porção leste do Paraguai e o norte do Uruguai. É uma depressão ovalada com o eixo maior aproximadamente norte-sul, com área de cerca de 1,5 milhões de km², sendo uma bacia do tipo intracratônica, pois encontra-se inteiramente inserida na placa sulamericana e não apresenta relação direta com as margens desta placa (Milani, 2004).

O flanco leste da bacia foi esculpido pela erosão em função do soerguimento marginal ao rifte sul-atlântico, expondo profundamente o embasamento cristalino. Para oeste, a Bacia do Paraná é limitada pelo Arco de Assunção, uma feição positiva originada pela sobrecarga litosférica imposta ao continente pelo cinturão andino, e que separa a Bacia do Paraná de áreas outrora a ela contíguas, no Chaco paraguaio-boliviano. Evidências de um limite original - uma paleoborda deposicional - aparecem ao longo do flanco nordeste, uma região persistentemente arenosa ao longo de todo o registro sedimentar da bacia (Almeida, 1981).

A Bacia abrange uma sucessão sedimentar-magmática com idades entre o Neo-Ordoviciano e o Neocretáceo, sendo sua estratigrafia dividida em seis seqüências de sedimentação, separadas entre si por três descontinuidades, como mostram os diagramas cronoestratigráficos de Milani *et al*. (1994) e Zalán *et al*. (1990), na Figura 3.

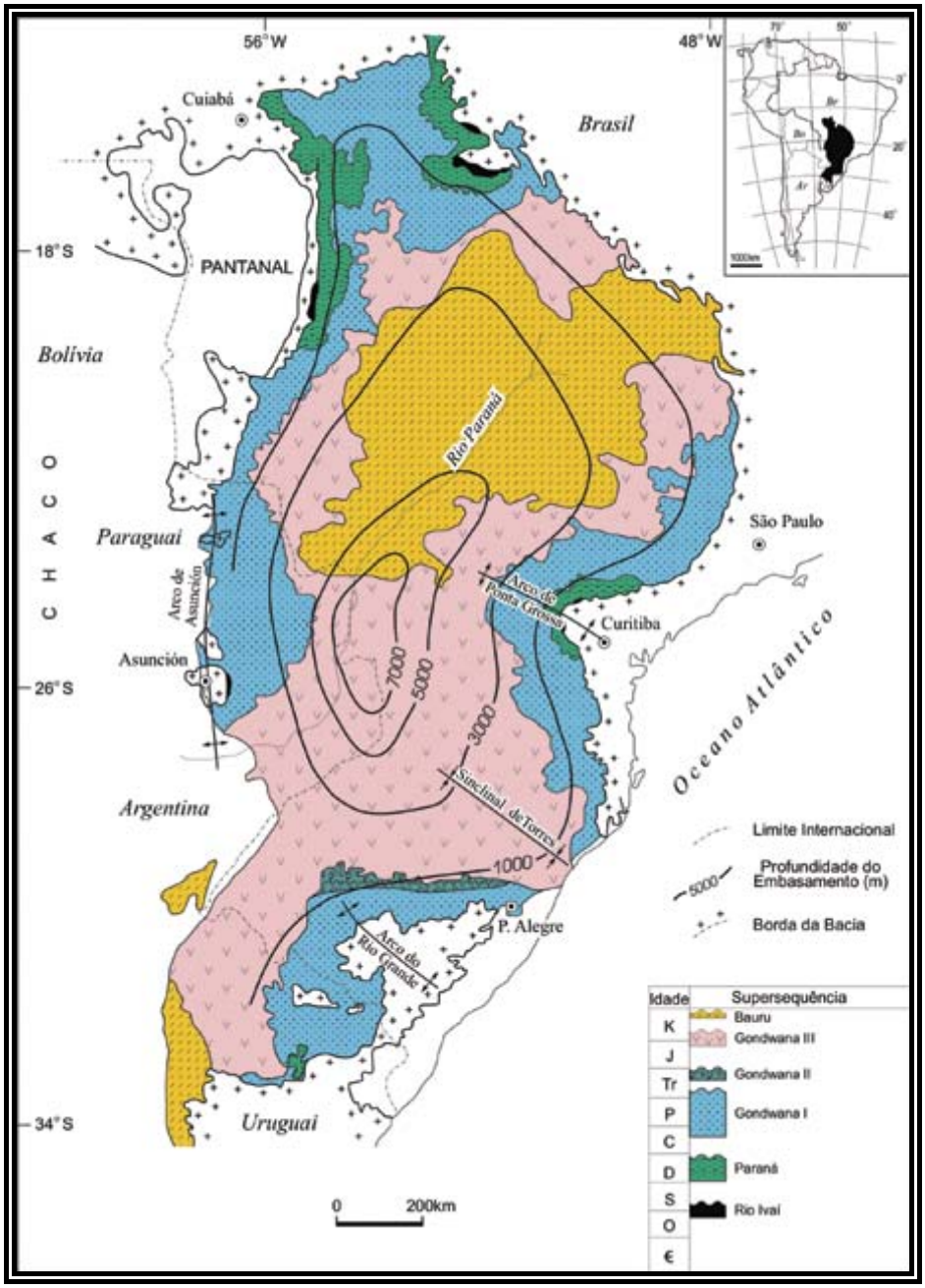
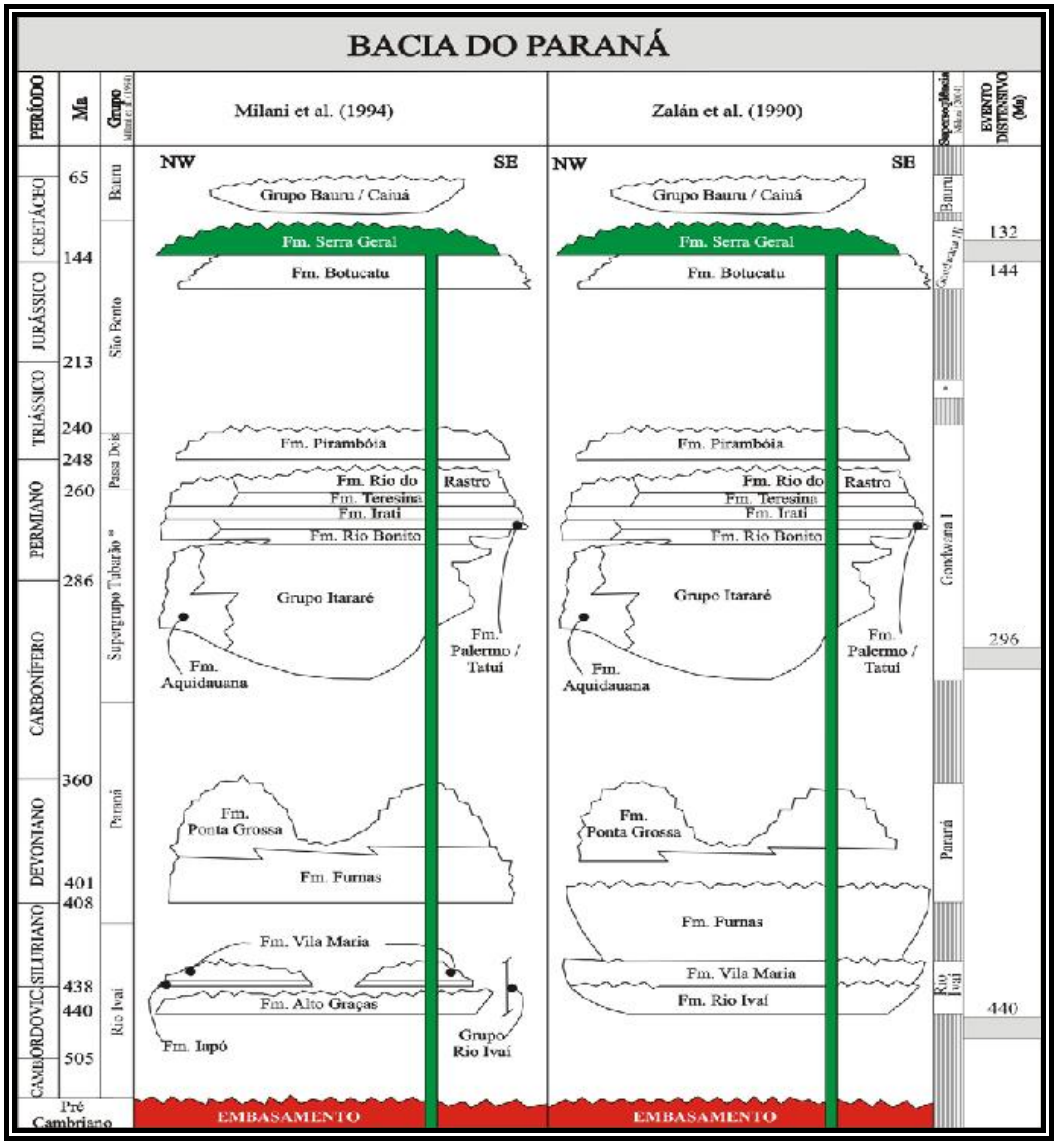


Figura 2 – Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná, com referências geográficas e profundidade do embasamento. Extraído de Milani (2004)



*A Superseqüência Gondwana II é restrita à Fm. Santa Maria, que ocorre somente na parte sul da Bacia do Paraná.

Figura 3 – Diagramas crono-estratigráficos mais utilizados para a Bacia do Paraná, segundo Milani *et al.* (1994) e Zalán *et al.* (1990). Extraído de Machado (2005)

Segundo Milani (2004), a primeira sequência deposicional se inicia no Neo-Ordoviciano e prossegue até o Eosiluriano (Supersequência Rio Ivaí), a segunda é restrita ao Devoniano (Supersequência Paraná), a terceira se inicia no Neocarbonífero até o Neopermiano (Supersequência Gondwana I), a quarta abrange apenas o Meso e o Neotriássico (Supersequência Gondwana II), a quinta tem início no Neojurássico e termina com a Formação Serra Geral no Eocretáceo

(Supersequência Gondwana III), e a sexta refere-se ao Grupo Bauru, de idade cretácica (Supersequência Bauru).

5.2 Província Magmática do Paraná

A Província Magmática do Paraná corresponde à Formação Serra Geral, da Bacia do Paraná, e constitui uma das maiores manifestações vulcânicas de natureza básica em regiões continentais do mundo. De idade Cretácea Inferior, este vulcanismo está relacionado à quebra do continente de Gondwana, cobrindo uma área de cerca de 1.200.000 km^2, abrangendo a porção meridional do Brasil e também parte do Uruguai, Paraguai e Argentina. Grande parte do material extrusivo é de composição básica (90% do volume total), constituída por basaltos toleíticos, 7% de composição intermediária, sendo que uma pequena parcela (cerca de 3% do volume total) é composta por material de composição ácida, além de diques e soleiras, que caracterizam também uma importante atividade intrusiva na época (Bellieni *et al*., 1984; Marques & Ernesto, 2004).

Os litotipos básicos e intermediários correspondem a basaltos, andesi-basaltos e andesitos de afinidade toleítica, enquanto que dacitos, riodacitos, quartzo latitos e riolitos correspondem aos litotipos ácidos, definidos como Membros Chapecó e Palmas. (Nardy et al., 2002).

As rochas do tipo Chapecó são porfiríticas, com fenocristais de plagioclásio, clinopiroxênios (augita e pigeonita), minerais opacos e apatita imersos em uma matriz afanítica. Quando esta matriz é vítrea, confere textura vitrofírica à rocha. Já as rochas do tipo Palmas são comumente afíricas, com microfenocristais de plagioclásio, clinopiroxênios (augita e pigeonita), minerais opacos e apatita, envoltos por uma trama de quartzo e feldspato alcalino em intercrescimento granofírico (Nardy *et al*., 2008). Pela figura 4, pode-se observar que as rochas do tipo Chapecó ocorrem do centro para o norte da bacia, nos Estados de Santa Catarina, Paraná e sul de São Paulo, e as do tipo Palmas ocorrem do centro para o sul da bacia, nos Estados de Santa Catarina, Rio Grande do Sul e sul do Paraná. Na maioria das vezes estas rochas encontram-se assentadas sobre os basaltos, exceto na divisa entre os Estados de São Paulo e Paraná, na região de Piraju – Ourinhos (SP), onde

rochas do tipo Chapecó repousam sobre os arenitos Botucatu e, em alguns afloramentos na região central da Província Magmática do Paraná, rochas do tipo Chapecó encontram-se sobrepostas às rochas do tipo Palmas (Nardy, 1995; Nardy *et al.*, 2002).

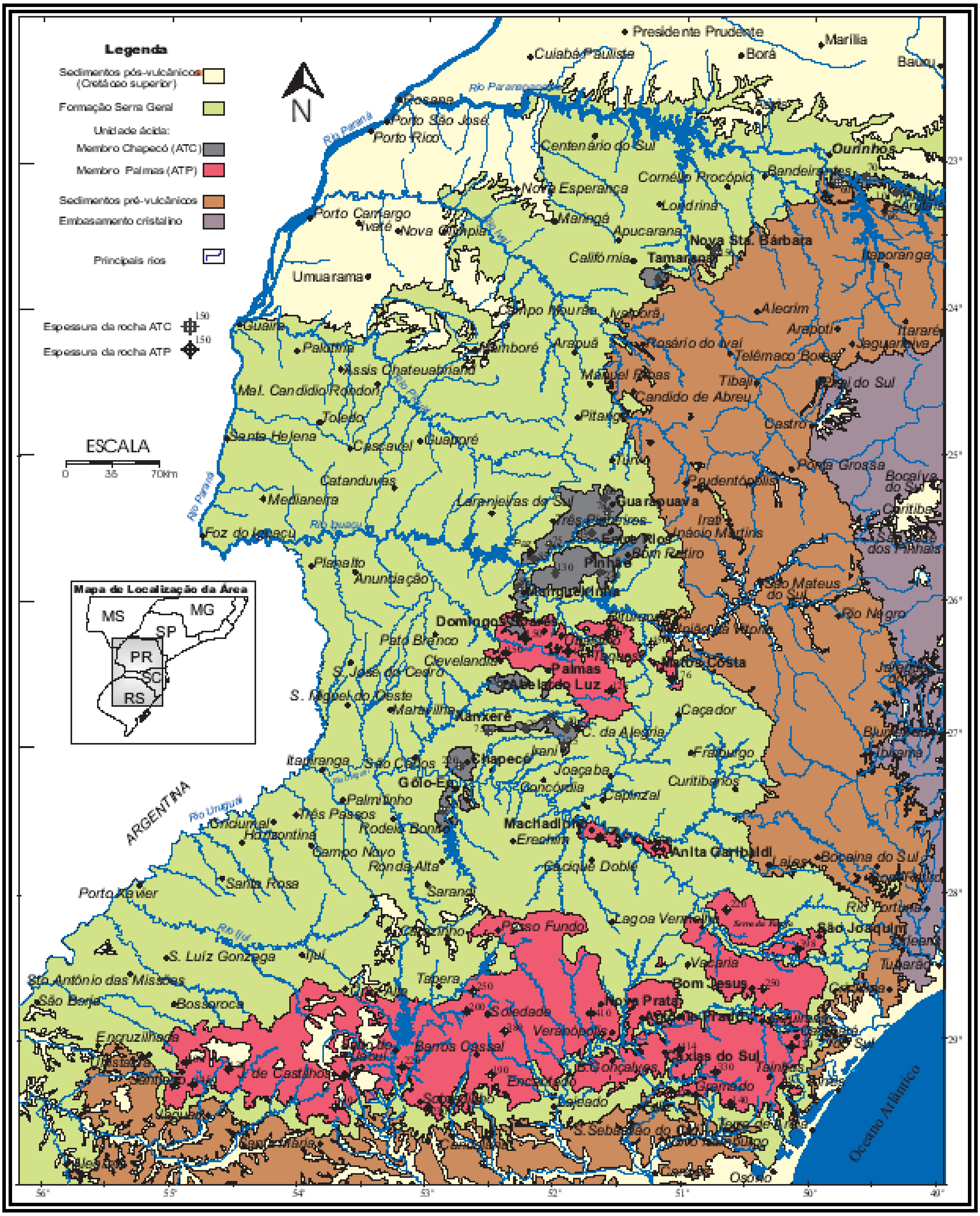


Figura 4 - Mapa geológico da Formação Serra Geral, de Nardy *et al.* (2002)

Tem-se considerado as rochas vulcânicas do sul do Uruguai como sendo uma extensão da Província Magmática do Paraná. Por exemplo, Kirstein *et al*. (2000), sugerem esta possibilidade, seguindo um estudo químico detalhado do vulcanismo máfico e félsico, atualmente isolado, na região norte-leste de Montevidéu. O vulcanismo máfico parece ser contemporâneo aos basaltos de baixo Ti/Y tipo Gramado do Paraná, sendo também similares quimicamente. Entretanto, a área é dominada por vulcanismo félsico, com mais de 90% dos afloramentos preservados classificados como traquidacitos, dacitos e riolitos (Kirstein *et al*., 2000).

Estas rochas vulcânicas félsicas do sul do Uruguai foram divididas em duas séries, como subdivisões da Formação Arequita: as rochas vulcânicas félsicas Lavalleja, relacionadas com os basaltos subjacentes por cristalização fracionada e assimilação de crosta superior; e as rochas vulcânicas félsicas Aigüa, formadas por fusão de crosta média/inferior máfica (Kirstein *et al*., 2000).

A diferença entre as rochas vulcânicas félsicas do Paraná e as do sul do Uruguai está na excelente preservação de feições piroclásticas e texturas ignimbríticas nas rochas do Uruguai, particularmente em amostras da Série Lavalleja Os afloramentos desta série contêm fragmentos de formas irregulares, predominantemente líticos, mas também púmices e *fiammés*, sugerindo uma origem explosiva. Porém, a Série Aigüa permenece mais ambígua, devido à falta de texturas piroclásticas em algumas amostras e a um certo alinhamento de fenocristais em alguns dacitos, sugerindo fluxo de lavas (Kirstein *et al*., 2001).

5.2.1 Litogeoquímica

Dados químicos mostram que as rochas ácidas dos tipos Chapecó e Palmas possuem intervalos de SiO_2 diferentes, sendo entre 63 e 68% para as do tipo Chapecó, e de 63 a 72% para as do tipo Palmas. Para uma mesma concentração de SiO_2, as rochas do tipo Chapecó contêm concentrações de álcalis de 7,45 a 8,34% e as do tipo Palmas entre 5,98 e 8,64% (Nardy *et al*., 2008). Em relação aos elementos menores e traços, as diferenças entre os dois litotipos são facilmente observáveis, sendo que as do tipo Chapecó são enriquecidas em TiO_2, Ba, P_2O_5,

Nb, Sr e Zr e empobrecidas em K_2O, Th, U e Y em comparação com aquelas do tipo Palmas (Luchetti *et al*., 2005).

Foram reconhecidos cinco subgrupos distintos de rochas para o Membro Palmas, denominados de Caxias do Sul, Anita Garibaldi, Santa Maria (Peate *et al*., 1992), Jacuí e Clevelândia (Machado, 2003; Nardy et al., 2008), e três para o Membro Chapecó, denominados de Ourinhos, Guarapuava (Peate *et al*., 1992) e Tamarana (Machado, 2003; Nardy et al., 2008), como mostra a figura 5.

Uma significativa correspondência geoquímica entre os subgrupos de rochas do Etendeka e do Paraná também tem sido reconhecida (Erlank *et al*., 1984; Peate, 1997, Milner *et al*., 1995), como mostra a tabela 1 e a figura 6, de Marsh *et al*., 2001.

Tabela 1 – Correlações Geoquímicas entre os quartzo latitos do Etendeka e os "riolitos" do Paraná, de Marsh *et al*. (2001)

Etendeka		**Paraná**			
Milner *et al*. (1995), Marsh *et al*. (2001)		**Bellieni *et al*. (1986)**	**Whittingham (1991)**	**Peate *et al*. (1992)**	**Garland *et al*. (1995)**
Baixo Ti					
Norte	Fria			Santa Maria	Santa Maria
Sul	Beacon	Palmas	G	Caxias do Sul	Anita Garibaldi
	Grootberg		E, F		Caxias do Sul
	Wereldsend				
	Hoanib				
	Springbok		? B		
	Goboboseb		A		
			C, D		
	Terrace				
Alto Ti					
Norte	Naudé	Chapecó			
	Sarusas			Guarapuava	Guarapuava
	Elliott				
	Khoraseb			Ourinhos	Ourinhos
	Ventura				

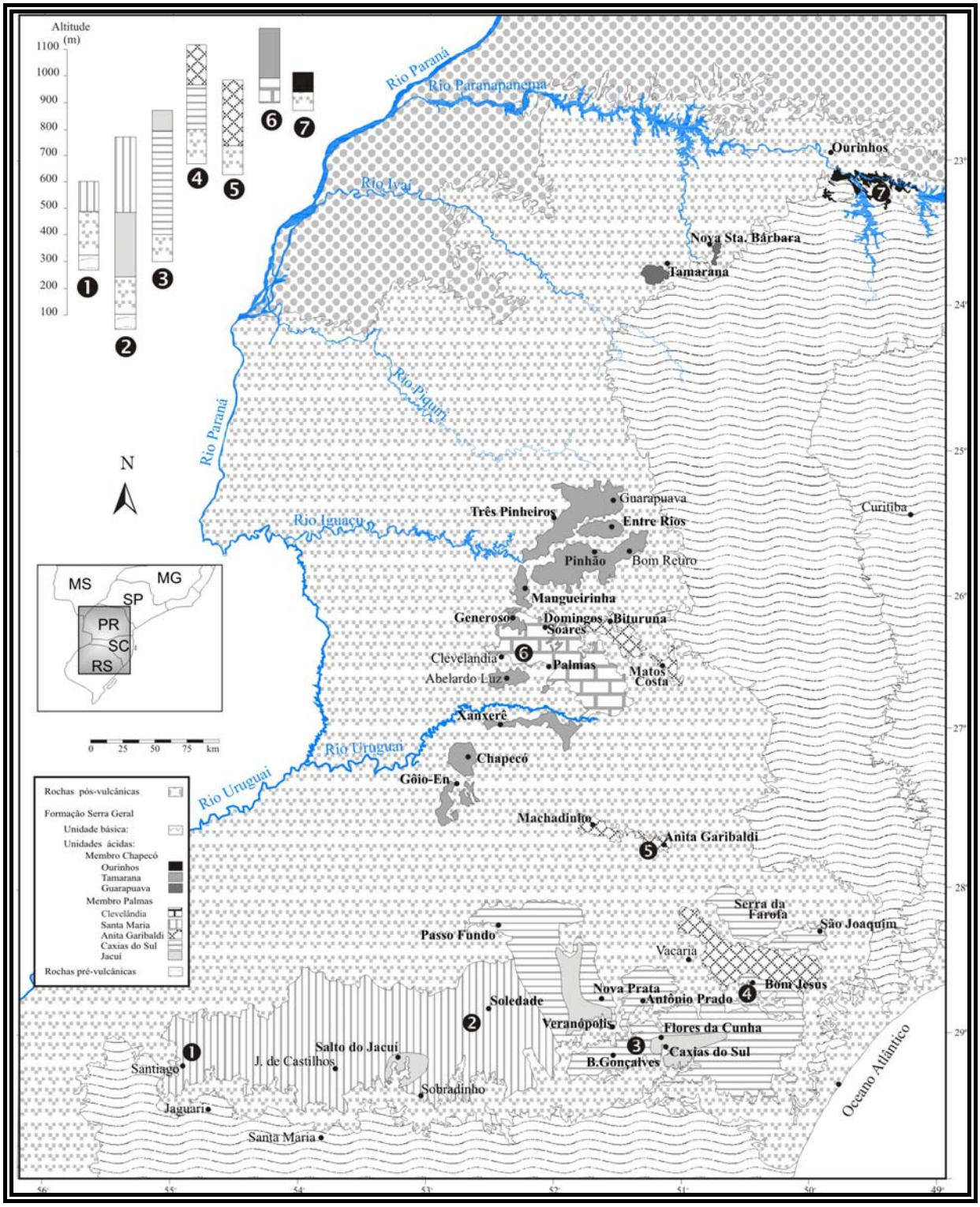


Figura 5 - Mapa litoestratigráfico dos Membros Palmas e Chapecó da Formação Serra Geral, de Nardy *et al*., 2008. No detalhe, seções colunares representativas das associações litogeoquímicas observadas entre Jaguari-Santiago (1), Sobradinho-Soledade (2), Bento Gonçalves-Flores da Cunha (3), Bom Jesus-Vacaria (4), Machadinho-Anita Garibaldi (5), Clevelândia-Generoso (6), Rio Paranapanema-Ourinhos (7)

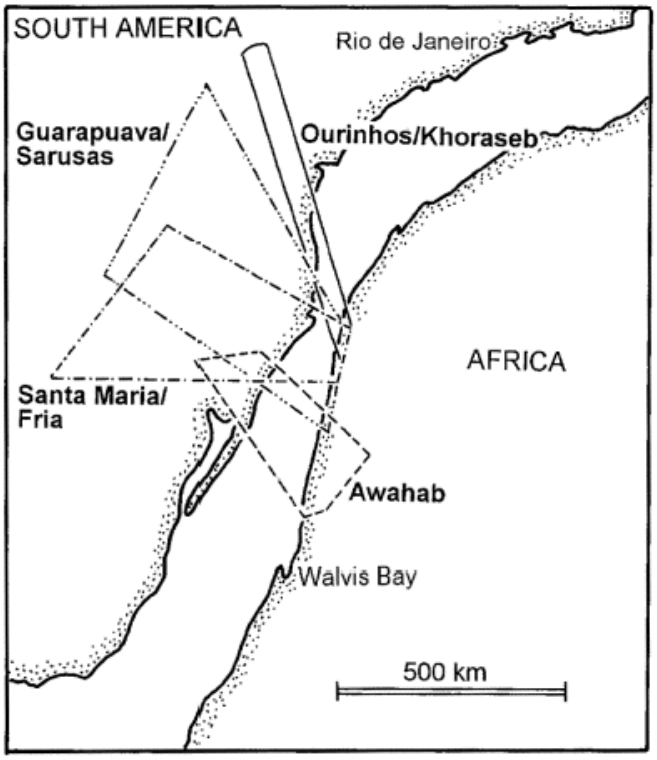


Figura 6 – Justaposição pré-drifte da América do Sul e África, com os polígonos que definem os limites conhecidos para a distribuição das unidades ácidas correlacionadas (Marsh *et al*., 2001)

5.2.2 Aspectos petrogenéticos

Várias hipóteses são discutidas na literatura sobre a gênese dos litotipos ácidos da Formação Serra Geral. Dentre elas, destacam-se duas, mais citadas: a que propõe a diferenciação simples a partir de um magma basáltico original e a que considera a contaminação do magma basáltico original por material siálico da crosta. Estudos geoquímicos de Cordani *et al*. (1979), indicam a segunda opção como a mais provável.

As rochas ácidas do tipo Palma são derivadas de basaltos toleíticos com baixos teores em Ti e as do tipo Chapecó são derivadas de basaltos com altos teores de Ti, e possuem maiores concentrações em elementos incompatíveis do que aquelas do tipo Palmas (Bellieni *et al*., 1986; Piccirillo *et al*., 1987; Nardy, 1995).

Bellieni *et al*. (1986) sugerem ainda que a gênese das rochas ácidas da Bacia do Paraná seria por fusão de material básico da crosta inferior (granulitos máficos ou basaltos *underplated*), não deixando de lado a cristalização fracionada. Estes produtos riolíticos, confinados às margens continentais, teriam sido produzidos pela

fusão na ou perto da base da crosta durante o adelgaçamento litosférico (crustal), o qual precedeu a abertura do Gondwana.

Raposo (1987) também não exclui a possibilidade do magma ácido tipo Chapecó ter sido gerado de magma básico por cristalização fracionada mais complexa, associada a processos de assimilação crustal, haja visto os valores elevados de Sr isotópico apresentado por algumas amostras. As fontes possíveis seriam granulitos básicos granatíferos, gabro granatífero ou material com composição semelhante à das rochas vulcânicas básicas da região onde as rochas do tipo Chapecó se encontram.

As subprovíncias Alto-Titânio (ATi) e Baixo-Titânio (BTi), foram divididas em seis tipos de magmas distintos por Peate *et al*. (1992), baseado principalmente nas concentrações de Ti e elementos incompatíveis (Sr, Y e Zr), que se distribuem de forma compartimentada (figura 7). Na subprovíncia ATi foram definidos os magmas-tipo Urubici (TiO_2 > 3,3%; Sr > 550 ppm; Ti/Y > 500; Zr/Y > 6,5), Pitanga (TiO_2 > 2,9%; Sr > 350; Ti/Y > 350, Zr/Y > 5,5) e Paranapanema (1,7% < TiO_2 < 3,2%; 200 ppm < Sr < 450 ppm; Ti/Y > 330; 4 < Zr/Y < 7). Já na subprovíncia BTi, os magmas definidos são Gramado (0,75% < TiO_2 < 1,9%; 140 ppm < Sr < 400 ppm; Ti/Y < 300; 3,5 < Zr/Y < 6,5), Esmeralda (1,1% < TiO_2 < 2,3%; Sr < 250 ppm; Ti/Y < 330; 2 < Zr/Y < 5) e Ribeira (1,5% < TiO_2 < 2,3%; 200 ppm < Sr < 375 ppm; Ti/Y > 300; 3,5 < Zr/Y < 7), como mostra a Tabela 2.

Tabela 2 - Principais características químicas dos diferentes tipos de magmas básicos da Formação Serra Geral, segundo Peate *et al*. (1992) e Peate (1997). Extraído de Machado (2005).

Grupo	Magma	Tio_2 (%)	Sr (ppm)	Ti/Y	Zr/Y
ATi	Urubici	> 3,3	> 550	> 500	> 6,5
	Pitanga	> 2,9	> 350	>350	> 5,5
	Paranapanema	1,7 – 3,2	200 – 450	>330	4 – 7
BTi	Gramado	0,75 – 1,9	140 – 400	< 300	3,5 – 6,5
	Esmeralda	1,1 – 2,3	< 250	< 330	2 – 5
	Ribeira	1,5 – 2,3	200 - 375	< 300	3,5 - 7

Figura 7 – Mapa com os locais de ocorrência dos diferentes tipos geoquímicos de magmas básicos (I a IV) da Província Magmática do Paraná - Etendeka, compilado por Machado (2005), Os tipos I e II são rochas do tipo ATi, enquanto III, IV e V são rochas BTi. Legenda: 1 – Derrames de lava; 2 – Diques; I – Paranapanema e Pitanga; II – Urubici (denominado Khumib no Etendeka); III – Esmeralda; IV – Gramado (denominado Tafelberg no Etendeka); V – Ribeira

A figura 8 mostra uma proposta de estratigrafia para estes tipos de magmas, por Peate *et al*. (1997), verificando-se através de furos de sondagem, associados a dados geoquímicos e datações $^{40}Ar/^{39}Ar$, que na parte norte da província o magma-tipo Paranapanema sobrepõe-se àqueles do tipo Pitanga, enquanto que na parte sul,

os do tipo Esmeralda e Ribeira sobrepõem-se aos tipos Urubici e Gramado. Também fica evidente a predominância volumétrica dos tipos Paranapanema e Pitanga no norte, e Gramado no sul.

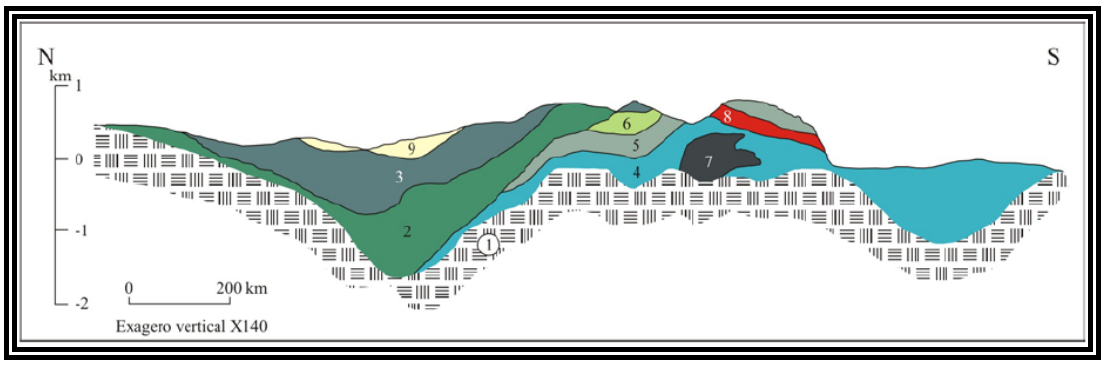


Figura 8 – Perfil, aproximadamente N–S, da Formação Serra Geral, segundo Peate (1997), extraído de Machado (2005). Legenda: 1 – Rochas pré-vulcânicas; 2 – Pitanga; 3 – Paranapanema; 4 – Gramado; 5 – Esmeralda; 6 – Ribeira; 7 – Urubici; 8 – Rocha ácida ATP; 9 – Rochas sedimentares do Grupo Bauru

Para Garland *et al*. (1995) tanto as rochas do tipo Chapecó quanto as do tipo Palmas são derivadas predominantemente de magma basáltico, sendo as de baixo-Ti Palmas derivadas dos basaltos de baixo-Ti Gramado via cristalização fracionada, e as rochas de alto-Ti Chapecó, devido à grande lacuna em elementos incompatíveis com os basaltos de alto-Ti, seriam mais provavelmente derivadas por 30% de fusão parcial do basalto Pitanga do que por uma linha de fracionamento contínua. Pela figura 9, pode-se deduzir que um basalto seria o parente mais adequado para as vulcânicas ácidas do Paraná, mas sem especificar as contribuições da fusão parcial e de fracionamento magmático.

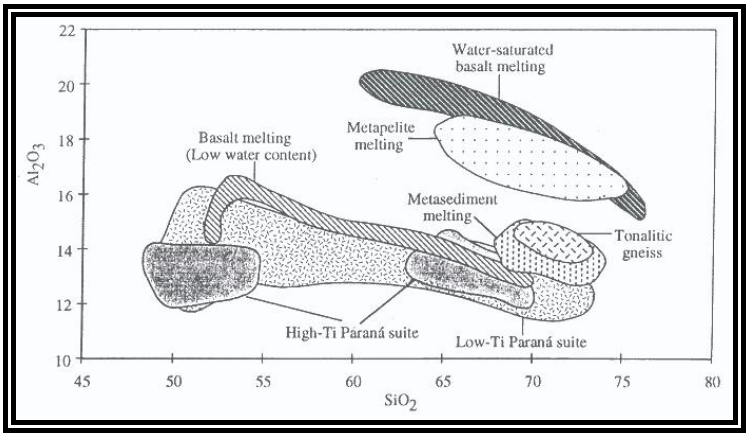


Figura 9 – Dados experimentais de fracionamento – fusão parcial em basaltos e fusão de metapelito ilustrados em diagrama Al_2O_3 x SiO_2, de Garland *et al*. (1995)

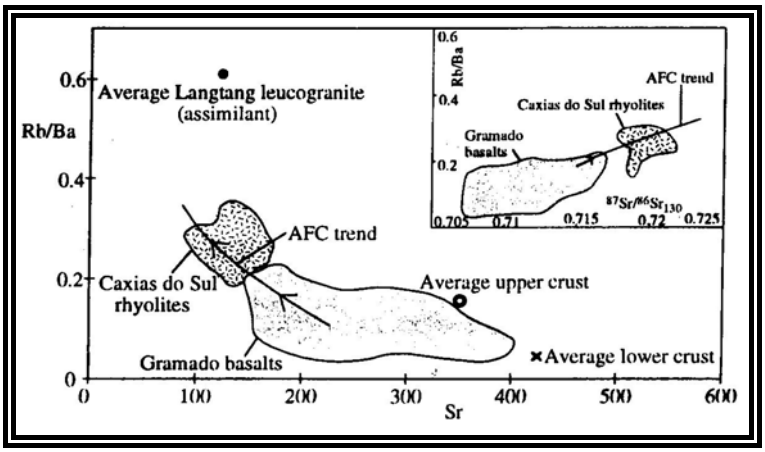


Figura 10 – Diagrama de Rb/Ba x Sr, de Garland *et al*. (1995), mostrando a possível derivação das vulcânicas ácidas tipo Palmas dos basaltos tipo Gramado

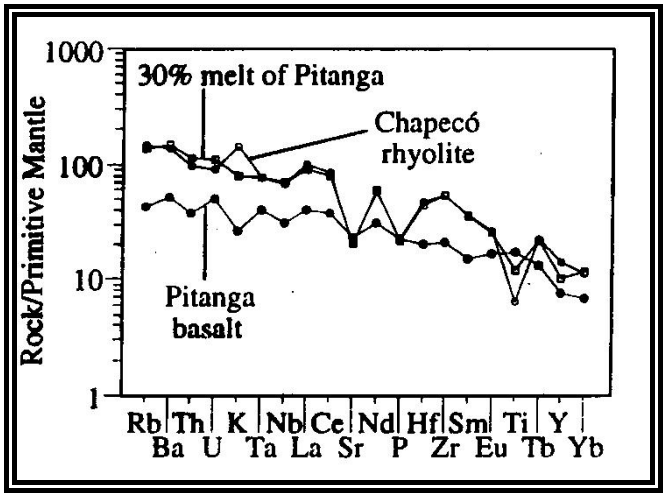


Figura 11 – Diagrama de multi-elementos normalizados para o manto primitivo, de Garland *et al*. (2005), mostrando a possível derivação das rochas do tipo Chapecó calculada para uma fusão parcial de 30% do basalto Pitanga

Entretanto, Harris & Milner (1997) discordam de Garland *et al*. (1995), pois para eles o seu modelo não consegue explicar os altos valores de isótopos de oxigênio (entre 10,1 e 10,7%) para as rochas tipo Palmas. Assim, é mais provável que essas rochas tenham sido produzidas por fusão parcial da crosta inferior a média pré-Mesozóica.

Freitas (2009) concluiu para as rochas vulcânicas do tipo Chapecó, subtipo Ourinhos, que o melhor modelo é o de cristalização fracionada de cerca de 60 a 80% de basaltos similares ao tipo Pitanga. As diferenças isotópicas seriam da contaminação por um volume entre 10 a 30% de líquidos graníticos derivados da crosta.

Luchetti (2005) avaliou, através de dados litogeoquímicos, se os subgrupos das rochas ácidas tipo Palmas e Chapecó seriam produtos de fontes mantélicas distintas. Foi testado um modelo de cristalização fracionada, o qual mostrou que os magmas tipo Palmas (subgrupos Caxias do Sul, Anita Garibaldi, Santa Maria e Jacuí) podem ter sido gerados a partir de um mesmo material parental, no caso com composição próxima àquela do tipo Jacuí. Assim, estes subgrupos não teriam necessariamente fontes mantélicas distintas, mas poderiam ter sido gerados a partir de uma mesma fonte, porém com histórias evolutivas diferentes, (e.g. contaminação crustal), que teriam modificado a composição destas rochas.

As rochas do tipo Chapecó, envolvendo os subgrupos Guarapuava, Tamarana e Ourinhos não mostraram a possibilidade de evolução a partir de uma mesma fonte. Este aspecto parece estar relacionado ao fato dos fenocristais de plagioclásio presentes não estarem em perfeito equilíbrio com a matriz, ou seja, corresponderiam a xenocristais (provavelmente das rochas básicas), conforme sugerido por Raposo (1987).

5.2.3 Aspectos reológicos

As temperaturas de erupção para as vulcânicas ácidas do Paraná estão entre 950 e 1100ºC, sendo as do tipo Chapecó ligeiramente mais altas que as do tipo

Palmas (~ 1000–1100ºC x 950–1050ºC, Garland *et al*., 1995). Na tabela 3 abaixo, pode-se observar temperaturas calculadas para estas rochas através de geotermômetros encontrados na literatura, baseados nas temperaturas de cristalização dos minerais plagioclásio, piroxênio e magnetita.

Tabela 3 – Temperaturas calculadas por geotermômetros baseados em piroxênios (Px), plagioclásios (Plag) e titanomagnetitas (Mag), para as rochas vulcânicas ácidas dos tipos Chapecó e Palmas, de Garland *et al*. (2005).

Geotermômetro - Trabalho	**Mineral**	**Chapecó (ºC)**	**Palmas (ºC)**
Kretz (1982) – Garland *et al*. (1995): temperatura precoce	Px	976-1035	951-1012
temperatura tardia		868-997	819-947
Lindsley (1983) – Garland *et al*. (1995)	Px	1050-1150	1000-1050
Kretz (1982) - Bellieni *et al*.(1986)	Px	1133 ± 24	1117 ± 17
Ishii (1975) - Bellieni *et al.*(1986)	Px	1043 ± 16	1038 ± 21
Lindsley (1983) - Whittingham (1991)	Px		1020-1080
Kudo & Weill (1970) - Bellieni *et al*.(1986)	Plag	919 ± 26	991 ± 34
Mathez (1973) - Bellieni *et al*.(1986)	Plag	938 ± 58	884 ± 27
Kudo & Weill (1970) - Whittingham (1991)	Plag		997-1102
Nathan & Van Kirk (1978) - Bellieni *et al*.(1986)	Mag	1127 ± 10	1150 ± 35
Temperaturas médias			
Magnetita		1130	1150
Piroxênio		1060	1030
Plagioclásio		930	975

A ausência de fases primárias hidratadas nas rochas vulcânicas dos tipos Chapecó e Palmas (constituídas de augita e pigeonita, plagioclásio variando de andesina a labradorita, magnetita e apatita), sugere um conteúdo baixo de água para o magma. A mineralogia permitiria, grosso modo, uma concentração de água da ordem de 1% ou até no máximo 2%. Porém, os cálculos feitos para conteúdo de água destas rochas (Luchetti, 2005), usando-se diferentes geohigrômetros, (Housh

& Luhr, 1991, Putirka, 2005 e Merzbacher & Eggler, 1984), mostraram concentrações de água variando entre 3 e 4% (em peso) para as rochas ácidas do tipo Chapecó e entre 2 e 4% para aquelas do tipo Palmas. Segundo Putirka (2005) os geohigrômetros disponíveis atualmente na literatura não estão ainda calibrados de maneira satisfatória ou são pouco confiáveis, fornecendo valores superestimados para as concentrações de água.

Luchetti (2005) também estimou as viscosidades para as lavas tipo Palmas e Chapecó, obtendo resultados entre 10^4 e 10^5 P para as do Chapecó e 10^4 e 10^6 P para as do Palmas. Estes valores são relativamente baixos quando comparados a derrames de natureza ácida ($\geq 10^7$ P) devido, especialmente, às temperaturas anomalamente elevadas destas lavas.

5.3 Geologia da região de Piraju – Ourinhos

Na área estudada, ocorrem derrames de lavas básicas e rochas vulcânicas ácidas pertencentes à Formação Serra Geral, além de rochas intrusivas associadas, e rochas sedimentares pré e pós-vulcânicas, representados principalmente, pelas Formações Botucatu e Bauru, respectivamente.

Existem vários trabalhos sobre as ocorrências das vulcânicas ácidas nessa região, começando com Sartori & Maciel Filho (1978), pioneiros na identificação dessas rochas, Raposo (1987) e Freitas (2009) sobre aspectos geológicos, petrográficos e detalhamento petrogenético, assim como outros trabalhos direcionados também ao mapeamento e à geoquímica de rochas e minerais nessas vulcânicas ácidas da região (Nardy *et al*., 2002; Dantas *et al*., 2003; Reis, 2006; Negri, 2006; Janasi *et al*., 2007).

As rochas vulcânicas ácidas da região de Piraju – Ourinhos pertencem ao Membro Chapecó da Formação Serra Geral, sendo a ocorrência mais setentrional de rochas deste tipo na Província Magmática do Paraná. Estendem-se por uma área de aproximadamente de 65 por 20 km, totalizando 1300 km^2 de superfície, seguindo a direção do Rio Paranapanema (Janasi *et al.*, 2007).

Estas rochas assentam-se diretamente sobre os arenitos da Formação Botucatu, estando o contato bem exposto em diversos lugares ao longo do vale do Rio Paranapanema, com variações de mais de 100 m de altitude devido à grande irregularidade do relevo do paleodeserto de Botucatu, existente na época, com dunas que atingiam até 300 m de altura, dificultando, assim, o mapeamento e a correlação das manifestações vulcânicas iniciais (Raposo, 1987; Iyomasa *et al*., 1994; Dantas *et al*., 2003).

No norte da área as vulcânicas ácidas são recobertas pelos basaltos, que por sua vez são recobertos pelos arenitos do Grupo Bauru, por discordância erosiva. No sul as rochas sedimentares pré-vulcânicas dos Grupos São Bento e Passa Dois são recortados por corpos subvulcânicos intrusivos, de composição básica. Diversos diques, a maioria também de composição básica cortam não só as rochas sedimentares pré-vulcânicas como também as vulcânicas ácidas e os basaltos, com uma direção preferencial N45W. Diques de composição ácida são raros e cortam as rochas sedimentares pré-vulcânicas imediatamente abaixo do contato inferior dos corpos ácidos. Segundo Janasi *et al*. (2007), poderiam corresponder aos condutos alimentadores do vulcanismo ácido, com os de maior espessura (> 50 m) aflorando na Serra da Fartura (Reis, 2006; Janasi *et al*., 2007).

Entre os corpos vulcânicos ácidos ocorrem intercaladas camadas descontínuas de arenitos, chamados *intertraps*, que podem alcançar mais de 20 m de espessura, constituindo importantes marcos estratigráficos e sugerindo que o preenchimento dos vales interdunas ocorreu através de vários episódios vulcânicos (Janasi *et al*., 2007).

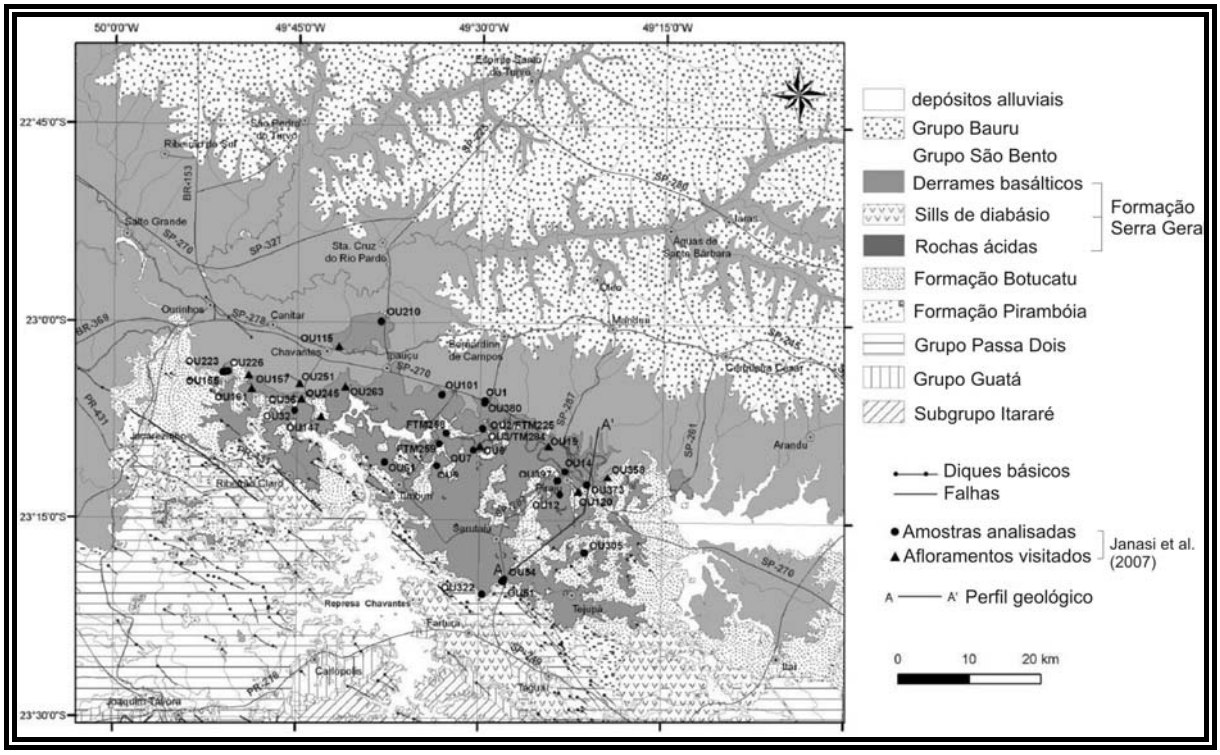


Figura 12 – Mapa geológico da região de Piraju – Ourinhos, segundo Janasi *et al*. (2007)

6. CORPOS EXTENSOS DE VULCÂNICAS ÁCIDAS: FLUXOS DE LAVAS DE GRANDE VOLUME OU IGNIMBRITOS REOMÓRFICOS?

As lavas félsicas, geralmente, são caracterizadas pela sua alta viscosidade, devido principalmente ao alto conteúdo de sílica (SiO_2), que promove o aumento da polimerização. Por isso, as erupções félsicas em estratovulcões costumam ser explosivas e associadas com a geração de tefra e fluxos piroclásticos. Mas, às vezes, os gases dissolvidos no magma se esgotam, promovendo a subida desse magma à superfície de modo menos violento, como lava dacítica a riolítica. Estas lavas formam corpos menores que seus equivalentes piroclásticos, constituindo domos ou *coulées*, os quais variam de 50 a 500 m de espessura e poucos quilômetros de extensão (*Home Page* de Camp – *How volcanoes work*).

Figura 13 – Fotos de *Coulées* de Mono Craters (esquerda) e Chao (direita). *Home Page* de Camp – *How volcanoes work*

Entretanto, a existência de corpos vulcânicos ácidos extensos e de grande volume (10 – 100 km^3), aparentemente consolidados a partir de lavas, tem causado controvérsias. Os modos de erupção e colocação dessas rochas vulcânicas félsicas de alta temperatura (> 950°C) podem ser difíceis de identtificar, particularmente, quando faltam evidências de atividade piroclástica em muitas exposições. Assim, a interpretação de suas estruturas e de seus mecanismos de colocação permanece frequentemente controversa (Henry & Wolff, 1992; Milner *et al*., 1992; Manley, 1995 e 1996).

Mesmo apresentando afloramentos, amostras de mão e seções delgadas característicos de fluxos de lava, muitos vulcanologistas suspeitam que estas rochas não sejam fluxos de lava propriamente ditos, mas ignimbritos reomórficos. Estes

ignimbritos seriam depositados por fluxos piroclásticos de temperatura tão alta, que ocorreria a soldagem de suas partículas constituintes (Freundt, 1998). Em um ignimbrito reomórfico (ou reoignimbrito) as altas temperaturas provocam a remoção das feições texturais clásticas originais através de um fluxo viscoso secundário (Schmincke & Swanson, 1967).

Para outros pesquisadores estes riolitos volumosos são, de fato, fluxos de lava e a sua distribuição extensa pode ser atribuída à sua posição original sobre um *hotspot* continental, o qual pode promover uma alta taxa de fusão da crosta, gerando líquidos superaquecidos e de baixa viscosidade, que extravasam de maneira fluida, produzindo, assim, derrames volumosos de lava riolítica (*Home Page* de Camp – *How volcanoes work*).

Para Manley (1995), tal dúvida se deve à idéia comum de que magma ácido entra em erupção somente de modo explosivo e sua lava é muito viscosa para fluir para longe do conduto. Geralmente, o grau de preservação dessas unidades extensas não é ideal, deixando espaço para incertezas e conjecturas, e texturas similares à de tufos soldados foram observados em unidades que parecem ser fluxos de lava (Manley, 1995).

Segundo Henry & Wolff (1992), as melhores feições para distinguir tufos reomórficos de lavas félsicas extensas são:

• Depósitos basais (brechas) - são os mais diagnósticos, pela possibilidade maior de preservação de suas feições primárias, podendo ser observados, em muitos casos, em um único afloramento. Muitas vezes, porém, tais depósitos estão pouco expostos ou se encontram encobertos.

• Margens de fluxo – lavas félsicas geralmente mantém espessuras de vários metros nas suas frentes de fluxo, enquanto tufos se afinam e não mostram feições de fluxo secundário;

• Resposta à topografia – tufos podem se depositar além das barreiras topográficas, enquanto lavas ficam represadas por essas barreiras, a menos que o fluxo seja mais espesso que a altura da barreira;

• Fonte (quando o edifício vulcânico de origem é conhecido) – tufos estão associados predominantemente a caldeiras, e lavas a diques e fissuras.

Ekren *et al*. (1984) descreveram uma brecha basal que teria sido formada por fluxo reomórfico, em uma unidade que eles interpretaram como sendo tufo parecido com lava, no sudoeste de Idaho, cuja interpretação posterior por Henry & Wolff (1992) foi de que se trataria de derrame de lava. Para outros autores (Bonnichsen & Kauffman, 1987; Branney & Kokelaar, 1992), a presença de brechas basais indica apenas que o material fluiu como uma massa.

Os mecanismos de colocação para as rochas da tabela abaixo, se tufos ou lavas, são controversos.

Tabela 4 – Ocorrências de rochas vulcânicas ácidas extensas de origem duvidosa, de Henry & Wolff (1992).

Província Vulcânica	**Características de rochas vulcânicas ácidas**				**Referências**
	Brecha basal	**Brecha superior**	**Afinamento distal**	**Temperatura (ºC)**	
Snake River, Idaho	Sim	Sim	Não	850 - 1050	Ekren *et al*. (1984); Bonnichsen & Kauffman (1987); Manley (1990); Honjo *et al*. (1992)
Yellowstone Park	Sim	Sim	Não	> 850	Christiansen & Hildreth (1989)
Trans-Pecos Texas	Sim	Sim	Não	> 900	Parker & McDowell (1979); Franklin *et al*. (1987, 1989); Henry *et al*. (1988, 1989, 1990)
Keweenawan, Minnesota	Menor	Sim	Não	>1000	Green (1989); Green & Fitz (1989)
Paraná, Brasil	Menor	Sim	Não	1000 - 1150	Bellieni *et al*. (1984); Petrini *et al*. (1989); Whittingham (1989)
Etendeka, Namíbia	Menor	Sim	Não	1000 - 1100	Milner (1986); Milner *et al*. (1992)

continua

Província Vulcânica	Características de rochas vulcânicas ácidas				Referências
Lebombo (Karoo), África do Sul	Menor	Sim	Não	900 - 1100	Bristow & Cleverly (1979); Cleverly & Bristow (1982); Bristow (1989)
Rooiberg (Bushveld), África do Sul	Menor	Sim	Não	1100	Twist & French (1983); Twist *et al*. (1989); Twist & Elston (1989)
Austrália	Sim	Sim	Não	1100	Cas (1978); Creaser & White (1991)

Rochas inicialmente descritas como tufos parecidos com lava, do Lebombo e Rooiberg, na África do Sul, foram reinterpretadas como lavas por Twist *et al*. (1989, apud Henry & Wolff, 1992). Henry & Wolff (1992) deduziram que alguns dos principais exemplos de tufos parecidos com lavas são de fato lavas, e as unidades descritas por Schmincke & Swanson (1967) nas Ilhas Canárias e Chapin & Lowell (1979) no Colorado como lavas são piroclásticas, e que lavas e tufos reomórficos podem ser encontrados numa mesma província, principalmente nas grandes províncias basálticas.

Tabela 5 – Feições características entre tufos reomórficos, tufos parecidos com lava e lavas ácidas extensas, propostas por Henry & Wolff (1992).

	Tufo reomórfico	**Tufo parecido com lava**	**Lava ácida extensa**
Grande extensão	Sim	Sim	Sim
***Aspect ratio* alto**	Sim	Sim	Sim
Margens	Afinamento distal, depósitos pouco ou não soldados, mas dependendo da topografia.	Idem a tufo reomórfico?	Permanece espessa e maciça, ou brechada.
Resposta à topografia	Pode passar sobre muitas barreiras, dependendo do conteúdo de gás e da altura da coluna de erupção.	Idem a tufo reomórfico?	Parada pela maioria das barreiras, a menos que o relevo seja menor que a espessura do fluxo.
Fonte	Geralmente caldeira;	Idem a tufo reomórfico?	Geralmente dike/fissura
Zona soldada	Sim, mas pode estar obscurecida pelo reomorfismo; tufos de alta T ou peralcalinos podem estar totalmente soldados	?	Não
Brecha basal	Não, mas a zona basal de concentração de líticos pode parecer similar.	Idem a tufo reomórfico	Sim, composta de diferentes texturas de lava.
Brecha superior	Sim, em casos raros	Idem a tufo reomórfico	Sim
Bandas de fluxo	Sim	Sim	Sim
Estuturas de rampa	Sim	Sim	Sim
Vesículas alongadas	Sim	Sim	Sim

continua

	Tufo reomórfico	Tufo parecido com lava	Lava ácida extensa
Púmice	Sim, mas é diagnóstico somente se encontrada no fluxo todo; geralmente está obscurecida no interior do fluxo	Improvável estar preservada, exceto possivelmente no topo.	Sim, particularmente em brechas marginais.
Shards	Sim, mesmo que púmice	Idem a tufo reomórfico	Sim, em brechas marginais
***Pipes* de escape de gases**	Sim	Não?	Não
Fenocristais quebrados, com vários tamanhos	Podem estar presentes, mas a quebra é menor em tufos de menor explosão.	Idem a tufo reomórfico	Não, mas podem se desenvolver em brechas ou em lavas rompidas tectonicamente.
Fragmentos líticos	Sim, mas podem estar esparsos em tufos de menor explosão.	Idem a tufo reomórfico	Pode conter inclusões
Composição	Geralmente zonado verticalmente	Idem a tufo reomórfico?	Geralmente homogênea

Bonnichsen & Kauffman (1987) apontaram algumas características diagnósticas para fluxos de lava riolítica:

(1) Ausência de *shards*, fragmentos de púmice e líticos, especialmente xenólitos;

(2) Predominância de fenocristais intactos, e presença de laminação de fluxo com evidências de deformação;

(3) Zonas marginais lobadas com terminações abruptas e acumulações de brechas tipo *crumble*;

(4) Ausência de cinzas de queda sob o derrame riolítico, exceto próximo a possíveis locais do conduto;

(5) Contato irregular entre a zona basal vítrea e a zona central devitrificada, e evidências, como dobras, de uma massa fluida no vitrófiro basal;

(6) Presença de vitrófiro extenso na zona superior, que pode conter brechas tipo “vermelhas-e-pretas”;

(7) Falta de bandamento interno subhorizontal, o qual é indicativo de múltiplos depósitos de cinzas;

(8) Ausência de zoneamento vertical e lateral de composição química e de fenocristais, e abundância de fenocristais no riolito;

(9) Presença de juntas *pencil* e *dimple* e de brechas, sugestivas de uma massa fluida;

(10) Presença de cavidades de gás gigantes.

A morfologia dos fenocristais também fornece evidências duvidosas a respeito da origem dos corpos vulcânicos ácidos. Sabe-se que fenocristais quebrados são típicos de tufos ‘convencionais’, enquanto fenocristais intactos e glomerocristais são mais comuns em lavas. No entanto, a quebra dos cristais provavelmente é controlada pela viscosidade do magma e pelo conteúdo de voláteis, sendo então rara em erupções de magmas quentes, fluidos e pobres em gás, os quais, consequêntemente, também incorporarão quantidades menores de fragmentos líticos (Henry & Wolff, 1992; Branney *et al*., 1992).

A presença de púmices e *shards* também é prova de uma origem piroclástica, podendo ser consistente com uma origem de fluxo de lava quando encontrados apenas na base ou no topo de um fluxo. A interpretação de tufos extremamente reomórficos e de lavas ácidas extensas se torna muito difícil, justamente pela não preservação dessas estruturas (Henry & Wolff, 1992). Além do que, em ignimbritos com aspecto de lava os shards e as púmices podem não se formarem ou até se reverterem para gotículas e massas irregulares sem vesículas durante o transporte (Branney & Kokelaar, 1992).

A respeito das rochas vulcânicas ácidas dos Membros Palmas e Chapecó, da Formação Serra Geral, existem controvérsias sobre o seu modo de erupção e colocação.

Milner *et al*. (1992) explicam que os quartzo latitos do Etendeka, na África, os quais se correlacionam com os riolitos do tipo Palmas, possuem características de ignimbritos e de lavas, sendo produtos de um estilo eruptivo incomum. Sugerem um modelo de reoignimbrito (figura 14) para as unidades ácidas do sul do Etendeka, baseado em raras texturas piroclásticas preservadas em margens de fluxo (*fiammés* e texturas eutaxíticas). As vulcânicas ácidas da Bacia do Paraná estariam menos preservadas, devido ao clima, e assim, tais texturas não seriam observadas, sendo exceção uma fina camada (50 cm) de material piroclástico no extremo oeste, onde afloram rochas do tipo Palmas (Garland *et al*., 1995). Para as rochas vulcânicas ácidas da Bacia do Paraná, Nardy *et al*. (2008) propõem dois modelos gerais, respectivamente para os Membros Palmas e Chapecó (figura 15).

Porém, Milner *et al* (1992) descrevem inclusões de quartzito (> 50 cm de diâmetro), com margens em forma cúspide, distribuídos aleatoriamente nos quartzo latitos. Este tipo de estrutura, de acordo com Henry & Wolff (1992), seria produzida pelo transporte em uma lava, e não em um fluxo piroclástico.

Na Formação Serra Geral não é observada nenhuma estrutura de caldeira, feição importante de terrenos de vulcanismo explosivo. Um possível conduto com caldeira, para as rochas vulcânicas ácidas B-Ti do tipo Palmas-Etendeka, seria a Cratera de Messum, no sul do Etendeka (Milner & Ewart, 1989 apud Milner *et al*., 1992), cujo posicionamento seria sustentado por um afinamento das unidades vulcânicas ácidas do Etendeka em direção a oeste, verificado por Milner *et al*. (1992). Entretanto, há diversas evidências de rochas vulcânicas ácidas de grande volume e altas temperaturas que não estão associadas a caldeiras (e.g. Little Jacks Tuff, Idaho, Ekren *et al*., 1984; Yardea Dacite, SW Austrália, Creaser & White, 1991; Badlands, SW Idaho, Manley, 1995, 1996), sugerindo um mecanismo de erupção efusivo mais que explosivo.

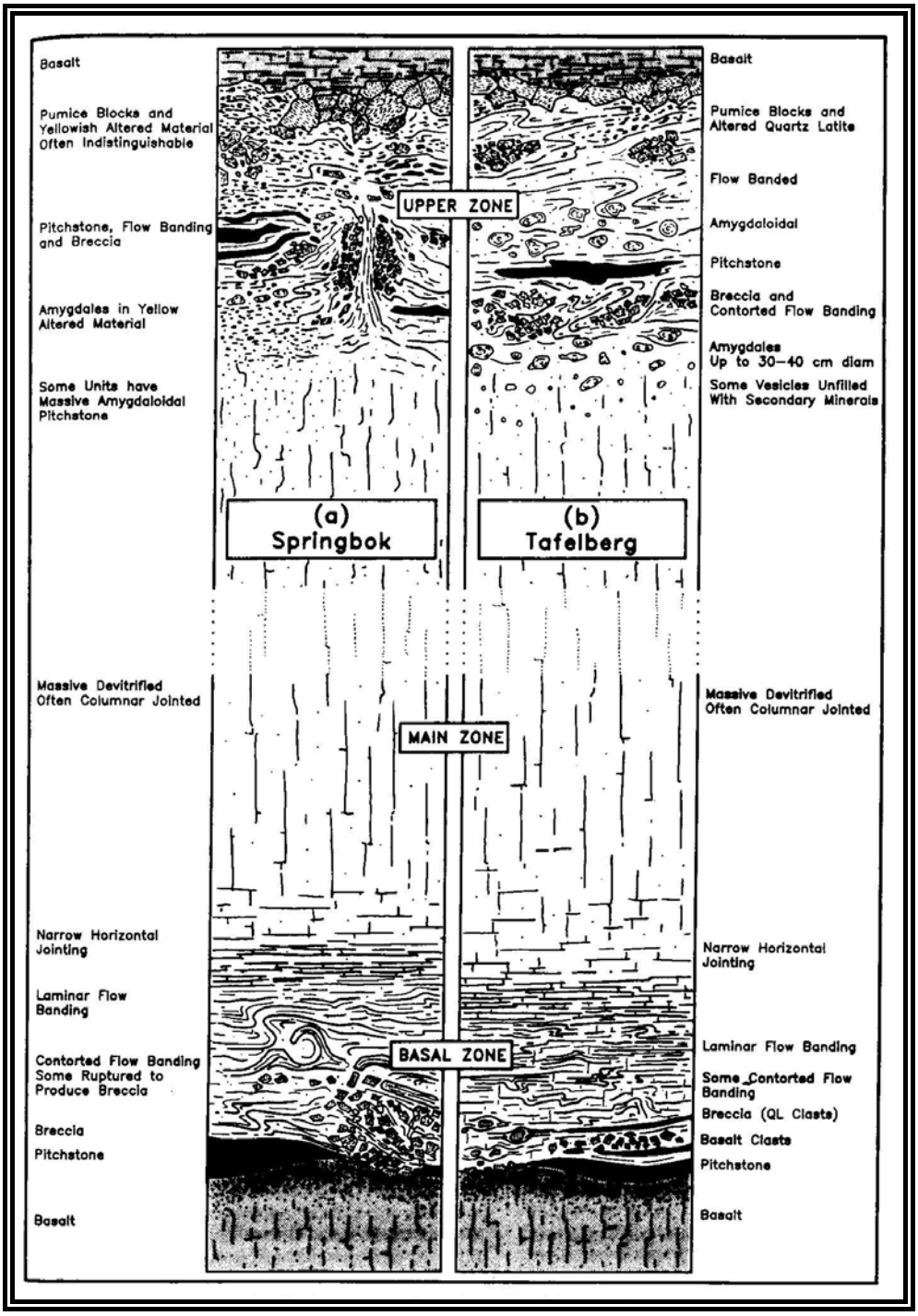


Figura 14 – Seções idealizadas de duas unidades de fluxo de quartzo latito do Etendeka, de Milner *et al*. (1992)

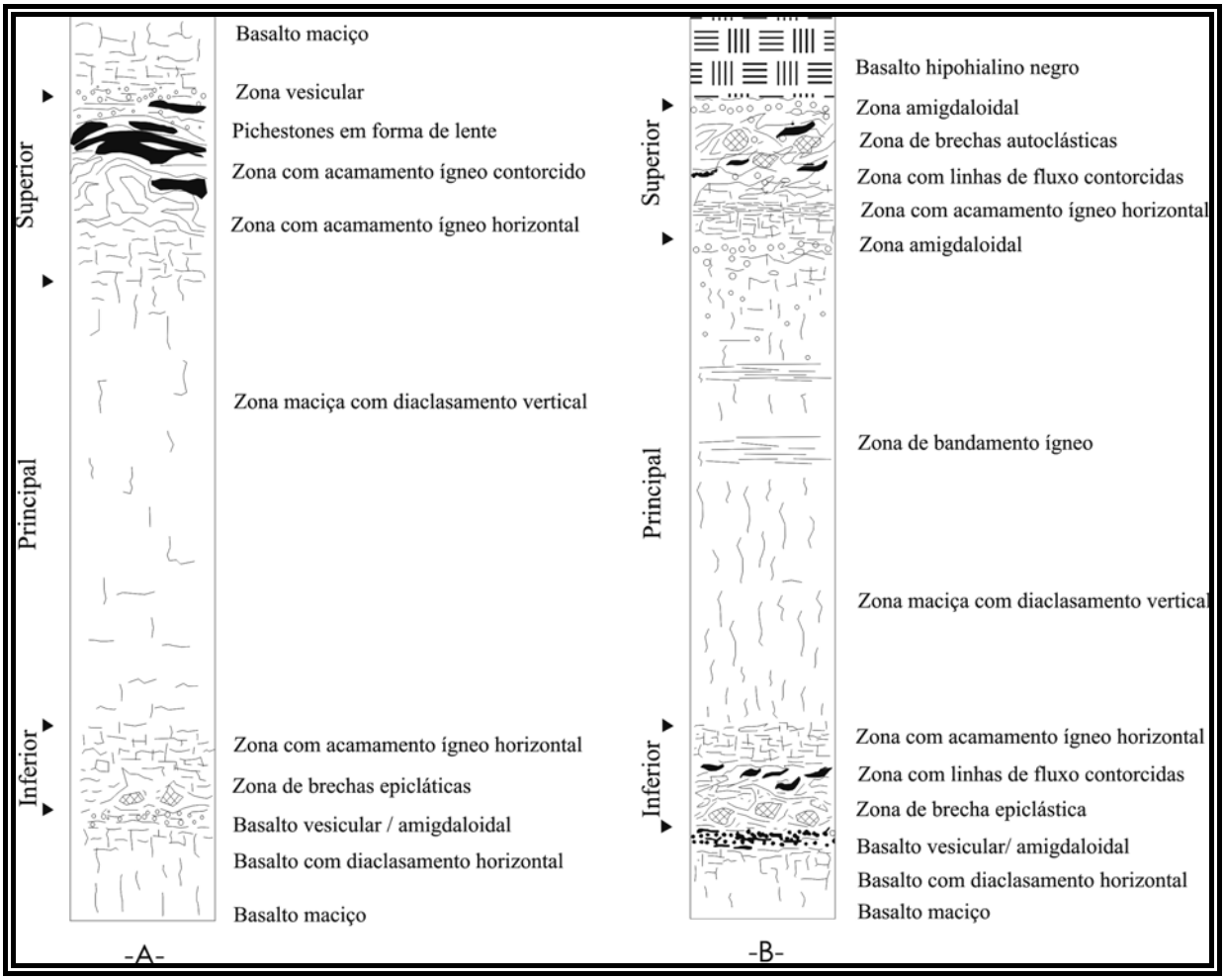


Figura 15 - Seções colunares ideais para as rochas vulcânicas ácidas dos tipos Palmas (A) e Chapecó (B), segundo Nardy *et al*. (2008)

Para Garland *et al*. (1995) os riolitos do tipo Palmas seriam provenientes de câmaras magmáticas rasas, sendo colocados na superfície de modo explosivo como reoignimbritos, ou de modo efusivo como lavas de baixa viscosidade, no estágio de espessamento crustal, sob taxas mais baixas de extensão. Por sua vez, os riolitos do tipo Chapecó, teriam sido extrudidos rapidamente da crosta inferior por meio de fissuras profundas e colocados na superfície como fluxos de lavas, no estágio final do rifteamento continental (figura 16).

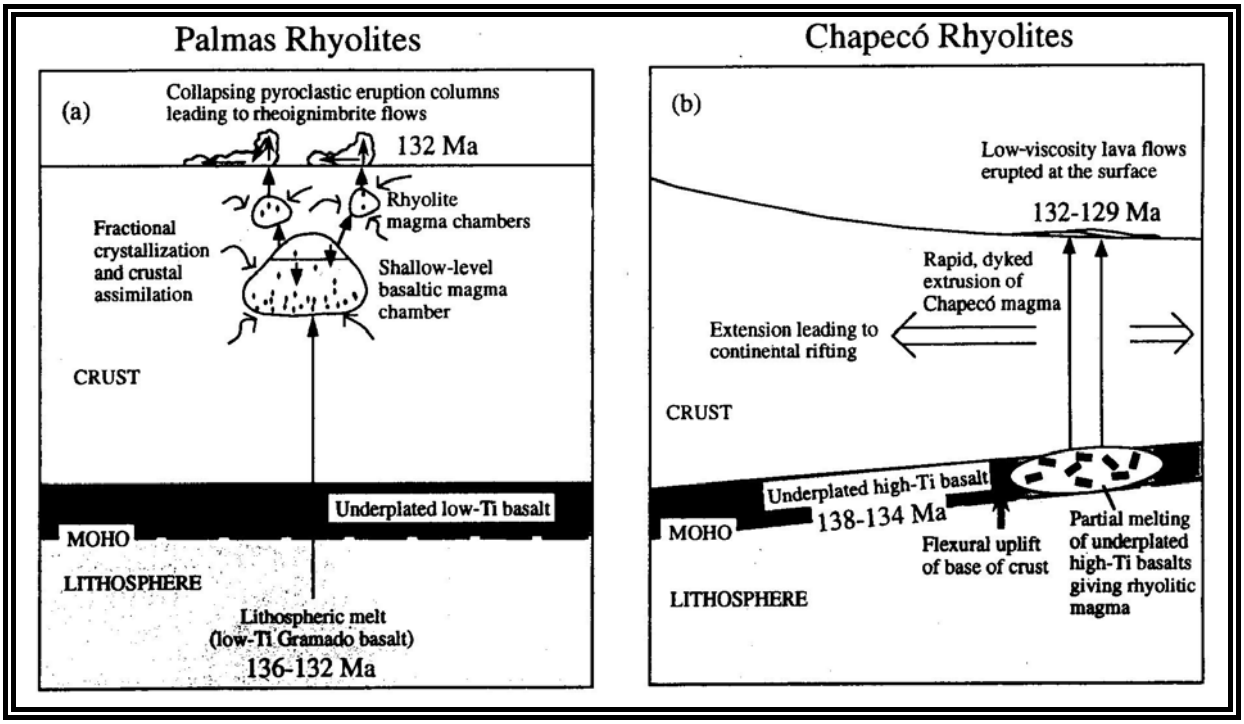


Figura 16 – Modelos esquemáticos mostrando a geração e o modo de colocação das vulcânicas ácidas da Bacia do Paraná, segundo Garland *et al*. (1995)

Segundo Branney *et al*. (2008), os depósitos ácidos das províncias vulcânicas do Etendeka e do sul do Paraná possuem feições do vulcanismo do tipo SR (Snake River, figura 17). Esse tipo de vulcanismo envolve uma associação bimodal de basaltos com riolitos metaluminosos, relativamente anidros, com elevado conteúdo de HFSE e halógenos, e baixa viscosidade. Apresentam ignimbritos e lavas, de composição riolítica, extensos e de grande volume. O reomorfismo é intenso e amplo, sendo comuns as fácies de tufos com aspecto de lava, indistinguíveis de lavas verdadeiras em amostras de mão e lâmina, e sua origem piroclástica pode ser inferida apenas pelas relações de campo.

As erupções do tipo SR não envolvem magmas peralcalinos, e as sua baixas viscosidades, segundo os autores, devem resultar das altas temperaturas de colocação, altas taxas de fluxo e possível retenção de alguns voláteis dissolvidos.

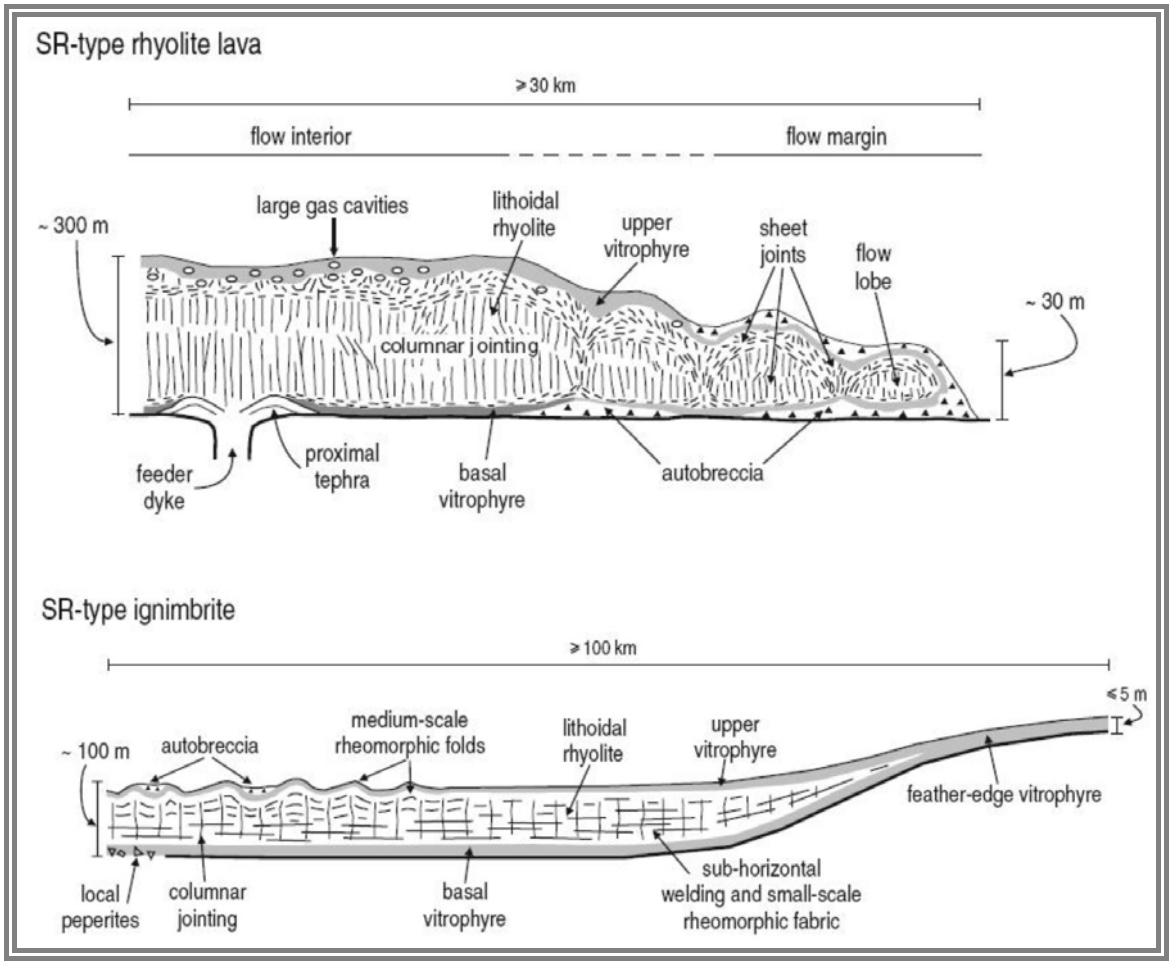


Figura 17 – Feições características de lavas do tipo SR (superior) e ignimbritos do tipo SR (inferior), de Branney *et al*. (2008)

6.1 Viscosidade de magmas ácidos

A viscosidade é, provavelmente, a propriedade mais importante que governa os processos magmáticos, tais como o transporte e a cristalização de magma associado com atividade vulcânica, que varia de explosiva a efusiva. Os principais fatores que controlam a viscosidade de magmas são taxa de efusão, temperatura, composição química, conteúdo de voláteis (principalmente H_2O e CO_2), e conteúdo de cristais e bolhas (Dingwell *et al*., 1993 apud Giordano & Dingwell, 2003).

Para um fluxo viajar longas distâncias, são especialmente importantes as altas taxas de efusão, que produzem grandes volumes de lava. Isto causará uma retenção mais eficiente de calor e o peso da pilha de lava na região do conduto

facilitará o seu escoamento para distâncias maiores e, se as temperaturas forem elevadas, as lavas terão viscosidades menores e mais tempo para fluir, antes de se consolidarem (Bonnichsen & Kauffman, 1987).

Magmas dacíticos e riolíticos geralmente possuem conteúdos de água relativamente baixos e viscosidades pré-eruptivas de $10^{8,5}$ a 10^{13}, em temperaturas entre 700 e 1000°C (McBirney e Murase, 1984; Stevenson *et al*., 1998). Viscosidades menores, da ordem de 10^4 a 10^8 (T = 1126 e 726°C, respectivamente) são registradas em líquidos riolíticos cálcio-alcalinos, com 2% de H_2O. Mudanças de apenas 1% de água podem mudar a viscosidade calculada em uma ordem de magnitude, segundo Stevenson *et al*. (1998). Em seus experimentos, adicionando-se 1,5% de H_2O a viscosidade diminuiu em aproximadamente 20% em temperatura constante.

A quantidade e os efeitos de outros voláteis são mais difícies de avaliar. Contudo, a influência dos halógenos (F e Cl) também é importante na viscosidade do líquido. Segundo Dingwell & Hess (1998), a viscosidade de um líquido básico a 850°C com 1% de F é similar à de um líquido livre de F a 1000°C, enquanto que em sistemas de altos teores de sílica e secos, os efeitos são maiores. Traquitos e riolitos contendo 1% de F possuem viscosidades mais baixas, de meia a uma ordem de magnitude, respectivamente, do que magmas equivalentes sem F (Dingwell *et al*., 1985; figura 18).

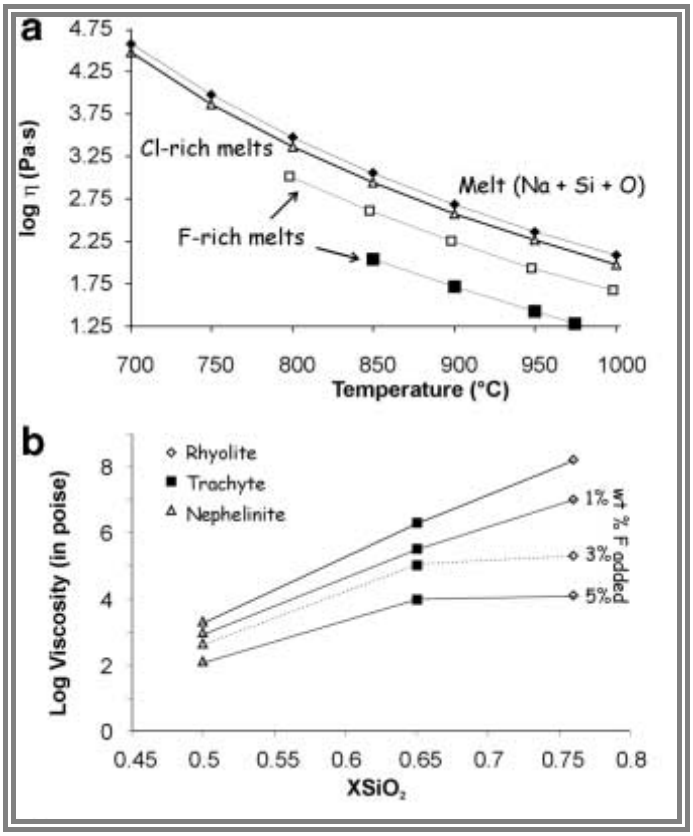


Figura 18 – Gráficos de viscosidade, em Pa.s, x temperatura (**a**), segundo Dingwell & Hess (1998), e de viscosidade, em Poise, x $XSiO_2$ (**b**), segundo Dingwell *et al*. (1985), mostrando os efeitos de F na viscosidade de líquidos com baixo teor de sílica (**a**), e líquidos riolíticos, traquíticos e nefeliníticos (**b**). Extraído de Kirstein *et al*. (2001). Em (**a**) quadrados pretos = 1,5% de F e quadrados brancos = 4,1% de F; 1 Pa.s = 10 Poise

De acordo com Barber & Whittington (2007), a viscosidade de um dacito sem F, a 800°C, é de 6,2 $.10^{11}$ P. A adição de 0,03 e 1,43% de F diminui a viscosidade para 2,3 $.10^{11}$ e 2,3 $.10^{9}$ P, respectivamente. Contudo, a água continua sendo mais eficiente na redução da viscosidade de líquidos dacíticos, visto que, para o mesmo dacito, contendo 1% de H_2O, a viscosidade é de 1,1 $.10^{7}$ P, sugerindo que, além da depolimerização, mecanismos de dissolução também operam na rede silicática.

Dados experimentais de vários autores, incluindo Cline & Bodnar (1991), mostram que os magmas expelem fluidos, cuja salinidade pode variar de < 2 a 84% em saturação, dependendo da temperatura, pressão, conteúdo de água inicial e quantidade de cristalização (Cline & Bodnar, 1991). De acordo com estes dados,

fluidos magmáticos com alta salinidade apresentam degaseificação profunda, afetando, assim, a viscosidade e fazendo com que o magma avance 'suavemente' até a superfície. Já fluidos com baixa salinidade estão associados com degaseificação rasa, que aumenta a viscosidade, resultando numa vaporização imediata de fluidos aquosos e erupção explosiva (Kirstein *et al*., 2001).

Os conteúdos de halógenos são difíceis de calcular e na literatura existem pouquíssimos dados de análises que incluem F e Cl, mas a sua presença pode ser confirmada pela cristalização de flúorapatita, na qual os halógenos são um constituinte estrutural essencial. Para tentar solucionar este problema, Bailey & MacDonald (1975) sugeriram uma ligação entre conteúdos de HFSE e de F e Cl, e demonstraram que magmas com alto conteúdo de Zr também possuem grandes conteúdos de F + Cl (figura 19).

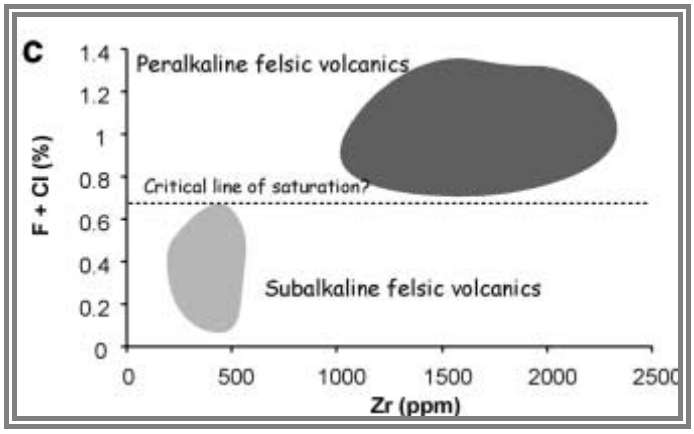


Figura 19 – Gráfico de F + Cl (%) x concentração de Zr (ppm), de Kirstein *et al*. (2001), mostrando a relação entra o conteúdo de Zr e o de halógenos

Para as rochas vulcânicas félsicas do Uruguai, Kirstein *et al*. (2001) relacionam a falta de texturas piroclásticas na Série Aigüa, sugestiva de um estilo eruptivo efusivo, a altos conteúdos de HFSE e inclusões fluidas de alta salinidade, e texturas piroclásticas na Série Lavalleja, originadas de uma erupção explosiva, a baixas concentrações de HFSE e inclusões fluidas menos salinas. Em um gráfico que correlaciona teores de HFSE (Zr e Nb) de rochas vulcânicas félsicas de grandes províncias basálticas com dados de inclusões fluidas e com os respectivos estilos eruptivos (figura 20), nota-se a disposição de rochas com altos conteúdos de Zr e Nb

no campo à direita (> 500 ppm de Zr), correspondente ao de lavas efusivas, e as rochas com conteúdos mais baixos de Zr e Nb no campo da esquerda (< 500 ppm de Zr), correspondente a erupções explosivas.

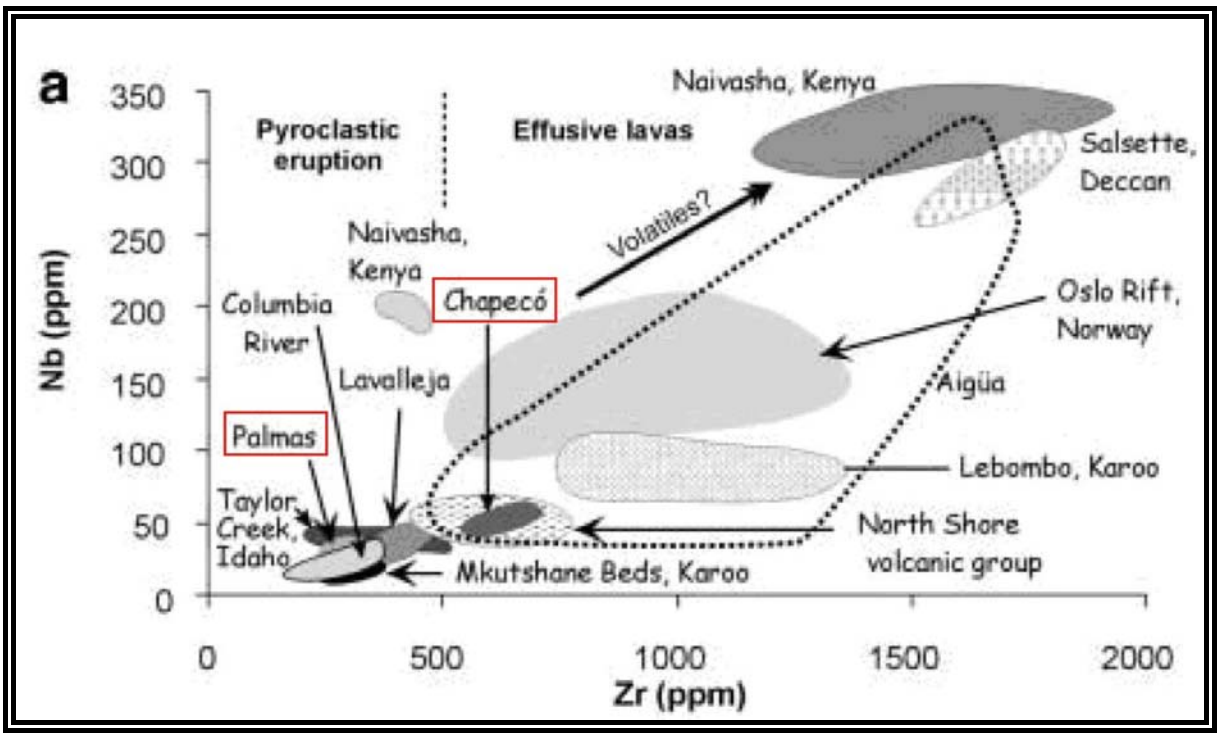


Figura 20 – Gráfico de Nb x Zr (ppm) mostrando a relação entre os estilos eruptivos (efusivo e explosivo) e o conteúdo de HFSE de algumas rochas vulcânicas félsicas de grandes províncias, possivelmente afetadas com a adição de voláteis. De Kirstein *et al*. (2001), com destaque para as rochas dos tipos Palmas e Chapecó

Em relação à composição do líquido, Dingwell (1986 apud Green & Fitz, 1993) mostrou que uma razão molar de 1:1 de álcalis:alumínio está associada com a viscosidade máxima em líquidos silicáticos. A viscosidade é menor em magmas peralcalinos e peraluminosos, visto que o Al^{VI} e o excesso de álcalis agem como modificadores da rede. De acordo com Mysen e Virgo (1989), alto conteúdo de Fe e baixo estado de oxidação podem contribuir significativamente para baixar a viscosidade.

O conteúdo de bolhas, assim como a distribuição de suas formas e tamanhos, também afetam a reologia das lavas. A presença ou ausência de vesículas pode

mudar a viscosidade e a resistência mínima (*yield strength*) em porções diferentes de um corpo de lava, de acordo com a forma e o tamanho das vesículas (Gaonach *et al*., 1996). Um fluxo de lava compressível, contendo bolhas, se submetido a tensão, fluirá menos rapidamente do que um fluxo incompressível (Jaupart, 1991). Para Stein & Spera (1992), a presença de bolhas em riolitos aumenta a viscosidade efetiva.

Por outro lado, segundo Bonnichsen & Kauffman (1987) e Bagdassarov & Dingwell (1992), a presença de bolhas reduz a viscosidade efetiva, como observado por Manga et al. (1998) em fluxos de Big Glass Mountain, onde camadas de obsidiana apresentavam viscosidade maior que as camadas de púmice.

Contudo, os modelos de cálculos de viscosidade existentes na literatura não podem ser considerados precisos, haja visto a diversa quantidade de parâmetros que afetam a reologia do magma. Por exemplo, para Stevenson *et al*. (1998), os programas que calculam a viscosidade de líquidos que contém água, como o de Shaw (1972), não são muito adequados para líquidos com baixos conteúdos de água. Outros métodos não levam em consideração a quantidade de cristais e quase nenhum considera o conteúdo e o tamanho das bolhas existentes no líquido.

7. CARACTERIZÇÃO LITOESTRUTURAL DAS ROCHAS VULCÂNICAS ÁCIDAS DA REGIÃO DE PIRAJU - OURINHOS

7.1 Petrografia

De acordo com análises químicas de Janasi *et al*. (2007) e Freitas (2009), as rochas vulcânicas ácidas da região de Piraju – Ourinhos posicionam-se no campo dos traquitos, com algumas análises caindo no limite entre traquitos e dacitos e até dentro do campo dos dacitos, no diagrama TAS (Le Bas *et al*., 1986, figura 21), mostrando uma variação composicional muito pequena (65 – 67% SiO_2; Na_2O + K_2O ~ 8%). Por isso, neste presente trabalho optou-se por utilizar o termo 'traquidacito' para essas rochas, seguindo a proposta de Janasi *et al*. (2007). Vale mencionar que os litotipos equivalentes na Província do Etendeka são chamados de latitos e quartzo latitos (Ewart *et al*., 1998, Ewart *et al*., 2004).

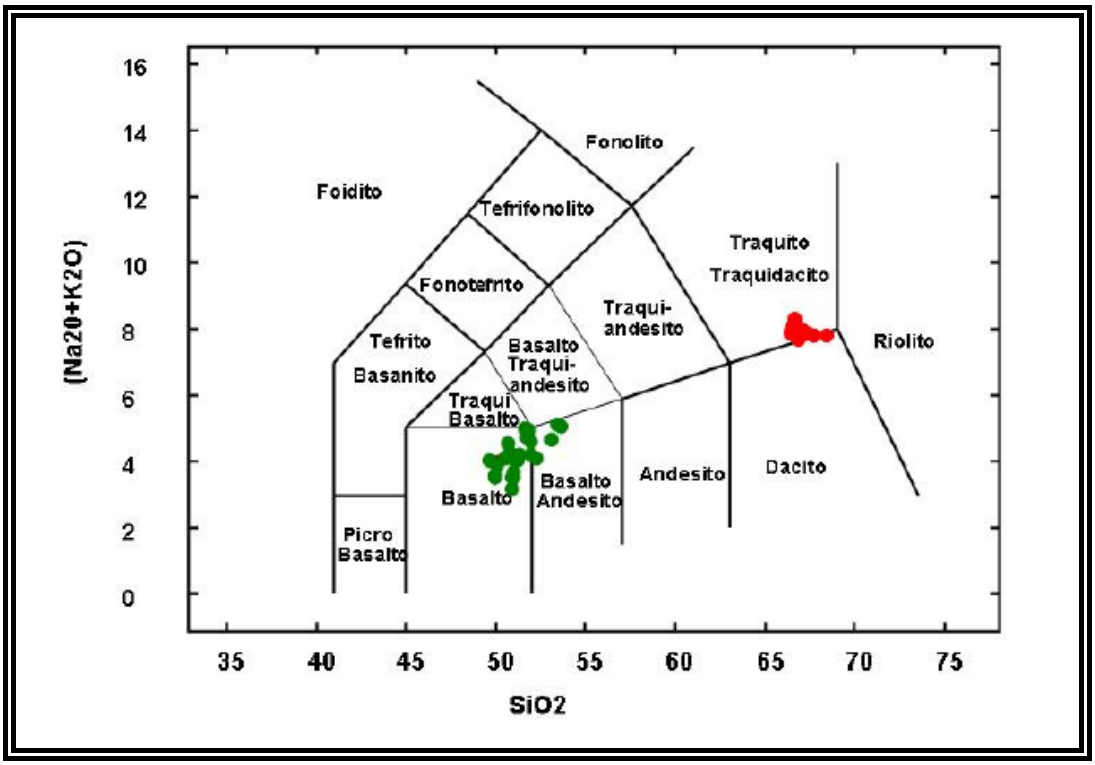


Figura 21 - As rochas vulcânicas ácidas (círculos vermelhos) e básicas (círculos verdes) da região de Piraju – Ourinhos no diagrama TAS (LeBas *et al*., 1986), segundo Freitas (2009)

Trabalhos prévios (Reis, 2006; Janasi *et al*., 2007; Freitas, 2009) dividiram os traquidacitos da região de Piraju – Ourinhos, de acordo com algumas características texturais, como a quantidade de material vítreo e de devitrificação, que também foram verificados neste trabalho. São quatro variedades principais:

Traquidacito 'chocolate' – o termo utilizado é devido à sua coloração marrom avermelhada/acastanhada. A rocha é porfirítica, e possui matriz afanítica, constituída por mais de 60% de vidro e/ou material devitrificado. Pode ser maciça, possuindo vênulas de quartzo e poucas vesículas, mas na maioria dos casos, essa variedade se apresenta com grande quantidade de vesículas (10 a 40% em volume), dando, às vezes, uma estrutura escoriácea à rocha. As vesículas são de tamanhos variados, de pequenas (milimétricas) a grandes cavidades (centimétricas) que, quando preenchidas por quartzo ou calcita, chegam a formar verdadeiros geodos. Exibem formas arredondadas a estiradas, devido ao movimento do fluxo, e à expansão de vesículas maiores que deformam vesículas menores em volta. Muitas dessas vesículas se encontram preenchidas por zeólitas e minerais do grupo da sílica, formando então amígdalas.

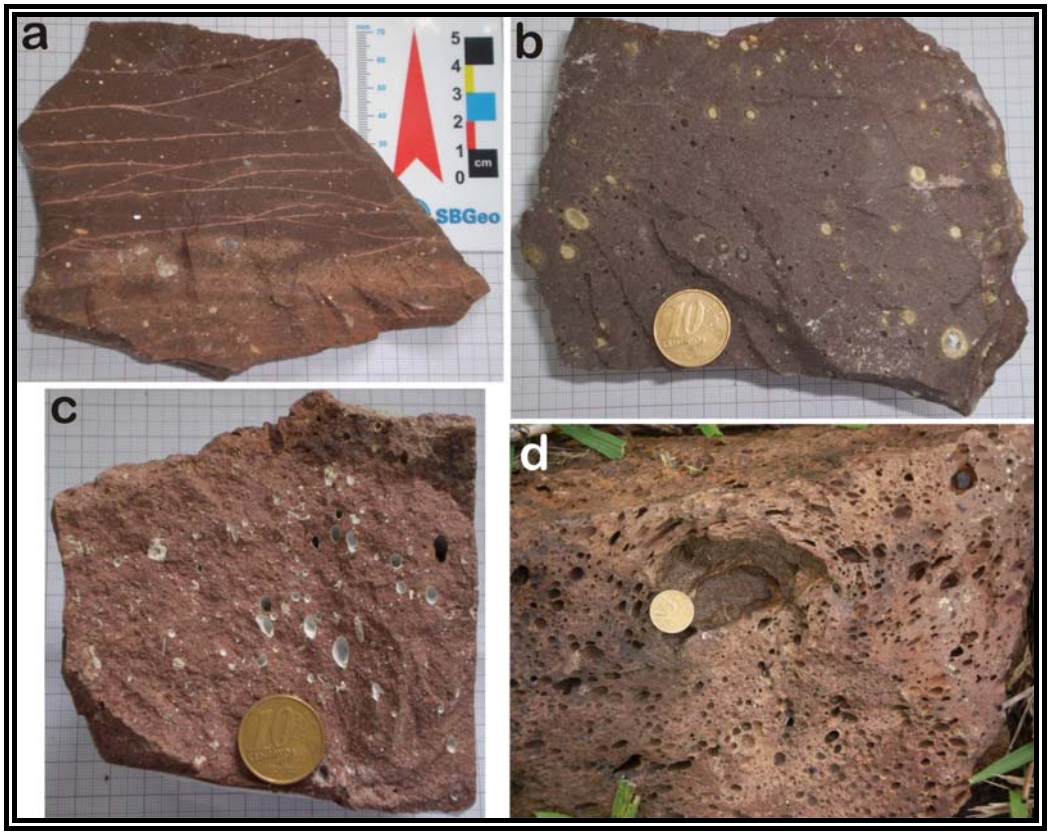


Figura 22 – Fotos mostrando variações do traquidacito ‘chocolate’: (**a**) afloramento 4 – maciço, pouco vesiculado e com vênulas de quartzo; (**b**) afloramento 3 – pouco mais vesiculado que o anterior, com amígdalas preenchidas por zeólitas e minerais do grupo da sílica; (**c**) afloramento 23 – intermediário entre o pouco vesiculado e o ‘escoriáceo’, com algumas vesículas ou amígdalas estiradas; (**d**) afloramento 23 – ‘escoriáceo’, mostrando uma vesícula maior, com base plana e topo dômico, deformando as vesículas menores que estavam em volta

Traquidacito cinza vítreo – ocorre nas zonas inferior e superior, entre a borda ‘chocolate’ e a zona central tipo ‘sal e pimenta’ dos corpos vulcânicos mais espessos. Se diferencia do traquidacito ‘chocolate’ pela coloração cinza escura, e pela quantidade de vesículas (máximo de 15% em volume), esparsas e em menor quantidade e, na maioria das vezes, esféricas. Pode ser pouco porfirítico a porfirítico, com uma matriz que pode variar de totalmente vítrea a porções devitrificadas em meio ao material vítreo.

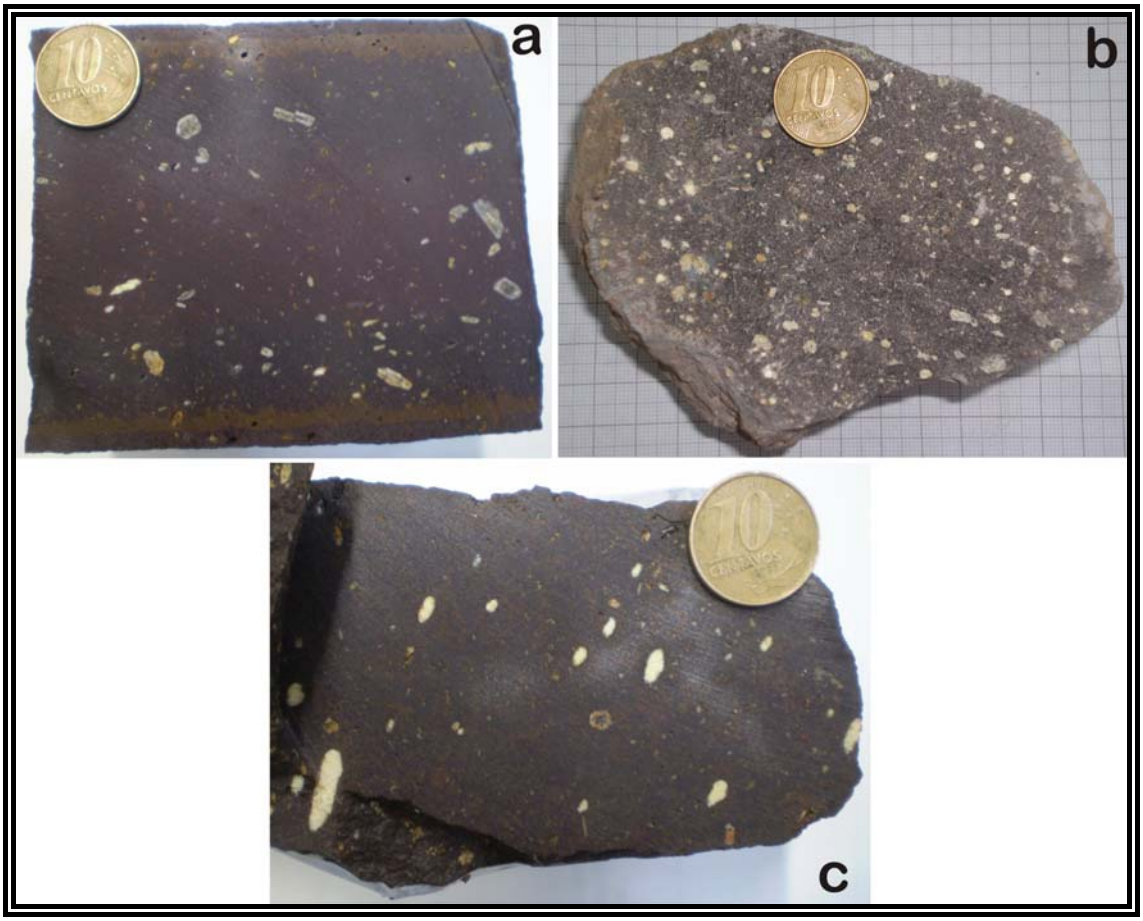


Figura 23 – Fotos dos tipos de traquidacito cinza vítreo: (**a**) afloramento 28 – porfirítico e com poucas vesículas; (**b**) afloramento 40 – porfirítico e com mais vesículas/amígdalas, arredondadas; (**c**) afloramento 25 – pouco porfirítico, apresentando algumas amígdalas estiradas

Traquidacito 'sal e pimenta' – ocorre na zona central das unidades espessas completas, sendo intermediário a um traquidacito mais vítreo e o mais cristalino. Possui matriz inequigranular fina a porfirítica, aparecendo como manchas pintalgadas, dando à rocha uma textura do tipo 'sal e pimenta'. É nessas porções que ocorrrem os esferulitos, que nesses traquidacitos apresentam fibras longas, indicando devitrificação de alta temperatura, assim como texturas micropoiquilíticas, também observadas nessas rochas, porém em menor proporção (Lofgren, 1971). As porções vítreas mostram textura *quenching* de resfriamento rápido, com cristais de plagioclásio ocos e com terminações em 'cauda de andorinha' (Lofgren, 1974). As vesículas se encontram esparsas, esféricas e pouco abundantes (~ 5% em volume).

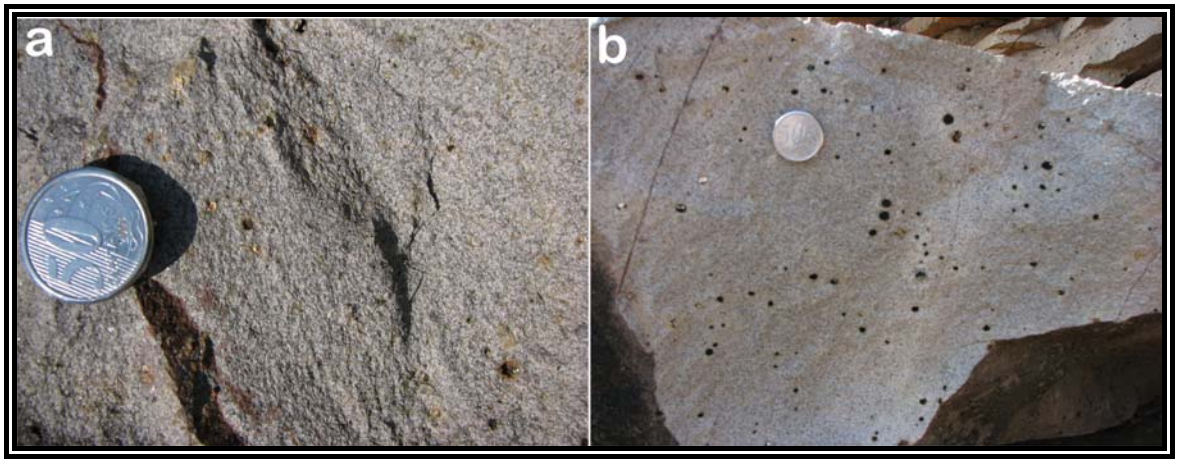


Figura 24 – Fotos do traquidacito ‘sal e pimenta’ (**a**) com vesículas pequenas e arredondadas, esparsas (**b**), no afloramento 1.

Traquidacito granular – foi descrito por Reis (2006), Janasi *et al*. (2007) e Freitas (2009), não sendo observado neste trabalho. Característico da porção mais central do depósito vulcânico, apresenta textura porfirítica com matriz fanerítica fina, praticamente holocristalina e granofírica, composta por quartzo, plagioclásio, clinopiroxênio, feldspato alcalino, minerais opacos (magnetita e titanomagnetita) e apatita, com o material de devitrificação representando menos de 30%. As vesículas são pequenas e esféricas, ocorrendo em bem menor proporção do que nos outros tipos de traquidacitos (Freitas, 2009)

Figura 25 – Foto de traquidacito granular do afloramento OU 09 (figura 1 de Janasi *et al*., 2007)

Traquidacito bandado/laminado – não foi definido nos trabalhos anteriores, optando-se para este trabalho classificá-lo como uma variedade distinta, visto que a alternância das bandas pode influenciar na petrografia, e até mesmo na composição. A rocha se caracteriza por apresentar bandas claras, formadas por uma concentração maior de material cristalino/devitrificado, e bandas escuras, constituídas por material vítreo, interpretadas como bandamento ou laminação de fluxo. As bandas podem ser grossas a bem finas, conferindo um aspecto laminado à rocha. Esse tipo de traquidacito ocorre na parte basal dos corpos vulcânicos, logo acima do traquidacito 'chocolate' escoriáceo do topo do corpo inferior.

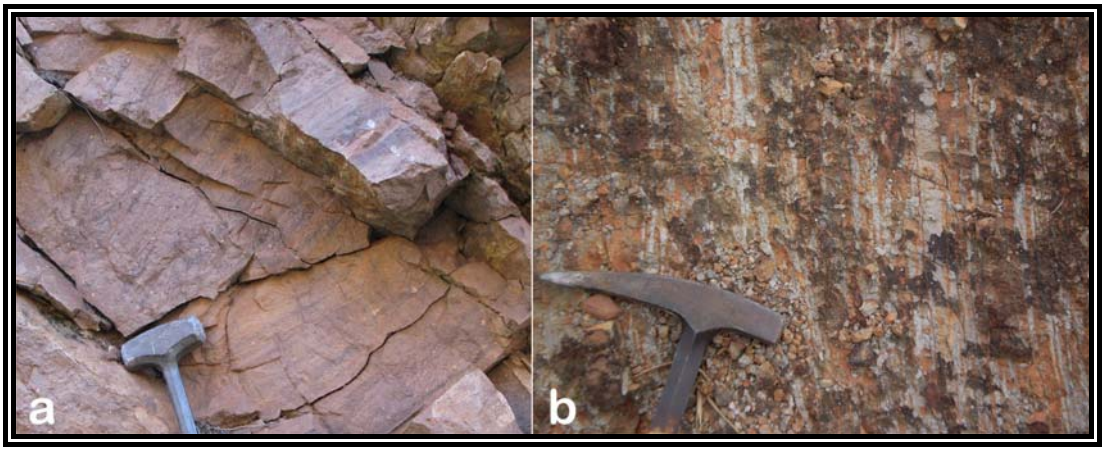


Figura 26 – Fotos de traquidacitos com bandas/lâminas de fluxo. (**a**) Afloramento 4 e (**b**) afloramento 48

Os traquidacitos da região de Piraju - Ourinhos são porfiríticos, com 5 a 15% de fenocristais, principalmente de plagioclásio (andesina – An_{50-40} - Freitas, 2009), com três gerações (macrofenocristais, que podem chegar a um pouco mais de 5 mm; fenocristais, e microfenocristais, com até 0,1 mm), e subordinadamente clinopiroxênios (augita e pigeonita), minerais opacos (titanomagnetita e magnetita) e apatita. A maioria dos fenocristais de plagioclásio são euedrais, mas alguns, principalmente os macrofenocristais apresentam bordas parcialmente arredondadas e corroídas e texturas em peneira (*sieve*). Observa-se também glomerocristais, formados por aglomerações de macrofenocristais a fenocristais de plagioclásio ou clinopiroxênio, ou eventualmente ambos.

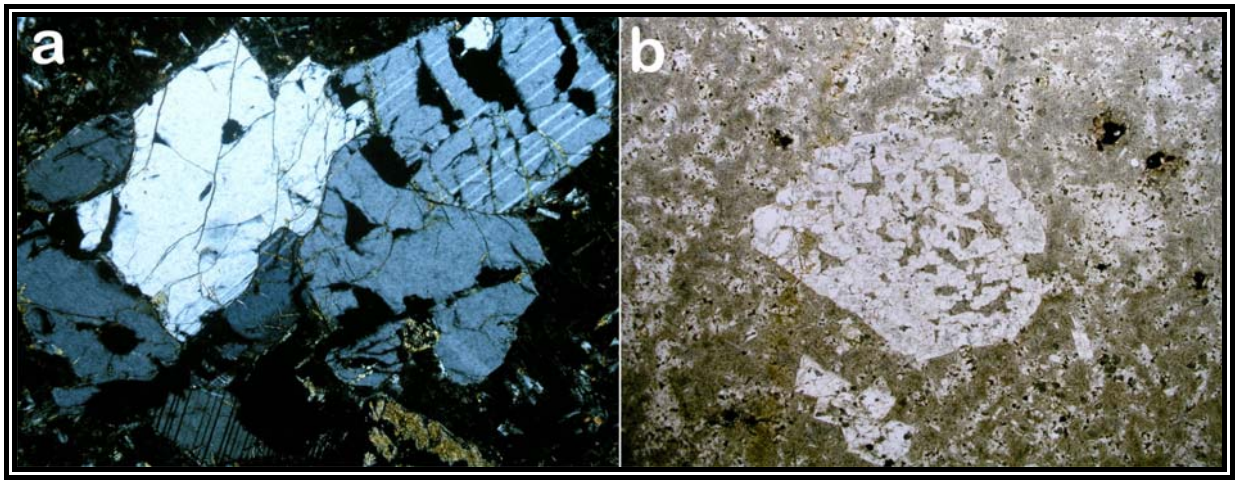


Figura 27 – Fotomicrografias: **(a)** glomerocristais de plagioclásio em amostra do afloramento 15 (obj. 4x, Pol X, lado maior = 3,25 mm); **(b)** macrofenocristal de plagioclásio (centro da foto) com textura em peneira em amostra do afloramento 25 (obj. 1,25x, Pol //, lado maior = 10,40 mm)

Em relação à matriz, a principal característica é a variação no grau de cristalinidade, compreendendo texturas vítreas a holocristalinas, conforme a localização no perfil do corpo vulcânico e a espessura do mesmo. Numa única unidade, suficientemente espessa, as porções inferior, superior e marginal apresentam textura praticamente vítrea, enquanto que, em direção ao centro a rocha adquire proporções variáveis de material cristalino/devitrificado e vítreo, até apresentar-se totalmente cristalina no centro do corpo. Em unidades pouco espessas não se observam todas essas feições, pois as partes mais cristalinas não ocorrem.

O material da matriz sofreu acentuada devitrificação. Quanto mais espesso o corpo vulcânico, mais intensa é a devitrificação, que se dá pelo crescimento de cristalitos muito finos de minerais do grupo da sílica (cristobalita ou quartzo) e feldspato alcalino, principalmente, e pelo intercrescimento entre feldspato potássico e quartzo, estes com formas vermiculares, globulares, dendríticas ou irregulares, caracterizando a textura granofírica.

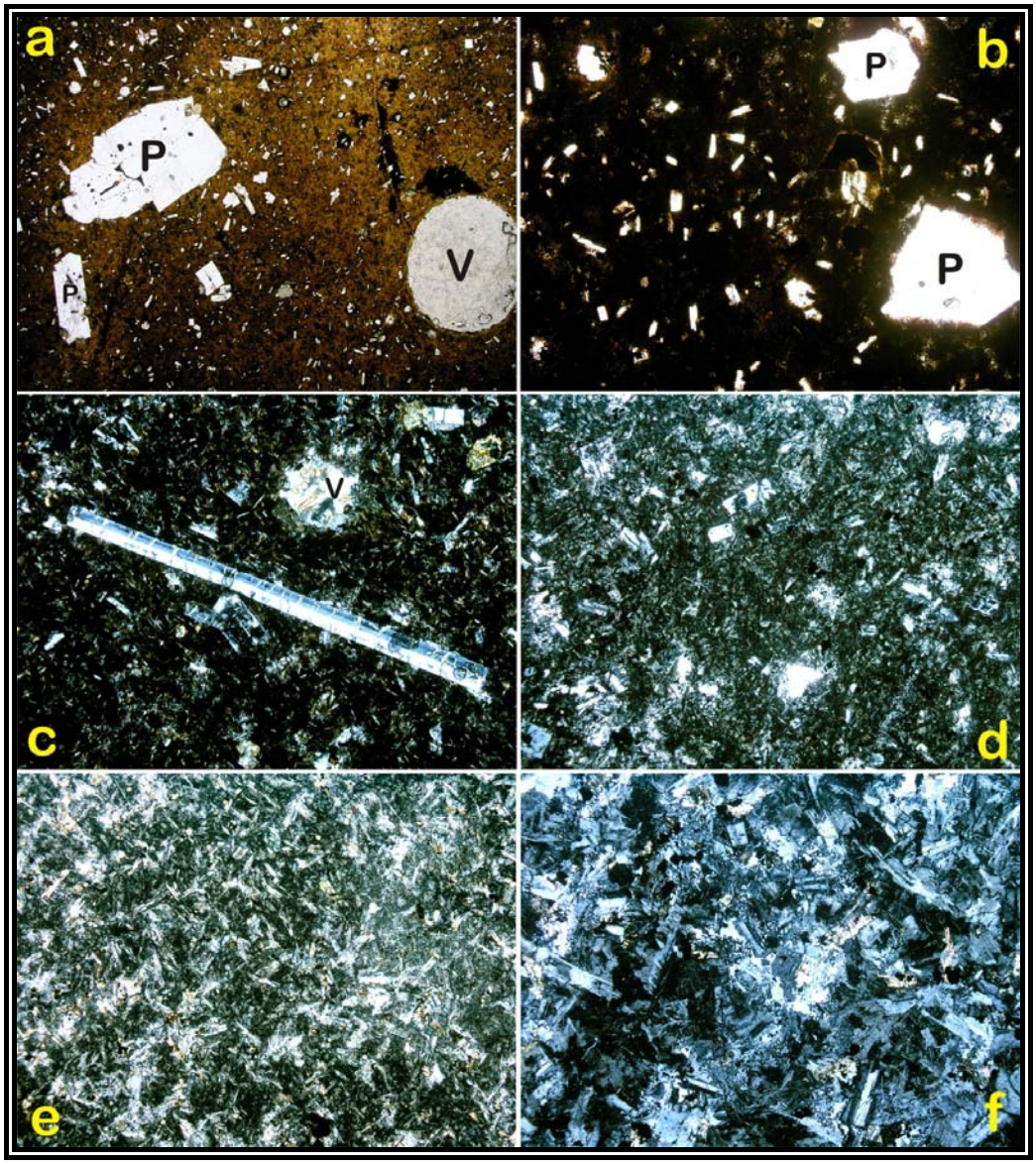


Figura 28 – Fotomicrografias mostrando as mudanças no grau de cristalinidade da matriz dos traquidacitos da região de Piraju – Ourinhos (P = plagioclásio; V = vesícula). As partes claras são as cristalinas/devitrificadas, e as partes escuras são vidro. **a** e **b** mostram uma textura caracterítica das porções mais externas do corpo vulcânico, com fenocristais de plagioclásio e uma vesícula (**a**) imersos em matriz praticamente vítrea (**a** – obj. 1,25x, Pol //, lado maior = 10,40 mm, afloramento 25; **b** – obj. 4x, Pol //, lado maior = 3,25 mm, afloramento 4); em **c**, **d** e **e** (amostras procedentes das porções entre a zona central e as bordas) verifica-se a variação da quantidade de material vítreo, que é alto em (**c**), diminuindo em (**d**) e (**e**) até se tornar igual a menor que o material cristalino/devitrificado em (**f**), proveniente da zona central do corpo (**c**, **d**, **e** e **f** – obj. 4x, Pol X, lado maior = 3,25 mm; afloramentos 31, 4, 28 e 1, respectivamente)

Os traquidacitos com matriz hipovítrea a hipocristalina, caso dos tipos ‘sal e pimenta’ e de alguns cinza vítreos, apresentam manchas menores e maiores, respectivamente, de material cristalino, formado por quartzo e feldspato alcalino, com hábito fibroso disposto de maneira radial, caracterizando esferulitos. Também são observados abundantes microfenocristais ocos ou com terminações em ‘cauda de andorinha’, e minerais opacos com formas esqueletais indicando processo de resfriamento rápido. Outras feições observadas, principalmente no traquidacito ‘sal e pimenta’, são esferulitos com fibras longas e textura micropoiquilítica (cristais de quartzo englobando pequenos cristais de feldspato), indicando uma devitrificação de alta temperatura (Lofgren, 1971).

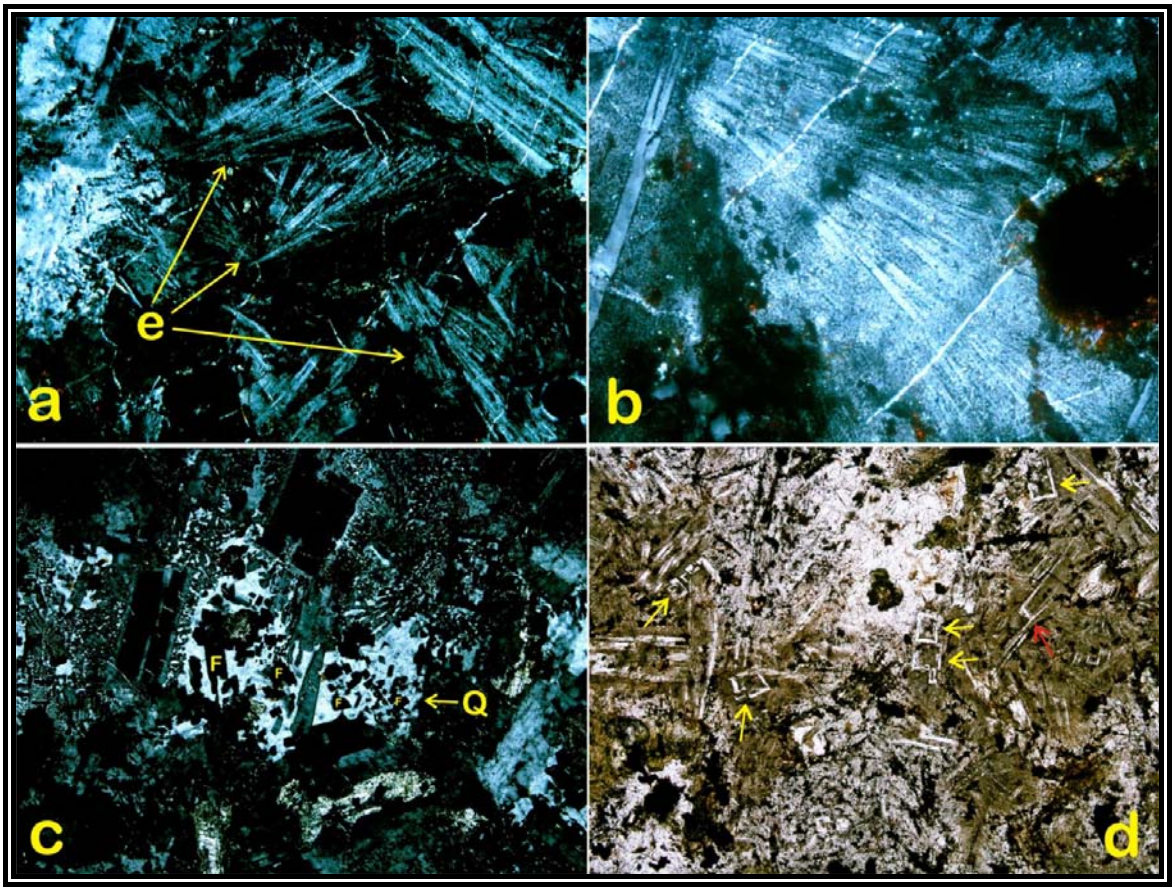


Figura 29 – **a**, **b** e **c** são fotomicrografias de traquidacito ‘sal e pimenta’ (afloramento 01), e **d** de traquidacito cinza vítreo do afloramento 29. (**a**) Esferulitos (e) (obj. 10x, aumento inter. 2x, Pol X, lado maior = 0,65 mm); (**b**) detalhe das fibras longas de um esferulito (obj. 50x, Pol X, lado maior da foto = 0,260 mm); (**c**) cristal de quartzo (Q) englobando cristais menores de feldspato (F), caracterizando a textura

micropoiquilítica (obj. 10x, Pol X, lado maior = 1,30 mm); (**d**) matriz constituída por porções claras de material devitrificado, e porções mais escuras (marrom) vítreas com cristais de plagioclásio ocos (setas amarelas) e com ‘cauda de andorinha’ (seta vermelha), decorrentes de resfriamento rápido (obj. 10x, Pol //, lado maior = 1,30 mm)

7.2 Estruturas

Estrutura diz respeito ao arranjo de porções distintas de uma rocha (por exemplo, se a rocha é bandada ou maciça) bem como suas feições macroscópicas (observadas em escala de amostra de mão a escala de afloramento), sem levar em consideração a natureza dos seus constituíntes mineralógicos. As estruturas em rochas ígneas são importante fonte de informações sobre as condições nas quais ocorreu a consolidação de magmas e lavas.

Nas rochas efusivas, as estruturas refletem as principais características da consolidação das lavas, dadas pelo grau de resfriamento (compacta, perlítica, esferulítica, fratura conchoidal, entre outras), variações locais nas condições de cristalização, escape de gases (vesicular, amigdaloidal, escoriácea, pumícea) e movimentação (cordada, fluidal, almofadada).

Nas rochas vulcânicas ácidas da região de Piraju – Ourinhos foram observadas as seguintes estruturas, que serão descritas a seguir: juntas de baixo e alto ângulo, bandas de fluxo, vesículas, estruturas de interação com sedimentos e brechas traquidacíticas.

7.2.1 Juntas

Nos traquidacitos da área de trabalho foram observadas juntas, que se formam durante e depois dos estágios finais do movimento do fluxo, podendo ser de baixo ângulo e de alto ângulo. As juntas de baixo ângulo (figura 30) aparecem em quase toda sequência vulcânica, sendo mais notáveis nas porções inferiores e superiores, onde se encontram pouco espaçadas, numa disposição cerrada

(conhecidas como *sheeting joints*), deixando a rocha com aspecto placoso. Na medida em que se distancia dessas áreas, em direção ao centro do corpo vulcânico, elas vão se tornando mais espaçadas, podendo até desaparecer na porção central.

Quando o dacito apresenta bandas de fluxo, essas juntas de baixo ângulo ocorrem paralelas às bandas. De acordo com Bonnichsen e Kauffman (1987), em estudos de lavas riolíticas, esse paralelismo sugere que o fluxo causou planos de fraqueza paralelos ao alinhamento de camadas finas de cristalitos e ricas em vesículas. Quando as juntas se formaram, seguiram essas camadas como uma direção de fraqueza pré-existente. Este tipo de junta costuma seguir a morfologia do corpo vulcânico, assim, quando este é irregular, apresentam variações de atitudes, formando ondulações, e também circundam blocos mais maciços.

As juntas de alto ângulo (figura 31) são mais características das zonas centrais, podendo também estar mais ou menos espaçadas e correspondem a juntas de contração (*shrinkage joints*). Nas porções intermediárias, entre as zonas externas (inferior e superior) e central, esses conjuntos de juntas podem se intersectar, formando as chamadas juntas do tipo 'lápis' (*pencil joints* – figura 32). Em algumas partes centrais dos corpos vulcânicos, as juntas de baixo e alto ângulo se encontram bem espaçadas, conferindo à rocha uma estrutura em blocos.

Figura 30 – Juntas de baixo ângulo observadas nos traquidacitos estudados. É possível notar as mudanças no espaçamento das juntas, que em (**a**) encontram-se cerradas, dando um aspecto placoso à rocha (afloramento 28); um pouco mais espaçadas em (**b** – afloramento 20) e (**c** – afloramento 03); e bem mais espaçadas em (**d** – afloramento 01)

Foto 31 – Paredão de traquidacito no afloramento 5, mostrando um padrão vertical de juntas (*shrinkage joints*)

Figura 32 – Juntas do tipo ‘lápis’ observadas em traquidacitos nos afloramentos 11 (**a**) e 04 (**b**)

7.2.2 Vesículas

Outras estruturas encontradas nos traquidacitos de Piraju – Ourinhos são as relacionadas ao escape de gases. A quantidade de vesículas varia de acordo com a localização no corpo vulcânico e pode proporcionar à rocha estruturas desde escoriácea, vesiculada ou amigdaloidal e pouco vesiculada a maciça.

As vesículas costumam ser abundantes nas porções externas (base, topo e margens) e mais esparsas no restante do corpo. Quando abundantes, variam desde vesículas menores que 1 mm até cavidades ‘gigantes’, podendo chegar a mais de 1 m. Apresentam formas arredondadas e, quando deformadas, seja pelo movimento do fluxo ou pelas expansão das vesículas maiores, adquirem formas alongadas, com base plana e topos dômicos, em forma de gota e outras mais irregulares. Onde ocorrem esparsas, geralmente são arredondadas, podendo haver algumas estiradas, e o tamanho também pode variar de submilimétrico a vários centímetros. Várias vesículas maiores exibem feições de coalescência (figura 34d), com restos dos septos originais preservados na sua superfície interior. Muitas encontram-se preenchidas por zeólitas, minerais do grupo da sílica e carbonatos, caracterizando

amígdalas quando em tamanhos menores, a geodos quando as cavidades alcançam tamanhos maiores (figura 33b e c).

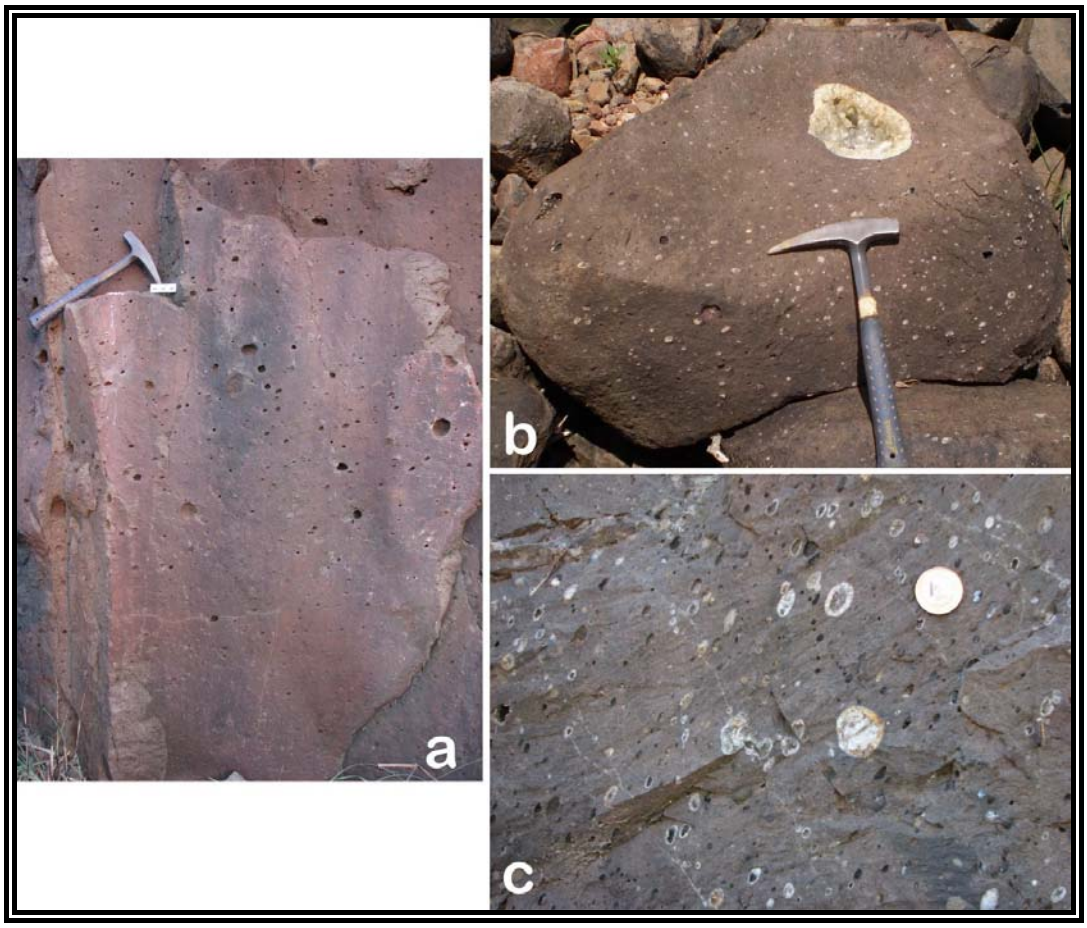


Figura 33 – Estruturas de escape de gases nos traquidacitos de Piraju – Ourinhos. (**a**) Afloramento 05 – traquidacito maciço e pouco vesiculado em baixo e com vesículas de tamanhos variados acima; (**b**, **c**) afloramentos 15 e 51, respectivamente – textura vesiculada ou amigdaloidal (amígdalas e geodos preenchidos por quartzo ou calcita)

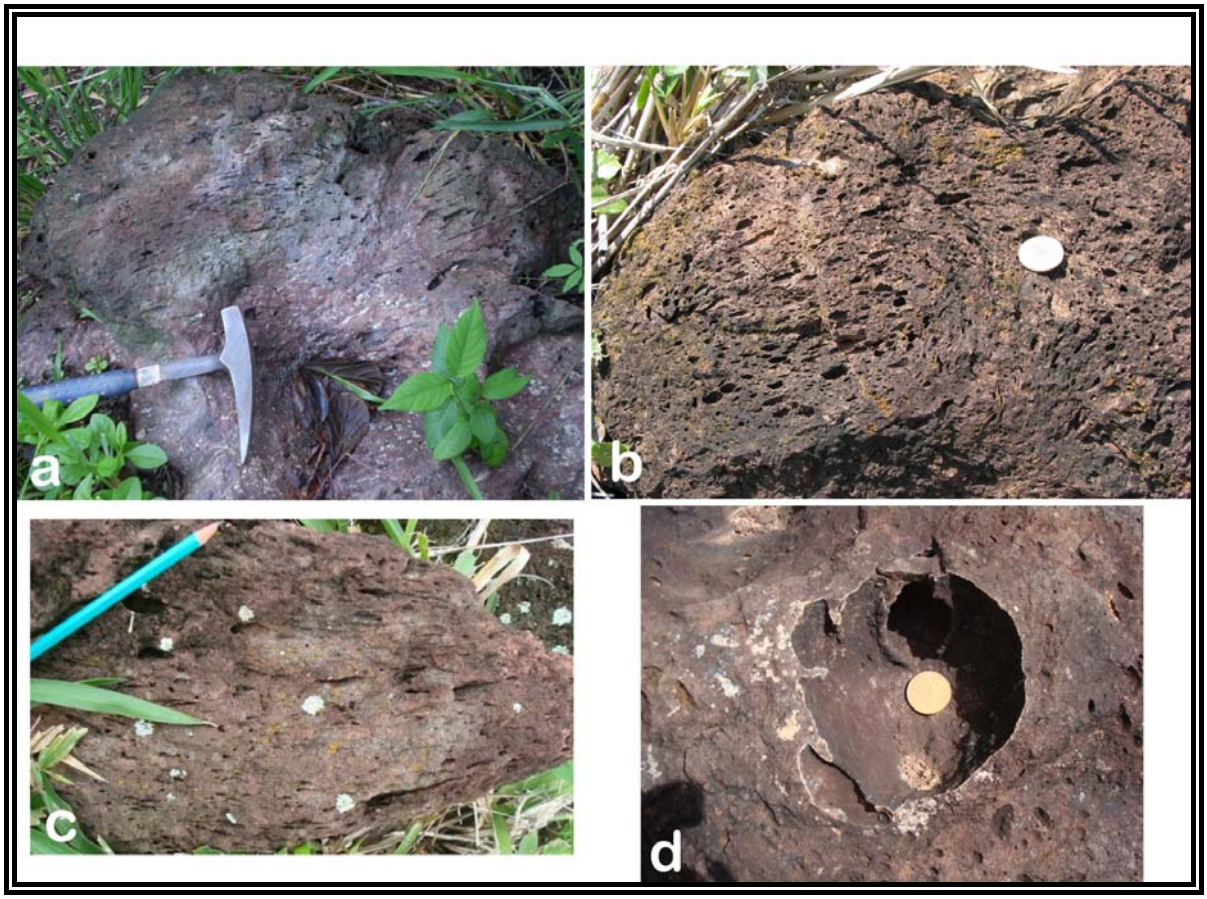


Figura 34 - (**a**, **b** e **c**) afloramentos 23, 18 e 31, respectivamente – traquidacito com aspecto escoriáceo, com vesículas estiradas e orientadas, indicando orientação de fluxo; (**d**) afloramento 30 – verifica-se a coalescência de vesículas, com uma grande vesícula englobando outras menores

7.2.3 Bandas de fluxo

Os traquidacitos apresentam, em algumas partes, bandamento ou laminação de fluxo, caracterizado por bandas mais claras e mais escuras, como mostram as figuras 34 e 35 abaixo.

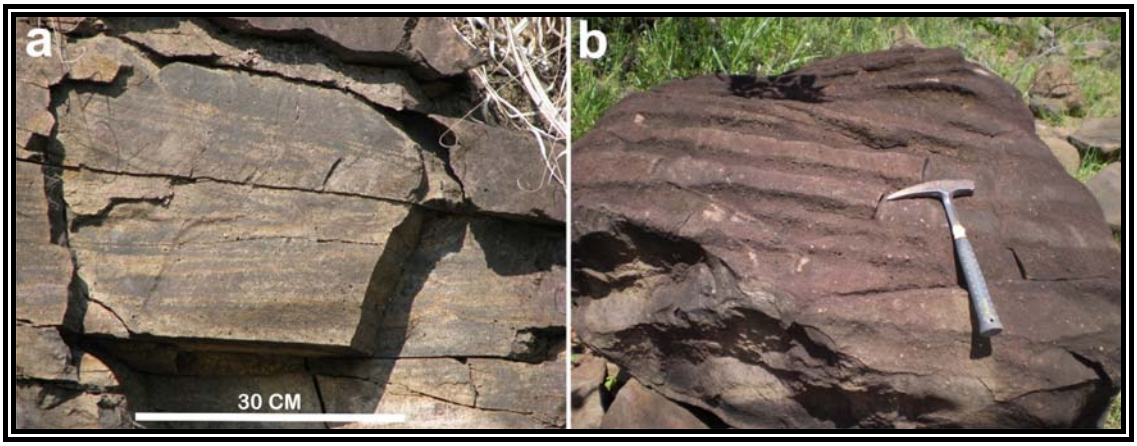


Figura 35 – Bandamento de fluxo observado nos traquidacitos da área de estudo. A foto (**a**) é de um traquidacito cinza vítreo (afloramento 08), acima do contato com um traquidacito 'chocolate', apresentando bandas de fluxo (horizontais) claras e escuras mais finas; e a foto (**b**) é de um bloco de traquidacito 'sal e pimenta' (afloramento 51), mostrando bandas de fluxo mais espessas (verticais quando *in situ*)

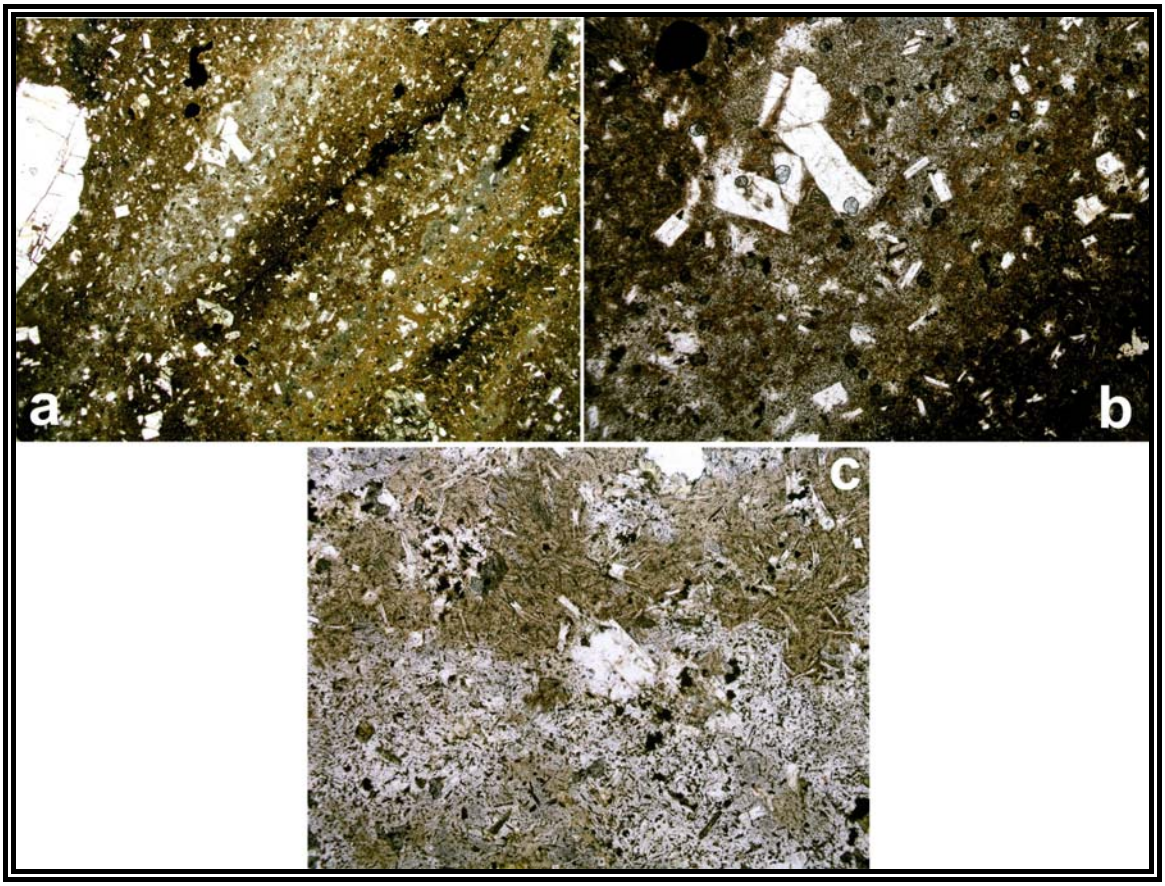


Figura 36 – Fotomicrografias de traquidacitos, mostrando bandamento de fluxo. Em (**a**) é possível observar bandas mais claras, com morfologia lenticular em meio a bandas mais escuras, em amostra do afloramento 48 (obj. 1,25x, pol //, lado maior = 10,40 mm); (**b**) é um detalhe de (**a**), mostrando uma banda clara mais cristalina, entre bandas escuras mais vítreas (obj. 4x, pol. //, lado maior = 3,25 mm); e em (**c**) observa-se uma banda mais escura (acima), de material vítreo, e outra mais clara (abaixo) de material mais cristalino, em amostra do afloramento 9 (obj. 4x, pol. //, lado maior = 3,25 mm)

Para explicar a geração dessas bandas de fluxo em rochas vulcânicas félsicas, vários mecanismos têm sido sugeridos, como o de que o cisalhamento num líquido magmático ácido produz zonas de temperaturas diferenciadas e, consequentemente, diferentes taxas de oxidação, expressas na forma de bandas de fluxo, conforme proposto por Nelson (1981). Segundo Hausback (1987), as lâminas de fluxo no riodacito Providencia (Baja Califórnia, México) seriam cavidades de gás extremamente estiradas pelo cisalhamento do fluxo e preenchidas por cristais da fase vapor após cessado o movimento.

Para Polacci *et al*. (2001), as duas variedades de púmices (branca e cinza) produzidas pela erupção do vulcão Pinatubo, devem-se a processos ocorridos no conduto, como o cisalhamento e as diferenças de viscosidade próximo às paredes do conduto.

Smith (2002) interpretou o bandamento de fluxo do domo de lava riolítica de Minyon Falls, como diferenças planares precoces do conteúdo de cristais e do dique de traquito na Ilha de Fraser, na Austrália, como “zonas de súbitas diferenças em concentrações de cristais” formadas por achatamento.

Segundo Tuffen *et al*., 2003, Gonnermann e Manga, 2003 e Tuffen e Dingwell, 2005, o bandamento do fluxo corresponde a uma ‘cicatrização’ do magma, de composição riolítica, devido ao fraturamento repetido. Os experimentos de Castro *et al*. (2005) corroboraram este modelo, pois demonstraram que a cristalização de micrólitos de óxidos pode se desenvolver em zonas fraturadas do líquido, também saturadas em vapor d’água.

Seaman *et al*. (2009), em estudos nos derrames de lava de Sycamore Canyon, concluiu que o bandamento de fluxo, nas rochas em questão, se originou pela deformação do magma, o qual continha zonas com diferentes concentrações de água (vesículas ou proto-vesículas). De acordo com o mesmo trabalho, essas diferenças na concentração de água podem ser da degaseificação e fragmentação do magma no conduto, ou essas zonas já existiam no magma antes dele fluir no conduto, com a deformação e o cisalhamento das ‘proto-vesículas’.

7.2.4 Estruturas de interação com sedimentos

Na medida em que derrames de lavas, fluxos piroclásticos ou intrusões rasas (diques e *sills*) encontram em seu caminho sedimentos inconsolidados ou parcialmente consolidados, úmidos ou secos, estruturas caracteristicamente distintas são geradas. Tais estruturas são controladas por diversos fatores, como modo de colocação, composição, temperatura e conteúdo de voláteis, granulação e grau de consolidação do sedimento, presença ou não de água, assim como formas de leito (Petry, 2006).

O termo ‘peperito’, segundo White *et al*. (2000), definição mais empregada atualmente, é “um termo genético aplicado a rochas formadas essencialmente *in situ*, por desintegração de magma durante uma intrusão, que se mistura a sedimentos inconsolidados ou pouco consolidados e tipicamente úmidos. O termo também se refere às misturas similares geradas pelo mesmo processo em contato de lavas ou outros depósitos vulcanoclásticos com tais sedimentos”. Ou seja, os peperitos se formam em ambientes com presença de água.

Entretanto, para Jerram e Stollhofen (2002), o termo ‘peperito’ deveria ser usado para descrever depósitos constituídos de componentes vulcânicos juvenis e sedimentos não apenas úmidos, mas também sem a presença de água, como constatado em estruturas encontradas na Província do Etendeka pelos mesmos autores, formadas pela interação dinâmica entre fluxos de lava basáltica e areias secas.

Como o Etendeka, a região da Bacia do Paraná, na época do vulcanismo da Província Magmática do Paraná, era dominada por um ambiente desértico ativo e caracterizado por grandes dunas com alturas de centenas de metros e quilômetros de comprimento, além de dunas menores. A erupção das rochas vulcânicas ácidas de Piraju – Ourinhos sobre esse ambiente resultou em uma interação entre os depósitos eólicos e os corpos vulcânicos, gerando as estruturas descritas a seguir.

a) Brechas de interação traquidacitos-arenitos:

Na área observam-se brechas de base, caracterizadas por traquidacito ‘chocolate’ vesiculado a escoriáceo, correspondente ao primeiro pulso, com pedaços de arenito (figura 37). Esses pedaços de arenito apresentam bordas angulares, ‘flutuando’ como xenólitos no corpo vulcânico, podendo originar-se de sedimentos coesos arrancados do substrato pelo fluxo. Verificam-se ainda outras formas totalmente irregulares, aparentando massas fluidas de sedimentos nos traquidacitos, devido a uma maior interação do sedimento com o fluxo quente. No perfil D – D’, nos afloramentos 5 e 6, que representam porções espessas de traquidacitos ‘sal e

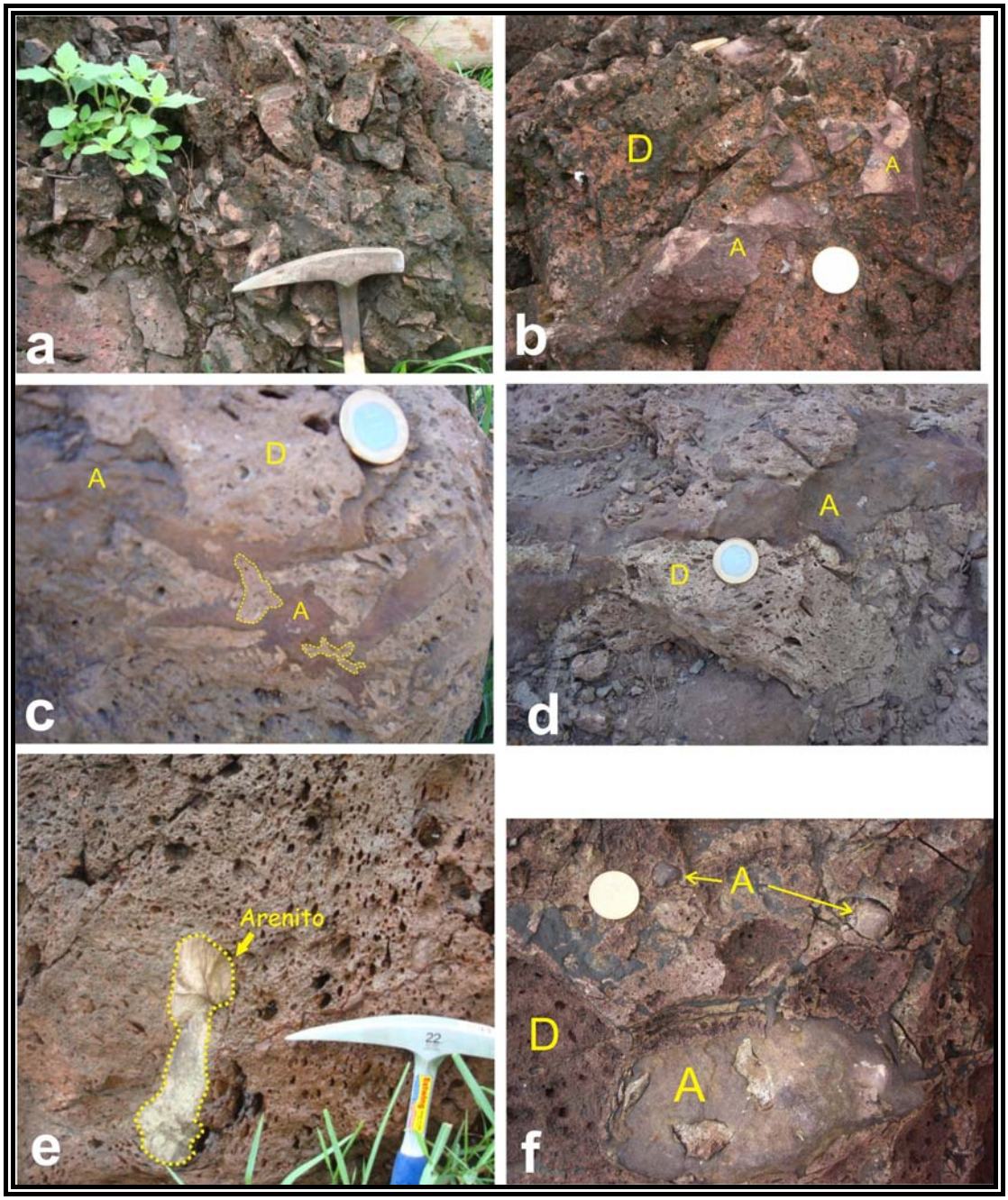


Figura 37 – Brechas de interação traquidacitos-arenitos, afloramento 23. Em amarelo, D = traquidacito e A = arenito. (**a**) Bloco de traquidacito com pedaços de arenito em meio ao traquidacito, que também se apresenta fragmentado, (**b**) detalhe do anterior, mostrando formas angulares do arenito no traquidacito; (**c**) formas peculiares de arenito e em pontilhado pedaços do traquidacito envoltos por arenito; (**d**) arenito mais fluidizado penetrando o traquidacito; (**e**) bloco de traquidacito, bem vesiculado, com um único pedaço de arenito à mostra (pontilhado); (**f**) 'bolotas' de vários tamanhos de arenito no traquidacito

pimenta', também foram vistos pequenos pedaços de arenito, possivelmente preenchendo cavidades de gás.

Esse tipo de brecha também pode ocorrer no contato de uma intercamada de duna ou multidunas (arenito *intertrap*), a qual pode chegar a vários metros de espessura e continuar lateralmente por vários quilômetros, sendo coberta por outro fluxo de lava e por isso pode ser considerada um importante marco estratigráfico para separar diferentes derrames (Jerram e Stollhofen, 2002).

b) Diques clásticos

Geralmente perto do contato entre o arenito e o traquidacito, se observa outra feição de interação da rocha vulcânica com os sedimentos: diques de arenito no traquidacito, provavelmente de preenchimento, pois não foi possível localizar suas terminações. Em alguns afloramentos os diques, de espessuras milimétricas a decimétricas, chegam a formar redes ou mosaicos, como mostra a figura 38a. Estas estruturas se formam com o preenchimento de fraturas pelos sedimentos que estão migrando sobre o corpo vulcânico recém consolidado, com larguras milimétricas a centimétricas, quando as fraturas correspondem a juntas de contração devido ao resfriamento, ou com mais de 1 m de largura, podendo chegar a vários metros de profundidade, quando relacionadas ao tectonismo extensional da época, ou até mesmo pelo movimento da lava sobre o substrato inconsolidado (Jerram & Stollhofen, 2002).

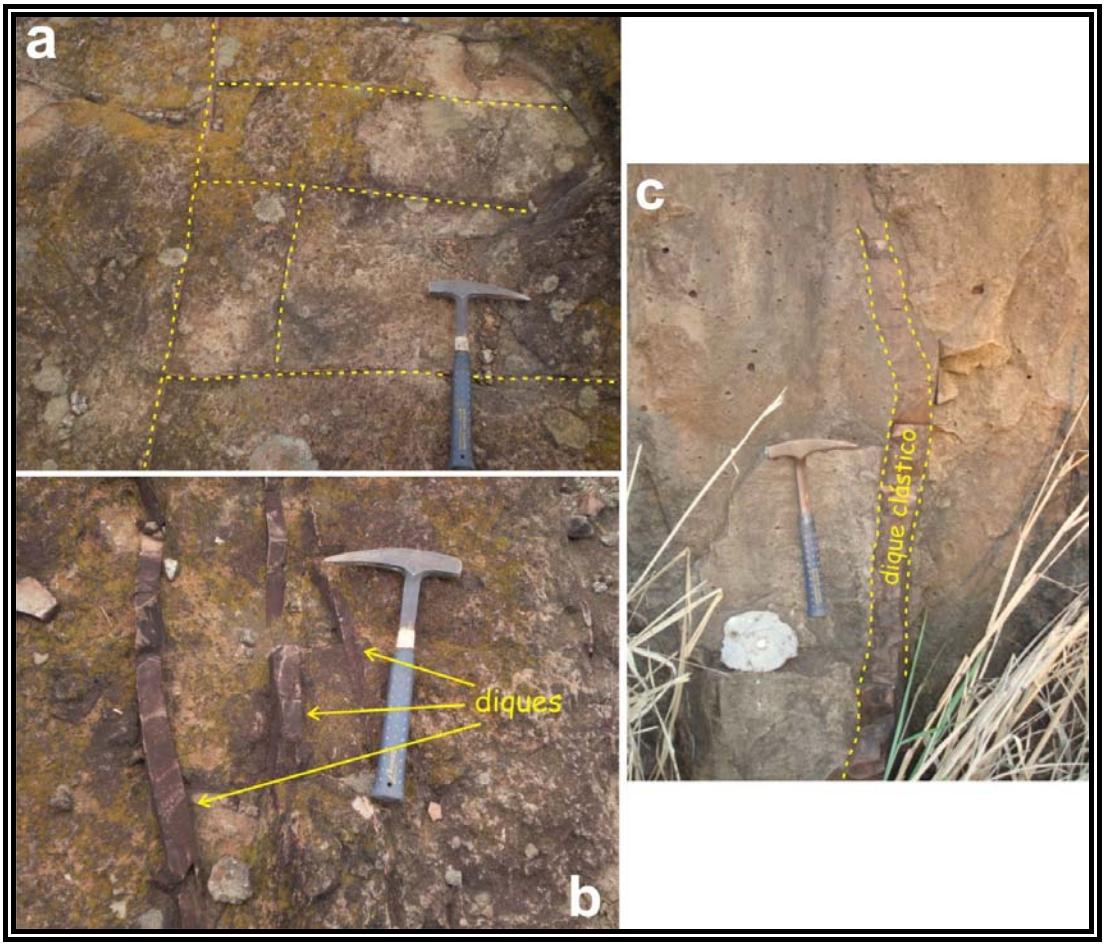


Figura 38 – Diques de arenito no traquidacito. (**a**) e (**b**) pertencem ao afloramento 34, e mostram diques clásticos em traquidacito cinza vítreo; o pontilhado em (**a**) destaca a orientação dos diques, de largura milimétrica a centimétrica; e (**c**) mostra um dique clástico num traquidacito 'sal e pimenta', que se encontra na porção central do corpo vulcânico (afloramento 5)

7.2.5 Brecha traquidacítica

No afloramento 31 foram encontrados blocos de traquidacitos originalmente vítreos apresentando estrutura brechada do tipo *jostle* (figura 39). Este tipo de brecha, descrita em riolitos por Bonnichsen & Kauffman (1987), consiste, geralmente, de camadas de vitrófiros pretos do topo resfriado, que se fragmentam em blocos, do tamanho de seixos, devido ao movimento da massa fluida abaixo e que ficam envoltos por uma matriz de vitrófiro vermelho oxidado. Já no caso do

afloramento 31 essa quebra ocorreu apenas parcialmente, sendo possível ainda observar de algumas camadas vitrofíricas.

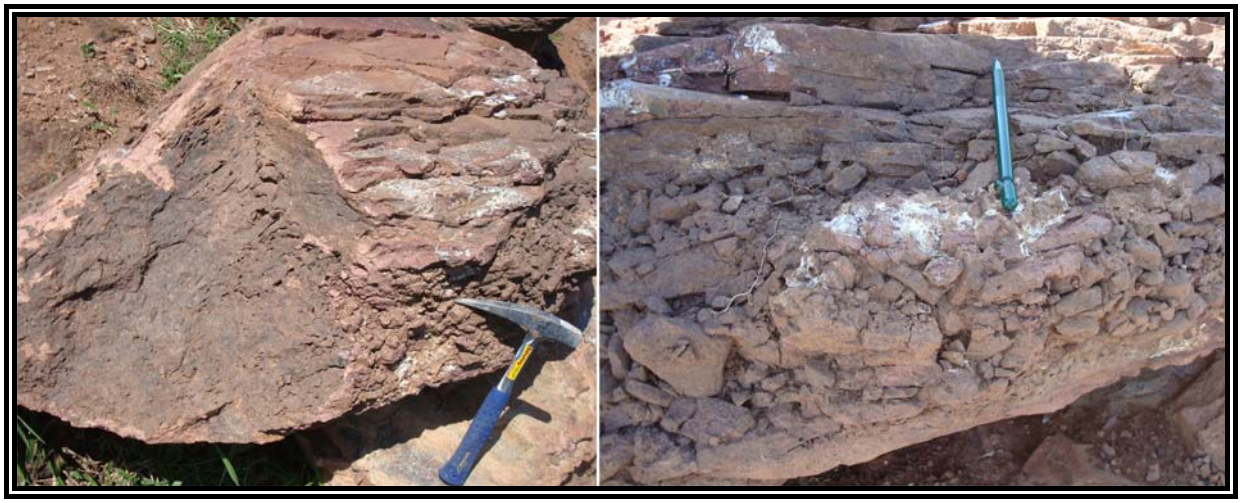


Figura 39 – Brecha do tipo *jostle* em traquidacito do afloramento 31

7.3 Descrição dos perfis

Foram realizados quatro perfis de detalhe, A – A', B – B', C – C' e D – D', que podem ser vistos no anexo 3. Os fenocristais estão presentes em todas as porções dos perfis, sendo menos evidentes a olho nu nas rochas mais cristalinas. Em campo não foram observadas falhas

O perfil A – A', começa na margem Oeste do lago da represa de Chavantes (Camping de Ipauçu) e segue pela estrada sem pavimentação em direção ao município de Ipauçu. O perfil B – B' foi feito na Fazenda Santa Virgínia, perpendicular ao perfil A – A', sendo um complemento do mesmo.

O perfil C – C' foi levantado a sul da represa de Chavantes, iniciando-se à margem da mesma, junto ao Camping de Timburi e seguindo pela estrada pavimentada em direção à sede do município.

Finalmente, o perfil D – D' inicia-se no trevo das rodovias SP 374 e 270 e segue em direção a sul, pela rodovia SP 374, passando a ponte sobre o rio Paranapanema, em direção ao município de Timburi.

Perfil A – A’

O perfil A – A’ corresponde a um ascenso contínuo na estratigrafia do pacote vulcânico. Na sua parte inferior, junto à represa, é possível observar que as rochas vulcânicas repousam sobre os arenitos da Formação Botucatu (afloramento 24). Na margem da represa afloram alternadamente arenitos com estratificação cruzada e traquidacitos ‘chocolate’ vesiculados, indicando uma superfície de contato irregular, controlada possivelmente pelo paleorelevo do deserto de Botucatu (afloramentos 23 e 24).

No afloramento 23 há um traquidacito ‘chocolate’ escoriáceo basal, com blocos desse traquidacito incluindo pedaços de arenito de formas angulares a totalmente irregulares, além de pedaços do traquidacito em meio ao arenito, caracterizando uma brecha de base. A maioria das vesículas está deformada, com uma diminuição em quantidade e ocorrência de um grande geodo em direção ao topo. Logo acima, no afloramento 25, ocorre a intercalação de traquidacito ‘chocolate’ vesiculado com o cinza vítreo, que contém menos vesículas. As juntas aparecem apenas no traquidacito cinza vítreo, sendo de baixo ângulo e pouco espaçadas.

Nos afloramentos 26, 27 e 36, verifica-se um traquidacito cinza vítreo, com algumas porções de material cristalino/devitrificado em meio ao material vítreo da matriz, esparsamente vesiculado, com as vesículas milimétricas e arredondadas. As juntas de baixo ângulo estão presentes, mas não muito cerradas (~ 15 cm). Nesta região este perfil intercepta o perfil B – B’, junto à fazenda Santa Virgínia.

Um traquidacito cinza, com porções cristalinas/devitrificadas maiores e mais frequentes constituindo a matriz, é observado no afloramento 38. As vesículas são arredondadas e milimérticas e pouco abundantes. Apresenta juntas de baixo ângulo na base e de alto ângulo na parte superior do afloramento. Essas juntas se intersectam no afloramento 39, formando juntas do tipo ‘lápis’.

O traquidacito do afloramento 40, de coloração cinza arroxeado, é mais vítreo e vesiculado, que o do ponto anterior. A maioria das vesículas é arredondada e milimétrica, passando para um traquidacito ‘chocolate’ vesiculado, com vesículas estiradas, no afloramento 41. As juntas de baixo ângulo reaparecem no afloramento

42, cerradas, dando um aspecto placoso ao traquidacito ‘chocolate’, agora pouco vesiculado.

O afloramento 43 apresenta o mesmo traquidacito do 42, passando para um traquidacito cinza e mas vesiculado em direção ao topo, com amígdalas preenchidas por material esverdeado (esmectita?), ocorrendo também juntas de baixo e alto ângulos.

Observa-se uma camada de arenito estratificado, de aproximadamente ... m no afloramento 44, aflorando logo acima um traquidacito cinza vítreo, maciço, esparsamente vesiculado, com juntas de baixo ângulo cerradas e diques clásticos de arenito. A partir deste afloramento, a estrada alcança o platô e não se observa mais afloramentos ao longo do seu traçado.

Perfil B – B’

O perfil B – B’ começa no afloramento 28, com um traquidacito cinza vítreo, maciço no centro, e apresentando juntas de baixo ângulo cerradas na parte inferior e no topo. O restante do perfil foi feito na fazenda Santa Virgínia. No afloramento 30 observa-se um traquidacito ‘chocolate’ vesiculado (de 10 a 15%), com vesículas de 1 mm a 1 – 2 cm (algumas até com 5 cm), predominantemente arredondadas, às vezes ovaladas, dando um aspecto de ‘queijo suíço’ à rocha. Em diração ao topo, a rocha fica mais vesiculada (20 a 30%), até ficar com uma aparência escoriácea, com feições de deformação (vesículas estiradas com certa orientação contorcida). Cavidades maiores, entre 5 e 15 cm de diâmetro, arredondadas, com vesículas menores estiradas e amoldadas ao redor são comuns, sugerindo que algumas das vesículas se inflaram, deformando as demais em volta.

No afloramento 31 o traquidacito apresenta uma base maciça, vesicular, com juntas de baixo ângulo, e topo escoriáceo, com vesículas estiradas e contorcidas. No topo do conjunto observa-se blocos de ‘vitrófiros’ com laminação/desplacamento muito fino, que em algumas partes se quebram em fragmentos angulosos, caracterizando as chamadas brechas do tipo *jostle*.

No afloramento 29 encontra-se uma brecha constituída por traquidacito cinza arroxeado, pouco vesiculado, com pedaços de arenito englobados no dacito. Logo acima, nos afloramentos 35 e 32, o mesmo traquidacito contém diques clásticos de arenito. Uma lente de arenito, pouco espessa, é observada no afloramento 33, voltando logo em seguida, o traquidacito cinza, pouco vesiculado, com diques clásticos de arenito até o afloramento 34.

Peril C – C'

Neste perfil, seguindo pela margem da represa, de SE para NW, ocorre um traquidacito 'chocolate' escoriáceo, contendo blocos de traquidacito cinza, menos vesiculado, em contato com o arenito Botucatu (afloramento 50). A oeste, nos afloramentos 51 e 53, à margem da represa, observam-se grandes blocos de traquidacito maciço, de textura 'sal e pimenta' com bandas de fluxo espessas, verticais quando *in situ*. Reaparece, no afloramento 52, o traquidacito 'chocolate' escoriáceo em contato com o arenito.

Subindo no perfil, aflora ainda o arenito (afloramento 13), mais acima um traquidacito 'chocolate' vesiculado (afloramento 14) e, no afloramento 15, o contato entre o arenito inferior, e o traquidacito 'chocolate' vesiculado superior. Como aflora até a cota de 540 m, este arenito pode ter sido uma grande duna, ou um depósito de multidunas, de aproximadamente 80 m de espessura. O mesmo traquidacito 'chocolate', vesiculado, com amígdalas e geodos preenchidos por quartzo ou calcita, continua em direção ao topo até ser substituído para um traquidacito mais maciço, com poucas vesículas.

No afloramento 17, sotoposto na topografia aos afloramentos 15 e 16 observa-se um traquidacito arroxeado, vesiculado (15 - 20% de vesículas), com amígdalas e geodos preenchidos por quartzo ou calcita, muito parecido com o traquidacito do afloramento 15. No afloramento 16, o traquidacito apresenta aspecto caótico, com intercalações de partes mais maciças e mais vesiculadas, até escoriáceas, com vesículas muito estiradas. As partes maciças formam corpos de seção lenticular, possivelmente de línguas ou canais/tubos de lava mais maciça. No afloramento 18 aflora um traquidacito 'chocolate' intensamente vesiculado, a

escoriáceo, com vesículas estiradas e as maiores ‘infladas’, apresentando um aspecto ‘pastilhado’ na base.

No afloramento 19 aflora um traquidacito bandado, pouco vesiculado, com juntas de baixo ângulo incipientes, que se tornam mais nítidas e pouco espaçadas no afloramento 20. No afloramento 21, ocorre um traquidacito ‘chocolate’ muito alterado, escoriáceo, com vesículas estiradas e orientadas. O perfil termina com um traquidacito ‘sal e pimenta’, maciço, com algumas vesículas pequenas e esparsas, e juntas de baixo ângulo espaçadas, dos afloramentos 54 e 22.

Peril D – D’

No afloramento 1, no trevo, aflora um traquidacito ‘sal e pimenta’, com vesículas arredondadas e esparsas, e juntas de baixo ângulo espaçadas. Após um trecho sem afloramento, observam-se blocos de traquidacito cinza, com vesículas (10 a 20%) e xenólitos de arenito no afloramento 46, caracterizando uma brecha, sendo que mais à frente, no afloramento 47, há uma lente de arenito silicificado.

No afloramento 2 ocorre um traquidacito cinza vítreo, com amígdalas preenchidas por zeólita, algumas alongadas, e juntas de baixo ângulo pouco espaçadas. No afloramento 48, o traquidacito se torna fortemente laminado, com finas camadas claras (cinza) e escuras (vermelho), no contato com um traquidacito ‘chocolate’ vesiculado abaixo, que possui pedaços e diques clásticos de arenito.

O traquidacito ‘chocolate’ continua no ponto 3, como um corpo espesso, apresentando coloração marrom arroxeado em alguns lugares. As vesículas são abundantes e de tamanhos variados, de milimétricas a centimétricas. Muitas estão estiradas, sendo que algumas maiores deformam as menores que estão em volta. Localmente a disposição das juntas desenha feições lenticulares de grandes dimensões (figura 40).

Figura 40 – Afloramento 3 com feição lenticular de grande porte (eixo maior horizontal), definida pela disposição das juntas

Do outro lado do rio Paranapanema o perfil recomeça no afloramento 4, com um contato entre um traquidacito ‘chocolate’ vesiculado e alterado, sobreposto por um traquidacito bandado, com juntas de baixo ângulo pouco espaçadas e paralelas à laminação de fluxo. Subindo em direção ao próximo ponto, desaparece o bandamento de fluxo, e o traquidacito passa a ser cinza vítreo. Em direção ao topo, ele se torna gradativamente menos vítreo, exibindo juntas do tipo ‘lápis’.

Os afloramentos 5 e 6 correspondem a corpos espessos de traquidacito ‘sal e pimenta’, apresentando porções mais maciças, com juntas de alto ângulo e vesículas arredondadas milimétricas a decimétricas. No afloramento 6 ocorrem juntas de baixo ângulo espaçadas, vesículas e geodos preenchidos por quartzo ou calcita, sendo que muitas vesículas estão deformadas. Destacam-se ainda um dique clástico (afloramento 5) e pequenos xenólitos de arenito, bem como algumas vesículas parcialmente preenchidas por arenito.

No afloramento 7 as juntas de baixo ângulo ficam mais cerradas (5 a 10 cm) e o traquidacito adquire aspecto ‘placoso’, sendo coberto por uma camada de arenito. O traquidacito placoso reaparece logo acima da camada de arenito (afloramento 7a). As juntas de baixo ângulo se tornam mais espaçadas, sendo substituídas, de maneira abrupta, por juntas de alto ângulo em direção ao topo.

Há um contato no afloramento 8 entre um traquidacito ‘chocolate’ vesiculado inferior e um traquidacito bandado superior com juntas de baixo ângulo pouco espaçadas, paralelas às bandas de fluxo. Este contato retorna no afloramento 10 (figura 41), evidenciando a topografia irregular da superfície do corpo vulcânico

inferior. Entre os afloramentos 8 e 10, no afloramento 9 ocorre o mesmo traquidacito bandado, com juntas de baixo ângulo de espaçamento superior a 10 cm.

Figura 41 – Contato (pontilhado) entre traquidacito ‘chocolate’ (CH), pertencente ao topo da unidade inferior, e traquidacito cinza vítreo (CV), da base da unidade superior no alforamento 10

Pela observação dos perfis nota-se que na porção inferior do pacote vulcânico, correspondente aos primeiros materiais produzidos pelo evento eruptivo, há o predomínio de traquidacito ‘chocolate’ vesiculado a escoriáceo alternado com o traquidacito cinza vítreo em escala de poucos metros. As primeiras unidades preencheram os baixos topográficos (vales interdunas), sendo mais difíceis de correlacionar, devido à influência do paleorelevo, formado por dunas que chegavam a vários metros de altura, promovendo variações nas altitudes dos contatos e interdigitações entre as camadas de sedimentos e as unidades vulcânicas.

Em direção ao topo do pacote os corpos individuais se tornam mais estruturados, apresentando bandamento e laminação de fluxo na base, associados às juntas de baixo ângulo cerradas (*sheeting joints*), gradando para o traquidacito cinza vítreo, no qual as juntas de alto ângulo (*shrinkage joints*) se combinam com as de baixo ângulo para formar as juntas do tipo lápis (*pencil joints*).

O grau de cristalinidade aumenta em direção ao centro do corpo, onde ocorrem os traquidacitos tipo ‘sal e pimenta’ e granular, de estrutura maciça e textura predominantemente cristalina a holocristalina. As juntas de baixo e alto ângulo se tornam mais espaçadas conferindo uma estrutura em blocos a esta parte do corpo.

O topo é constituído de traquidacito cinza vítreo que grada para ‘chocolate’ vesiculado a escoriáceo. Vitrófiros laminados, ocasionalmente com brechas do tipo *jostle*, características de topo de derrame, são mais difíceis de serem preservados, mas foram observados em um afloramento.

7.4 Viscosidade

Através dos cálculos de viscosidade para líquidos silicáticos propostos por Shaw (1972) e Bottinga & Weill (1972)*, e Giordano *et al*. (2008)**, tentou-se estimar as possíveis viscosidades dos traquidacitos em questão, para melhor entendimento do mecanismo de colocação dessas rochas. Estes cálculos envolveram os seguintes fatores: composições químicas de rocha total, temperatura de erupção e conteúdo de água dos traquidacitos, de acordo com as formulações:

$$\ln \eta = s\left(\frac{10^4}{T}\right) - 4{,}90 \; *$$

$$\log \eta = A + \frac{B}{T(K) - C} \; **$$

onde:

η = viscosidade

$$s = \frac{\sum Xi(si^0 X_{SiO_2})}{1 - X_{SiO_2}}$$

Xi = fração molar do elemento i

X_{SiO_2} = fração molar do SiO_2

si^o = constante

T = Temperatura em K

A = constante

$$B = \sum_{i=1}^{7}[b_i M_i] + \sum_{j=1}^{3}[b_{1j}(M1_{1j} \cdot M2_{1j})]$$

$$C = \sum_{i=1}^{6}[c_i N_i] + [c_{11}(N1_{11} \cdot N2_{11})]$$

M e N = combinações da % molar de óxidos

As composições químicas utilizadas foram as apresentadas por Freitas (2009) e Piccirillo & Melfi (1988). A estimativa da temperatura baseou-se em Janasi *et al*. (2007), que consideram a temperatura média de erupção como sendo de

aproximadamente 1000°C. A avaliação do teor de água apresenta problemas, pois não há na literatura dados para os traquidacitos da área. Contudo, para as rochas vulcânicas ácidas da Formação Serra Geral, Garland *et al*. (1995) estimou o conteúdo de água entre 2 e 3%. Estes valores parecem razoáveis para a associação mineral encontrada nos traquidacitos de Piraju – Ourinhos, constituída, principalmente, de plagioclásio, cuja cristalização em pressões maiores que 1 kbar só ocorre na presença de um conteúdo de água menor que 4% (Wallace e Carmichael, 1999) e a ausência de anfibólio, estável na presença de teores de água superiores a 3% (Naney, 1983). Utilizou-se, portanto, para as estimativas de viscosidade dos traquidacitos, conteúdos de água de 1, 2 e 3%. Os resultados estão na tabela 6, a seguir.

Tabela 6 – Dados de viscosidade estimados para os traquidacitos de Piraju – Ourinhos.

Análises químicas	**Amostra**	**Viscosidade (Poise - P)**			**Modelos**
		1000°C			
		1% H_2O	**2% H_2O**	**3% H_2O**	
Piccirillo & Melfi (1988)	B2007	$5,35 .10^5$	$1,10 .10^5$	$2,91 .10^4$	Shaw (1972) e Bottinga & Weill (1972)
	B2009	$7,61 .10^5$	$1,50 .10^5$	$3,83 .10^4$	
	B2031	$3,30 .10^5$	$7,48 .10^4$	$2,11 .10^4$	
	B2061	$5,41 .10^5$	$1,10 .10^5$	$2,89 .10^4$	
	B2070	$7,99 .10^5$	$1,52 .10^5$	$3,76 .10^4$	
Freitas (2009)	OU 07	$4,90 .10^5$	$1,02 .10^5$	$3,47 .10^4$	Giordano *et al*. (2008)
	OU 09	$7,59 .10^5$	$1,48 .10^5$	$4,79 .10^4$	
	OU 51	$6,76 .10^5$	$1,38 .10^5$	$4,57 .10^4$	
	OU 54	$5,50 .10^5$	$1,17 .10^5$	$3,98 .10^4$	
	OU 61	$5,13 .10^5$	$1,10 .10^5$	$3,80 .10^4$	
	OU 12	$5,37 .10^5$	$1,12 .10^5$	$3,80 .10^4$	
	OU 155	$5,37 .10^5$	$1,12 .10^5$	$3,89 .10^4$	
	OU 380A	$5,01 .10^5$	$1,12 .10^5$	$3,89 .10^4$	

Os resultados obtidos mostram viscosidades médias de $5,79 .10^5$ P para 1% de H_2O, $1,19 .10^5$ P para 2% de H_2O, e $3,67 .10^4$ P para 3% de H_2O. Essas viscosidades são baixas, de duas a três ordens de magnitude quando comparadas a derrames de natureza ácida ($\geq 10^7$ P), provavelmente devido às temperaturas extraordinariamente elevadas e demais fatores descritos no capítulo 6.1 - Viscosidade.

8. CONCLUSÕES

O objetivo deste trabalho foi o estudo vulcanológico das rochas vulcânicas ácidas da região de Piraju – Ourinhos, dando enfoque a aspectos principalmente físicos, no intuito de interpretar o seu modo de colocação e jazimento. O estudo de ambientes vulcânicos, no sentido de se estabelecer o estilo de erupção, escoamento do magma na superfície e seus aspectos reológicos são importantes não só em regiões vulcânicas atualmente ativas, com a finalidade de prevenção de catástrofes, mas também em terrenos antigos, de forma a fornecer subsídios para uma melhor caracterização da evolução petrogenética destas rochas.

Apesar das limitações impostas pela idade das rochas e pelo clima tropical da região, que faz com que o intemperismo e a erosão sejam mais eficientes no ambiente, foi possível o levantamento de perfis de detalhe a fim de descrever os litotipos presentes, assim como as estruturas dos corpos vulcânicos.

As rochas vulcânicas ácidas da região de Piraju - Ourinhos são traquidacitos porfiríticos, com fenocristais principalmente de plagioclásio (andesina), além de clinopiroxênios (augita e pigeonita), minerais opacos (titanomagnetita, magnetita) e apatita (ver item 7.1 - Petrografia), e matriz vítrea (holohialina) a hipocristalina. Os fenocristais estão intactos, com os maiores formando muitas vezes glomerocristais. Não foram observados *shards*, bem como fragmentos pumíceos e líticos. A devitrificação é bem desenvolvida nos corpos vulcânicos, com intenso intercrescimento granofírico de quartzo e feldspato, textura micropoiquilítica, e presença de esferulitos com fibras longas. Feições típicas de resfriamento rápido (*quenching*) também são observadas, como cristais de plagioclásio com ‘cauda de andorinha’, ocos, com inclusões vítreas.

As observações de campo permitiram identificar várias estruturas (ver item 7.2 - Estruturas), como juntas de baixo ângulo, comuns em corpos ígneos tabulares, originadas por contração durante o resfriamento ou alívio de pressão. Estas juntas, quando cerradas, são paralelas á laminação ou bandamento de fluxo apresentado pelos traquidacitos, sugerindo que ambas estruturas têm a ver com o mecanismo de colocação de derrames (fluxo laminar da lava). As juntas de alto ângulo ocorrem devido à contração por resfriamento ou a tensões na crosta.

Outras estruturas observadas são as brechas formadas pela interação dos traquidacitos com os sedimentos e rochas sedimentares. As formas irregulares das porções arenosas nos traquidacitos mostram um comportamento fluido do sedimento, provavelmente seco, em contato com o fluxo quente. Além disso, pedaços angulares de arenito, como se fossem 'xenólitos' nos traquidacitos, evidenciam um fluxo com capacidade de tração suficiente para arrancar do substrato pedaços de sedimento já parcialmente consolidado. Estas estruturas brechadas provavelmente se formaram pelas dinâmicas de fluxos de lava quentes sobre sedimentos inconsolidados a parcialmente consolidados, podendo constituir horizontes com estruturas parecidas com peperitos.

Em relação às vesículas, o que se observa são porções esparsamente vesiculadas a não vesiculadas e outras vesiculadas a escoriáceas, com vesículas arredondadas e estiradas. Entretanto, o traquidacito em questão parece apresentar um volume de vesículas incomum para rochas desta composição. Contudo, a sua influência sobre a viscosidade de líquidos ácidos permanece controversa e não foi possível no campo definir se leitos vesiculados apresentaram viscosidades diferentes dos não vesiculados. Porém, a distribuição, proporção, forma e evidências de deformação das vesículas corroboram as estimativas de viscosidade, de $2{,}11.10^4$ a 8.10^5 P, obtidas através de cálculos (ver item 7.4 – Viscosidade), consideradas significativamente mais baixas que as registradas para magmas dacíticos.

Na região de Piraju - Ourinhos não há evidências estruturais nem morfológicas da presença de uma eventual caldeira, à qual possa ser atribuído o vulcanismo ácido. Por outro lado, são observados diversos diques de composição básica com orientação NW-SE, mesma disposição do pacote de traquidacitos paralelo à calha do rio Paranapanema, sugerindo assim um estilo efusivo de erupção através de fissuras na crosta, relacionadas à quebra do continente de Gondwana.

Isto está de acordo com as feições e estruturas observadas nos traquidacitos, como fenocristais intactos, glomerocristais, juntas do tipo lápis, brechas de interação das rochas vulcânicas com os sedimentos, vitrófiros de topo de derrame, cavidades de gás gigantes e ausência de texturas piroclásticas (fenocristais quebrados, *shards*, púmices, *fiammés* e fragmentos líticos) e de zonas soldadas.

Ao contrário do que foi sugerido para as rochas vulcânicas ácidas do sul do Etendeka, interpretadas como ignimbritos reomórficos e consideradas equivalentes

às do tipo Palmas na Bacia do Paraná, o modo de colocação mais provável para os traquidacitos de Piraju – Ourinhos é na forma de lavas ácidas que, devido às suas baixas viscosidades e altas temperaturas e taxas de efusão, foram capazes de fluir por longas distâncias.

De acordo com os perfis, os primeiros pulsos de lava preencheram os baixos topográficos (vales interdunas), com o predomínio de traquidacito 'chocolate' vesiculado a escoriáceo intercalado com traquidacito cinza vítreo menos vesiculado. Essas unidades são mais difíceis de correlacionar, devido às irregularidades do paleorelevo e consequentes variações nas altitudes dos contatos e interdigitações entre as camadas de sedimentos e os derrames. O reconhecimento das relações espaciais entre estes derrames precursores de menor volume (extensão, relações de contato, geometria dos corpos individuais) é prejudicado pela exposição incompleta, em função do intenso intemperismo, além de não serem cortados pelas estradas principais da região, as quais se localizam em maiores altitudes, expondo preferencialmente os derrames superiores de maior volume e extensão nos seus cortes.

Com o espessamento da pilha vulcânica, os derrames se tornam mais estruturados, apresentando zona basal constituída de traquidacito bandado ou laminado com juntas de baixo ângulo cerradas paralelas ao bandamento na parte inferior, gradando para traquidacito cinza vítreo com juntas mais espaçadas. A zona central, em derrames espessos, é formada por traquidacito 'sal e pimenta' a granular com juntas de baixo e alto ângulo espaçadas, formando blocos. A zona superior é formada por traquidacito cinza vítreo com juntas de baixo ângulo cerradas e traquidacito 'chocolate' vesiculado a escoriáceo, com vitrófiro na parte superior. Entre a zona central e as zonas basal e superior há uma porção intermediária, caracterizada por traquidacito cinza vítreo, que apresenta um aumento do grau de cristalinidade em direção à zona central e juntas do tipo lápis (*pencil joints*).

Nos derrames pouco espessos este zoneamento não se desenvolve por completo, podendo ser constituídos por traquidacito 'chocolate' vesiculado a maciço ou por traquidacito 'chocolate' vesiculado a maciço no topo e cinza vítreo no restante do corpo.

O perfil D – D' caracteriza-se por derrames mais espessos e melhor estruturados, com no mínimo três a quatro derrames, visto que no afloramento 7a, o

traquidacito que se encontra acima da camada de arenito *intertrap* apresenta juntas de baixo ângulo cerradas, provavelmente de base de derrame, configurando um derrame abaixo e outro acima da camada de arenito. Os demais derrames deste perfil podem ser individualizados pelos topos de traquidacito ‘chocolate’ vesiculado a escoriáceo recobertos pelas bases com laminação de fluxo e juntas de baixo ângulo cerradas dos derrames superiores. Nos perfis A – A’, B – B’ e C – C’ as unidades inferiores corresponderiam aos derrames precursores de menor volume e extensão, gradando para pelo menos dois derrames extensos e estruturados em direção ao topo.

9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, F.F.M., 1981. Síntese sobre a tectônica da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2, São Paulo, Resumos...São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia.

BAGDASSAROV, N.S & DINGWELL, D.B., 1992. A rheological investigation of vesicular rhyolite. J. Volcanol. Geotherm. Res., 50 : 307–322.

BAILEY, D.K. & MACDONALD, R., 1975. Fluorine and chlorine in peralkaline liquids and the need for magma generation in an open system. Mineral. Mag., 40: 405-414.

BARBER, N.L. & WHITTINGTON, A., 2007. The effect of fluorine on the viscosity of dacitic melts. GeoL. Soc. Amer., Denver Annual Meeting, Abstracts with Programs, 39(6): 386.

BELLIENI, G.; BROTZU, P.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; ERNESTO, M.; ERNESTO, M.; MELFI, A.J.; PACCA, I.G.; PICCIRILLO, E.M., 1984. Flood basalt to rhyolites suites in the southern Paraná plateau (Brazil): paleomagnetism, petrogenis and geodynamic implications. Journal Petrology, 25: 579-618.

BELLIENI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MARQUES, L.S.; MELFI, A.J.; NARDY, A.J.R.; PAPATRECHAS, C.; PICCIRILLO, E. M.; ROISENBERG, A., 1986. Petrogenetic aspects of acid and basaltic lavas from the Paraná plateau (Brazil): geological, mineralogical and petrochemical relationships. Journal of Petrology, 27: 915-944.

BONNICHSEN, B. & KAUFFMAN, D. F., 1987. Physical features of rhyolite lava flows in the Snake River Plain volcanic province, southwestern Idaho. In: FINK, J. H. (ed) The emplacement of silicic domes and lava flows. Geol. Soc. Amer. Sp Pap 212: 119-145.

BOTTINGA, Y. & WEILL, D.F. The Viscosity of Magmatic Silicate Liquids: A Model for Calculation. Am. Jour. of Sci, 1972

BRANNEY, M.J. & KOKELAAR, B.P., 1992. A reappraisal of ignimbrite emplacement: changes from particulate to non-particulate flow during progressive aggradation of high-grade ignimbrite. Bull Volcanol 54:504–520.

BRANNEY, M.J.; KOKELAAR, B.P.; MCCONNELL, B.J., 1992. The Bad Step Tuff: a lava-like ignimbrite in a calc-alkaline piecemeal caldera, English Lake District. Bulletin of Volcanology, 54: 187-199.

BRANNEY, M.J.; BONNICHSEN, B.; ANDREWS, G.D.M.; ELLIS, B.; BARRY, T.L.; McCURRY, M., 2008. 'Snake River (SR)-type' volcanism at the Yellowstone hotspot track: distinctive products from unusual, high-temperature silicic super-eruptions. Bull. Volcanol., 70: 293-314.

BRISTOW, J. W., 1989. Retracting Vulcan's fiery footsteps. Nuclear Active, 41: 30-37.

BRISTOW, J. W. & CLEVERLY, F. M., 1979. Volcanology of the Lebombo Rhyolites. Geol. Soc. South Africa Geocongress, 79: 60-63.

CAS, R.A.F., 1978. Silicic lavas in Paleozoic flyschlike deposits in New South Wales, Australia: behavior of deep subaqueous silicic flows. Geol. Soc. Amer. Bull., 89: 1708-1714.

CASTRO, J.M.; DINGWELL, D.B.; NICHOLS, A.R.L.; GARDNER, J.E., 2005. New insights on the origin of flow bands in obsidian. In: Manga, M., Ventura, G. (Eds.), Kinematics and Dynamics of Lava Flows. Sp. Pap., Geol. Soc. Am., Boulder, CO, 396: 55–65.

CHAPIN, C.E. & LOWELL, G.R., 1979. Primary and secondary flow structures in ash-flow tuffs of the Gribbles run paleovalley, central Colorado. In: Chapin, C.E. & Elston, W.E. (eds) Ash-flow tuffs. Geol. Soc. Amer. Sp. Pap., 180: 137-154.

CHRISTIANSEN, R. L. & HILDRETH, W., 1989. Voluminous rhyolitic lavas of broad extent on the Yellowstone Plateau. Continental Magmatism Abstracts, New Mex. Bur. Mines Res. Bull., 131:52.

CLEVERLY, R.W. & BRISTOW, J.W., 1982. Flow-banded and contorted tuffs: examples from southern Africa (Lebombo Province) and western North America. Geol. Soc. Amer. Abs. w Prog., 14:464.

CLEVERLY, R.W.; BENTON, P.J.; BRISTOW, J.W., 1984. Geochemistry and petrogenesis of the Lebombo rhyolites. In: Erlank, A.J. (ed.) Petrogenesis of the volcanic rocks of the Karoo Province. Geol. Soc. S. Afr. Spec. Publ., 13: 171-195.

CLINE, J.S. & BODNAR, R.J., 1991. Can economic porphyry copper mineralization be generated by a typical calc-alkaline melt? J. Geophys. Res., 96: 8113-8126.

CORDANI, U.G.; SARTORI, P.L.P.; KAWASHITA, K., 1979. Geoquímica de isótopos de Estrôncio e a Evolução da Atividade Vulcânica na Bacia do Paraná (Sul do Brasil) Durante o Cretáceo**.** An. Acad. Bras. Cienc., 52: 811–819.

CREASER, R. A. & WHITE, A. J. R., 1991. Yardea Dacite – Large-volume, high-temperature felsic volcanism from the Middle Proterozoic of South Australia. Geol., 19: 48-51.

DANTAS, F.A., 2003. Petrologia e química mineral de rochas vulcânicas ácidas da Bacia do Paraná, região de Piraju-Ourinhos. Trabalho de Formatura, Instituto de Geociências, USP.

DINGWELL, D.B., 1986. The structures and properties of fluorine-rich magmas: a review of experimental studies. In: Recent Advances in the Geology of Granite-related Mineral Deposits. Can. Inst. Min., Spec., 39: 1-12.

DINGWELL, D.B.; SCARFE, C.M.; AND CRONIN, D., 1985. The effect of fluorine on viscosities in the system Na2O-Al2O3-SiO2: implications for phonolites, trachytes and rhyolites. American Mineralogist, 70: 80–87.

DINGWELL, D.B.; BAGDASSAROV, N.S.; BUSSOD, G.Y.; WEBB S.L., 1993. Magma rheology. Mineral. Assoc. Can. Short Course Handbook on Experiments at High Pressure and Applications to the Earth's Mantle 21.

DINGWELL, D.B. & HESS, K.U., 1998. Melt viscosities in the system Na-Fe-Si-O-F-Cl; contrasting effects of F and Cl in alkaline melts. Am. Mineral., 83: 1016-1021.

DUNCAN, A. R.; NEUWTON, S. R.; VAN DEN BERG, C.; REID, D. L., 1989. Geochemistry and petrology of dolerite sills in the Huab River valley, Damaraland, north western Namibia. Communications of the Geological Survey of Namibia, 5: 5-18.

EKREN, E. B., MCINTYRE, D. H., BENNETT, E. H., 1984. High-temperature, large-volume, lavalike ash-flow tuffs without calderas in southwestern Idaho. US Geol. Surv. Prof. Pap 1272.

ERLANK, A.J.; MARSH, J.S.; DUNCAN, A.R.; MILLER, R.MCG.; HAWKESWORTH, C.J.; BETTON, P.J.; REX, D.C., 1984. Geochemistry and petrogenesis of the Etendeka volcanic rocks from SWA/Namibia. In: Erlank, A.J. (Coordenadores), Petrogenesis of the volcanic rocks of the Karoo Province. Special Publication of the Geological Society of South Africa, 13: 195-245.

ERNESTO, M., 1985. Paleomagnetismo da Formação Serra Geral: Contribuição ao estudo do processo de abertura do Atlântico Sul. São Paulo, 1985. 150 p. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo.

ERNESTO, M. & PACCA, I.G., 1988. Paleomagnetism of the Paraná Basin flood Volcanism, Southern Brazil. In: Piccirillo, E.M. & Melfi, A.J. (Coordenadores), The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and Geophysical Aspects. São Paulo: Instituto Astronômico e Geofísico – Universidade de São Paulo, p. 107-156.

ERNESTO, M.; PACCA, I.G.; HIODO, F.Y.; NARDY,.A.J.R., 1989. Paleomagnetim of the Mesozoic Serra Geral Formation – Southern Brazil. Physics Earth Planetary International, 64: 153 – 175.

ERNESTO, M.; MARQUES, E. M.; PICCIRILLO, E. C.; MOLINA, N.; USSAMI, P.; COMIN-CHIARAMONTI, G.; BELLIENI., 2002. Paraná Magmatic Province-Tristan da Cunha plume system: fixed versus mobile plume, petrogenic considerations and alternative heat sources. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 118: 15-36.

EWART, A.; MILNER, S.C.; ARMSTRONG, R.A.; DUNCAN, A.R., 1998. Etendeka Volcanism of the Goboboseb Mountains and Messum Igneous Complex, Namibia. Part II: Voluminous Quartz Latite Volcanism of the Awahab Magma System. JOURNAL OF PETROLOGY, 32(2): 227-253.

EWART, A.; MARSH, J.S.; MILNER, S.C.; DUNCAN, A.R.; KAMBER, B.S.; ARMSTRONG, R.A., 2004. Petrology and Geochemistry of Early Cretaceous bimodal continental fllod volcanism of the NW Etendeka, Namibia. Part 1: Introduction, Mafic Lavas and Reevaluation of Mantle Source Components. Journal of Petrology, 45(1): 59-105.

FRANKLIN, R.R. & WOLFF, J.A., 1987. Lava-like tuffs of Transpecos Texas: the star Mountain Formation. EOS 68:1544.

FRANKLIN, R.R.; WOLFF, J.A.; SELF, S., 1989. Recognition and origin of widespread silicic lavas. Geol. Soc. Amer. Abs. w Prog. 21:11.

FREITAS, V.A., 2009. A geração de magmas ácidos na Província Magmática do Paraná, região de Piraju – Ourinhos (SP): uma contribuição da geoquímica isotópica e de elementos traço em rochas e minerais. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências - IGc, Universidade de São Paulo - USP, 193 p.

FREUNDT, A., 1998. The formation of high grade ignimbrites. 1. Experiments on high- and low-concentration transport systems containing sticky particles. Bull. Volcanol, 59: 414-435.

GAONAC'H, H.; LOVEJOY, S.; STIX, J.; SCHERZTER, D., 1996. A scaling growth model for bubbles in basaltic lava flows. Earth and Planetary Science Letters, 139: 395-409.

GARLAND, F.; HAWKESWORTH, C.J.; MANTOVANI, M.S.M., 1995. Description and Petrogenesis of the Paraná Rhyolites, Southern Brazil. Journal of Petrology, 36(5): 1193-1227.

GIORDANO, D. & DINGWELL, D.B., 2003. Viscosity of hydrous Etna basalt:

implications for Plinian-style basaltic eruptions. Bull. Volcanol., 65: 8-14.

GIORDANO, D.; RUSSELL, J.K.; DINGWELL, D.B., 2008. Viscosity of Magmatic Liquids: A Model. Earth and Planetary Science Letters, 271: 123-134.

GONNERMANN, H.M. & MANGA, M., 2003. Explosive volcanism may not be an inevitable consequence of magma fragmentation. Nature 426: 432–435.

GREEN, J.C., 1989. Physical volcanology of mid-Proterozoic plateau lavas: the Keweenawan North Shore Volcanic Group, Minnesota. Geol. Soc. Amer. Bull., 101: 486-500.

GREEN, J.C. & FITZ, T.J., 1989. Large rhyolites in the Keweenawan mid-continent rift plateau volcanics of Minnesota – lavas of rheoignimbrites. New Mex. Bur. Mines Min. Res. Bull. 131:113.

GREEN, J.C. & FITZ, T.J., 1993. Extensive felsic lavas and rheoignimbrites in the Keweenawan Midcontinent Rift plateau volcanics, Minnesota: petrographic and field recognition.

HARRIS, C. & MILNER, S., 1997. Crustal Origin for the Paraná Rhyolites: Discussion of 'Description and Petrogenesis of the Paraná Rhyolites, Southern Brazil' by Garland *et al*. (1995) J. Petrology, 38: 299-302.

HAUSBACK, B.P., 1987. An extensive, hot, vapor-charged rhyodacite flow, Baja California, Mexico. In: Fink, J.H. (Ed.), The Emplacement of Silicic Domes and Lava Flows. Special Paper, vol. 212. Geological Society of America, Boulder, CO., pp. 111–118.

HENRY, C.D.; PRICE, J.G.; RUBIN, J.N.; PARKER, D.F.; WOLFF, J.A.; SELF, S.; FRANKLIN, R.; BARKER, D.S., 1988. Widespread, lava-like volcanic rocks of Trans-Pecos Texas. Geology, 16: 509-512.

HENRY, C.D.; PRICE, J.G.; PARKER, D.F.; WOLFF, J.A., 1989. Mid-Tertiary silicic alkalic magmatism of Trans-Pecos Texas: rheomorphic tuffs and extensive silicic lavas. In: CHAPIN, C. E., ZIDEK, J. (eds) Field excursions to volcanic terrains in the western United States, I: Southern Rocky Mountain region. New Mex. Bur. Mines Min. Res. Mem., 49: 231-274.

HENRY, C.D.; PRICE, J.G.; RUBIN, J.N.; LAUBACH, S.E., 1990. Case study of an extensive silicic lava: the Bracks Rhyolite, Trans-Pecos Texas. J. Volcanol. Geotherm. Res., 43: 113-132.

HENRY, C.D., WOLFF, J.A., 1992. Distinguishing strongly rheomorphic tuffs from extensive silicic lavas. Bull. Volcanol., 54: 171-186.

HONJO, N.; BONNICHSEN, B.; LEEMAN, W. P.; STORMER, J. C., 1992. Mineralogy and geothermometry of high-temperature rhyolites from the central and western Snake River Plain. Bull. Volcanol., 54: 220-237.

HOUSH, T.B. & LUHR, J.F., 1991. Plagioclase-melt equilibria in hydrous systems. American Mineralogist, 76: 477- 492.

IYOMASA W.S.; FERNANDES L.A.; FRASCÁ M.H.B.O.; SCARMÍNIO M., 1994. As rochas vulcânicas ácidas da Formação Serra Geral no vale do Rio

Paranapanema (SP/PR). *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Balneário de Camboriú/SC, *Boletim de Resumos*, p. 107-108.

ISHII, T., 1975. The relations between temperature and compositions of pigeonite in some lavas and their application to geothermometry. Minerals Journal, 8: 48 – 57.

JAUPART, C., 1991. Effects of compressibility on the flow of lava, Bull. Volcanol. 54: 1-9.

JANASI, V.A.; MONTANHEIRO, T.J.; DANTAS, F.A.; REIS, P,M.; FREITAS, V.A.; YAMAMOTO, J.K. 2005. Aspectos geológicos, petrográficos e químicos do vulcanismo ácido na região de Piraju-Ourinhos (SP). In: III Smpósio de vulcanismo e ambientes associados, Cabo Frio – RJ. Anais, 65-70.

JANASI, V.A.; MONTANHEIRO, T.J.; FREITAS, V.A.; REIS, P,M.; NEGRI, F.A.; DANTAS, F.A., 2007. Revista Brasileira de Geociências, 37(4): 745-759.

JERRAM, D.A. & STOLLHOFEN, H., 2002. Lava-sediment interaction in desert settings; are all peperitelike textures the result of magma-water interaction? J. Volcanol. Geotherm. Res., 114: 231-249.

KIRSTEIN, L.A.; PEATE, D.; HAWKESWORTH, C.; TURNER, S.; HARRIS, C.; MANTOVANI, M., 2000. Early Cretaceous basltic and rhyolitic magmatism in southern Uruguay associated with the opening of the South Atlantic. J. Petrol., 41: 1413-1438.

KIRSTEIN, L.A.; HAWKESWORTH, C.; GARLAND, F.G., 2001. Felsic lavas or rheomorphic ignimbrites: is there a chemical distinction? Contrib. Mineral. Petrol., 142: 309-322.

KRETZ, R., 1982. Transfer exchange equilibria in a portion of the pyroxene quadrilateral as deduced from natural and experimental data. Geochim. Cosmochim, 46: 411 – 421.

KUDO , A.M. & WEILL, D.F., 1970. An Igneous Plagioclase Thermometer. Contrib. Miner. Petrol., 26: 52-65.

LE BAS, M.J.; LE MAITRE, T.W.; STRECKEISEN, A.; ZANETTIN, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. Journal of Petrology, 27:745-750.

LIGHTFOOT, P.C.; HAWKESWORTH, C.J.; SETHNA, S.F., 1987. Petrogenesis of rhyolites and trachytes from the Deccan Trap: Sr, Nd and Pb isotope and trace element evidence. Contrib. Mineral. Petrol., 95: 44-54.

LINDSLEY, D. H., 1983. Piroxene thermometry. American Mineralogist, 68: 477-493.

LOFGREN, G., 1971. Experimentally produced devitrification textures in natural rhyolitic glass. Geological Society of America Bulletin, 82: 111-124.

LOFGREN, G., 1974. An experimental study of plagioclase crystal morphology: isothermal crystallization. American Journal Science, 274: 243-273.

LUCHETTI, A.C.F, 2005. Petrogênese e Aspectos Reológicos das Rochas Vulcânicas Ácidas da Bacia do Paraná. Trabalho de formatura, Instituto de Geociências e Ciências Exatas – IGCE, Universidade Estadual Paulista – UNESP, 36 p.

LUCHETTI, A.C.F.; MACHADO, F.B.; NARDY, A.J.R.; SQUISATO, E.; OLIVEIRA, M.A.F., 2005. Litoestratigrafia e litogeoquímica das rochas vulcânicas ácidas associadas ao vulcanismo Serra Geral. In: III Simpósio de vulcanismo e ambientes associados, Cabo Frio – RJ. Anais, 277-282.

MACDONALD, R.; SMITH, R.L.; THOMAS, J.E., 1992. Chemistry of the subalkalic felsic obsidians. US Geol. Surv. Prof. Paper 1523.

MACHADO, F.B.,2003. Geologia e possíveis zonas de efusão do magmatismo ácido cretácico da Bacia do Paraná. Rio Claro. Monografia (Trabalho de conclusão de curso – Geologia) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, 124p.

MACHADO, F. B., 2005. Geologia e aspectos petrológicos das rochas intrusivas e efusivas mesozóicas da borda leste da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas – IGCE, UNESP, 193 p.

MANGA, M.; CASTRO, J.; CASHMAN, K.V.; LOEWENBERG, M., 1998. Rheology of bubble-bearing magmas. J. Volcanol. Geotherm. Res., 87: 15–28.

MANLEY, C. R., 1990. Exposed vent area for a voluminous rhyolite lava flow: the ‘tuff’ of the Badlands, Owyhee Plateau, southwest Idaho. Geol. Soc. Amer. Abs. w prog. 22:A290.

MANLEY, C. R., 1995. How voluminous rhyolite lavas mimic rheomorphic ignimbrites: Eruptive style, emplacement conditions, and formation of tuff-like textures. Geology, 23(4): 349-352.

MANLEY, C. R., 1996. Physical volcanology of a voluminous rhyolite lava flow: The Badlands lava, Owyhee Plateau, southwestern Idaho. J. Volcanol. Geotherm. Res., 71: 129-153.

MARQUES, L.S. & ERNESTO, M., 2004. O magmatismo toleítico da Bacia do Paraná. In. Geologia do Continente Sul-Americano, Mantesso-Neto, V.; Bartonelli, A.; Carneiro, C.D.R.; Brito-Neves, B.B. Beca Produções Culturais Ltda.

MARSH, J.S.; EWART, A.; MILNER, S.C.; DUNCAN A.R.; MILLER, R. McG., 2001. The Etendeka Igneous Province: magma types and their stratigraphic distribution with implications for the evolution of the Paraná – Etendeka flood basalt province. Bull Volcanol, 62: 464-486.

MARZOLI, A.; MELLUSO, L.; MORRA, V.; RENNE, P.R.; SGROSSO, I.; D’ANTONIO, M.; DUARTE MORAIS, L.; MORAIS, E.A.A.; RICCI, G., 1999. Geochronology and petrology of Cretaceous basaltic magmatism in the Kwanza basin (western Angola), and relationships with the Paraná – Etendeka continental flood basalt province. Journal of Geodynamics, 28: 341-356.

MCBIRNEY, A.R. & MURASE, T., 1984. Rheological properties of magmas. Annu. Rev. Earth Planet Sci., 12: 337-357.

MCPHIE, J.; DOYLE, M.; ALLEN, R., 1993. Volcanic textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. University of Tasmania, 197 p.

MERZBACHER, C. & EGGLER, D.H., 1984. A Magmatic Geohygrometer: Application to Mount St. Helens and Other Dacitic Magmas. Geology, 12: 587-590.

MILANI, E.J.; FRANÇA, A.B.; SCHNEIDER, R.J., 1994. Bacia do Paraná. Boletim de Geociências da Petrobras, v. 8, n. 1, p. 69-82.

MILANI, E.J., 2004. Comentários sobre a origem e evolução tectônica da Bacia do Paraná. In: Neto, V.M.; Bartorelli, A.; Carneiro, C.D.; Brito-Neves, B.B.de.

(Coordenadores), Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Editora Beca, p. 265-279.

MILNER, S.C. & EWART, A., 1989. The geology of the Goboboseb Mountain volcanics and their relationship to the Messum Complex, Namibia. Communications of the Geological Survey of Namibia, 5: 31–40.

MILNER, S.C., DUNCAN, A.R., EWART, A., 1992. Quartz latite rheoignimbrite flows of the Etendeka Formation, north-western Namibia. Bull. Volcanol., 54: 200-219.

MILNER, S.C.; DUNCAN, A.R.; WHITTINGHAM, A.M.; EWART,A., 1995. Transatlantic correlation of eruptive sequences and individual silicic volcanic units within the Paraná-Etendeka igneus province. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 69: 137-157.

MILNER, S. C., 1986. The geological and volcanological features of the quartz latites of the Etendeka Formation. Comm. Geol. Surv. Southwest Africa/Namibia, v. 2, p. 109-116.

MONTANHEIRO, T.J., 1999. Prospecção e caracterização de pozolanas na Bacia do Paraná, Estado de São Paulo, Tese de Doutoramento, Instituto de Geociências, USP,226 pp.

MÜLLER, R.D.; ROYER, J.; LAWVER, L.A., 1993. Revised plate motions relative to the hotspots from combined Atlantic and Indian Ocean hotspots tracks. Geology, 191: 27-53.

MYSEN, B.O. & VIRGO, D., 1989. Redox equilibria, structure, and properties of Fe-bearing aluminosilicate melts: relationships between temperature, composition, and oxygen fugacity in the system Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-FeO. Am. Mineral., 74: 58-76.

NANEY, M., 1983. Phase equilibria of rock forming ferromagnesian silicates in granitic systems. Am. J. Sci., 283: 993-1033.

NARDY, A.J.R. 1995. Geologia e petrologia do vulcanismo mesozóico na região central da Bacia do Paraná, Tese de Doutoramento, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, 316 p.

NARDY, A.J.R.; OLIVEIRA, M, A. F.; BETANCOURT, R.H.S.; VERDUGO, D.R.H.; MACHADO, F.B. 2002. Geologia e estrtigrafia da Formaçõ Serra Geral. SP, UNESP, Geociências, 21: 15-32.

NARDY, A.J.R.; MACHADO, F.B.; OLIVEIRA, M, A. F., 2008. As rochas vulcânicas mesozóicas ácidas da Bacia do Paraná: litoestratigrafia e considerações geoquímico-estratigráficas. Revista Brasileira de Geociências, 38(1): 178-195.

NATHAN, H.D. & VAN KIRK, C.K., 1978. A model of magmatic crystallization. J. Petrology, 19: 66-94.

NEGRI F.A.; MONTANHEIRO T.J.; JANASI V.A.; REIS P.M., 2006. Mapa de distribuição das rochas vulcânicas nas folhas Piraju/SP e Jacarezinho/SP-PR. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 43, Aracaju, *Boletim de Resumos,* p. 247.

NELSON, S.A., 1981. The possible role of thermal feedback in the eruption of siliceous magmas. J. Volcanol. Geotherm. Res., 11: 127–137.

PARKER, D. F. & McDOWEL, F. W., 1979. K-Ar geochronology of Oligocene volcanic rocks, Davis and Barrilla Mountains, Texas. Geol. Soc. Amer. Bull., 90: 1100-1110.

PEATE, D.; HAWKESWORTH, C.J.; MANTOVANI, M.S.M., 1992. Chemical Stratigraphy of the Paraná Lavas (South America): Classification of Magma Types and their Spatial Distribution. Bulletin of Volcanology, 55: 119-139.

PEATE, D., 1997. The Paraná-Etendeka Province. In: Mahoney, J.J. & Coffin (Coordenadores), Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism editors, Geophysical Monograph Series,100: 217-245.

PERKINS, M.; NASH, W.; BROWN, F.; FLECK, R.J., 1995. Fallout tuffs of Trapper Creek, Idaho; a record of Miocene explosive volcanism in the Snake River plain volcanic province. Geol. Soc. Am. Bull., 107: 1484-1506.

PETRINI, R.; CIVETTA, L.; IACUMIN, P.; LONGINELLI, A.; BELLIENI, G.; COMIN-CHIARAMONTE, P.; ERNESTO, M.; MARQUES, L. S.; MELFI, A.; PACCA, I.; PICCIRILO, E. M., 1989. High temperature flood silicic lavas (?) from the Parana Basin (Brasil). New Mex. Bur. Mines Min. Res. Bull. 131:213.

PETRY, K., 2006. Feições de interação volcano-sedimentares: seu uso como indicadores de contemporaneidade no magmatismo Rodeio Velho (Meso-

Ordoviciano) e no vulcanismo Serra Geral (Cretáceo Inferior). Dissertação de mestrado. Ciências Exatas e Tecnológias, Universidade do Vale do Rio dos Sinos – UNISINOS, 88 p.

PETRY, K.; ALMEIDA D.P.M; ZERFASS.H. 2005. O vulcanismo Serra Geral em Torres, Rio Grande do Sul, Brasil: empilhamento estratigráfico local e feições de interação vulcano- sedimentar. GAEA/ Universidade do Vale do Rio dos Sinos; Vol. 1, 34-45.

PICCIRILLO, E.M.; RAPOSO, M.I.B.; MELFI, A.J.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; BELLIENI, G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K., 1987. Bimodal fissural volcanic suites from the Paraná Basin (Brazil): K-Ar age, Sr-isotopes and geochemistry. *Geochimica Brasiliensis*, 1: 53-69.

PICCIRILLO, E.M. & MELFI, A.J., 1988. The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and Geophysical Aspects. Instituto Astronômico e Geofísico - Universidade de São Paulo, 600p., São Paulo.

POLACCI, M.; PAPALE, P.; ROSI, M., 2001. Textural heterogeneities in pumices from the climactic eruption of Mount Pinatubo, 15 June 1991, and implications for magma ascent dynamics. Bull. Volcanol., 63: 83–97.

PUTIRKA, K.D., 2005. Igneous thermometers based on plagioclase + liquid equilibria: Testes of some existing models and new calibrations. American Mineralogist, 90: 336-346.

QUINTAS, M.C.L.; MANTOVANI, M.S.M.; ZALÁN, P.V., 1997. Contribuição ao estudo da evolução mecânica da Bacia do Paraná. Revista Brasileira de Geociências, 29, n. 2, p. 217 – 226.

RAPOSO, M.I.,1987. Evolução magmática e petrológica das rochas vulcânicas ácidas mesosóicas da região de Piraju-Ourinhos (SP-PR). Dissertação de mestrado, Instituto Astronômico e Geofísico, USP, 159 pp.

REIS, P. M., 2006. A geologia do vulcanismo ácido na Bacia do Paraná, região de Piraju – Ourinhos. Trabalho de Formatura, Instituto de Geociências – IGc, Universidade de São Paulo – USP, 23 p.

RENNE, P.R.; ERNESTO, M.; PACCA, I.G.; COE, R.S.; GLEN, J.; PRÉVOT, M.; PERRIN, M., 1992. The Age of Paraná Flood Volcanism, Rifting of

Gondwanaland, and the Jurassic – Cretaceous Boundary. Sciences, v. 253, p. 975-979.

SARTORI, P.L.P. & MACIEL FILHO, C.L., 1978. Importância e significado dos derrames granofíricos no vulcanismo da Bacia do Paraná. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife. *Boletim de resumos*, p. 90.

SCHMINCKE .H.U. & SWANSON D.A., 1967. Laminar viscous flowage structures in ash-flow tuffs from Gran Canaria, Canary Islands. J. Geology., 75: 641–664.

SCHOBBENHAUS FO, C.; ALMEIDA CAMPOS, D.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. Mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, escala 1:2.500.000. In: Shobebenhaus, C.; Almeida Campos, D.; Derze, G.R.; Asmus, H.E. (eds) Gelogia do Brasil. DNPM, 501p, 1981.

SEAMAN, S.J.; DYAR, M.D.; MARINKOVIC, N., 2009. The effects of heterogeneity in magma water concentration on the development of flow banding and spherulites in rhyolitic lava. J. Volcanol. Geotherm. Res., 183: 157-169.

SHAW, H.R. Viscosities of magmatic silicate liquids: an empirical method of prediction. Am. J. Sci., v. 272, p. 870-893, 1972.

SMITH, J.V., 2002. Structural analysis of flow-related textures in lavas. Earth-Sci. Rev., 57: 279–297.

SOMMER, C. A.; LIMA, E. F. de; NARDI, L. V. S.; LIZ, J. D. DE, PIEROSAN, R.; ALEXANDRE, F. M.; WAICHEL, B. L., 2005. Caracterização dos depósitos de fluxo piroclástico no vulcanismo ácido neoproterozóico do escudo sul-rio-grandense. In: *III* Simpósio de vulcanismo e ambientes associados, Cabo Frio – RJ. *Anais*, v.1. p.1 – 433.

STEIN, D.J. & SPERA, F.J., 1992. Rheology and microstructure of magmatic emulsions—theory and experiments. J. Volcanol. Geotherm. Res., 49: 157–174.

STEVENSON, R.J.; BAGDASSAROV, N.S.; DINGWELL, D.B.; ROMANO, C., 1998. The influence of trace amounts of water on the viscosity of rhyolites. Bull. Volcanol., 60: 89-97.

STEWART, K.; TURNER, S.; KELLEY, S.; HAWKESWORTH, C.; KIRSTEIN, L.; MANTOVANI, M., 1996. 3-D, ^{40}Ar-^{39}Ar geochronology in the Paraná continental flood basalt province. Earth and Planetary Science Letters, 143: 95-109.

SUN, S.S. & McDONOUGH, W.D., 1988. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.d. & Norry, M.J. (eds) Magmatism in the Ocean Basins. Spec. Publ., Geol. Soc. of London, 42: 313-345.

THIEDE, D.S. & VASCONCELOS, P.M., 2008. Paraná flood basalts: rapid extrusion hypothesis supported by new ^{40}Ar/^{39}Ar results. *Anais do 44º Congresso Brasileiro de Geologia*, Curitiba, p. 563.

TUFFEN, H. & DINGWELL, D., 2005. Fault textures in volcanic conduits: evidence for seismic trigger mechanisms during silicic eruptions. Bull. Volcanol. 67: 370–387.

TUFFEN, H.; DINGWELL, D.B.; PINKERTON, H., 2003. Repeated fracture and healing of silicic magma generate flow banding and earthquakes? Geology 31: 1089–1092.

TURNER, S.; REGELOUS, M.; KELLEY, S.; HAWKESWORTH, C.; MANTOVANI, M., 1994. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision ^{40}Ar-^{39}Ar geochronology. Earth and Science Letters, 121: 333-348.

TWIST, D.; BRISTOW, J.W.; VAN DER WESTHUIZEN, W., 1989. High-temperature flow banded ash-flow tuffs: a review of occurrences in southern Africa. New Mex. Bur. Mines Min. Res. Bull. 131:273.

TWIST, D. & ELSTON, W.E., 1989. The Rooiberg Felsite (Bushveld Complex): textural evidence pertaining to emplacement mechanisms for high-temperature siliceous flows. New Mex. Bur. Mines Min. Res. Bull. 131:274.

TWIST, D. & FRENCH, B.M., 1983. Voluminous acid volcanism in the Bushveld Complex: a review of the Rooiberg Felsite. Bull. Volcanol., v. 46, p. 225-242.

WAICHEL, B. L.; LIMA, E. F. de; LUBACHESKY, R.; SOMMER, C. A., 2006. Pahoehoe flows from the central Paraná Continental Flood Basalts. Bull Volcanol 68: 599–610.

WALLECE, P.J. & CARMICHAEL, I.S.E., 1990. Quaternary volcanism near the Valley of Mexico: implications for subduction zone magmatism and the effects of crustal thickness variations on primitive magma compositions. Contrib. Mineral. Petrol., 135: 291-314.

WHITE, J.D.L.; MCPHIE, J.; SKILLING, I., 2000. Peperite: a useful genetic term. Bull. Volcanol., 62: 65-66.

WHITTINGHAM, A.M., 1989. Geological features and geochemistry of the acidic units of the Serra Geral Formation, south Brazil. New Mex. Bur. Mines Min. Res. Bull. 131:293.

WHITTINGHAM, A.M., 1991. Stratigraphy and petrogenesis of the volcanic formations associated with the opening of the South Atlantic, southern Brazil. Ph.D. Thesis, Univ. Oxford, 162 p.

ZALÁN, P.V.; WOLF, S.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; MARQUES, A.; ASTOLFI, M.A.M.; VIEIRA, I.S.; APPI, V.T.; ZANOTTO, O.A., 1990. Bacia do Paraná. In: RAJA-GABAGLIA, G.P. & MILANI, E.J. (Coordenadores), Origem e Evolução de Bacias Sedimentares. Rio de Janeiro: Boletim Técnico da Petrobras, 415 p.

Referência eletrônica

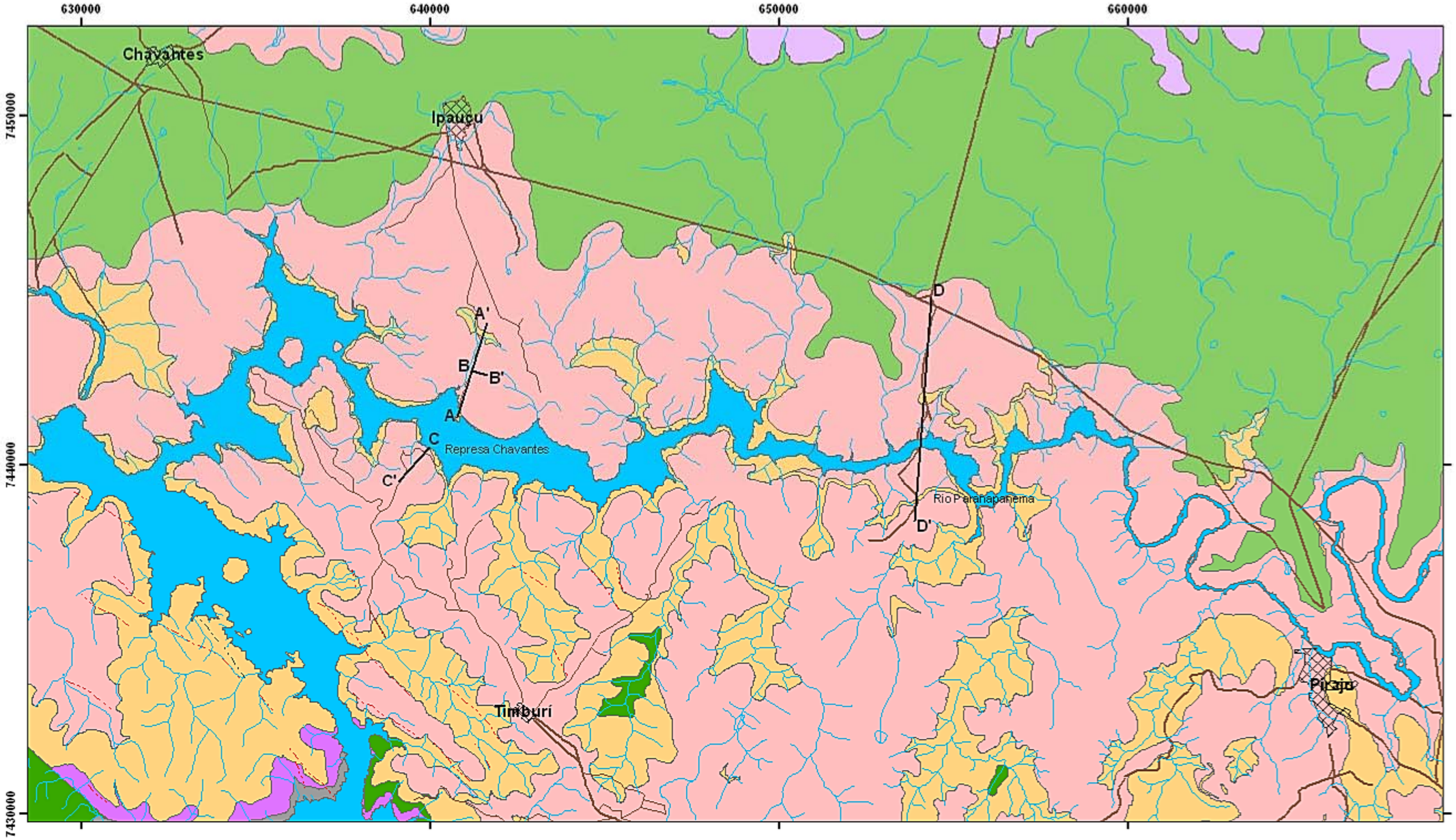
CAMP, V. *Home Page How Volcanoes Work* - www.geology.sdsu.edu/how_volcanoes_work/ - acessos em 05/2008 e 01/2010

ANEXOS

ANEXO A

Mapa geológico da área

MAPA GEOLÓGICO DA ÁREA



Base geológica de Negri et al. (2006)

Grupo Bauru		
Grupo São Bento	Formação Serra Geral	Derrames basálticos
		Sill de diabásio
		Derrames dacíticos
	Formação Botucatu	
	Formação Pirambóia	
Grupo Passa Dois		

A —— A' Perfil Geológico
Massa d'água
Drenagem
Estradas pavimentadas
Estardas pavimentadas
Diques inferidos
Diques observados
Perímetro urbano

N

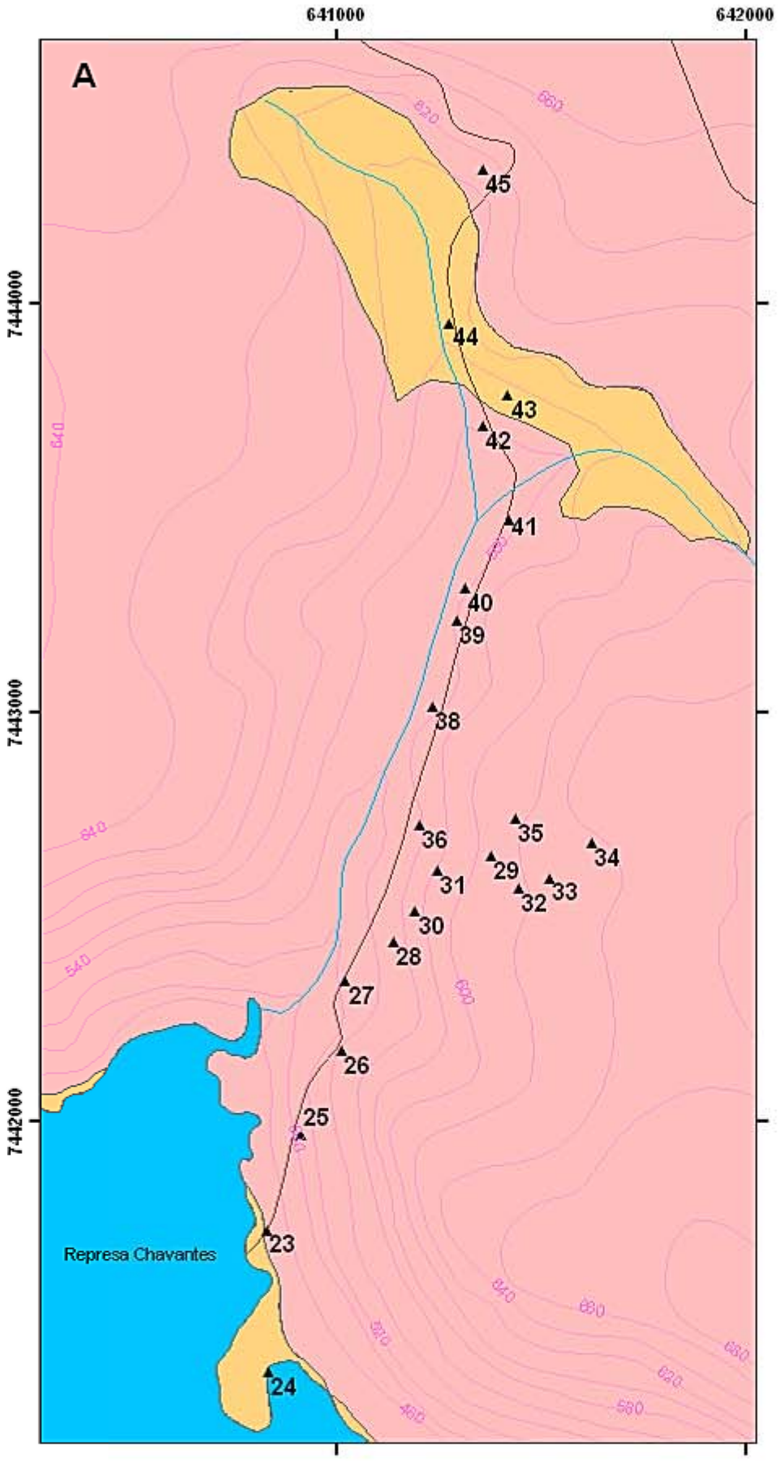
1:120.000

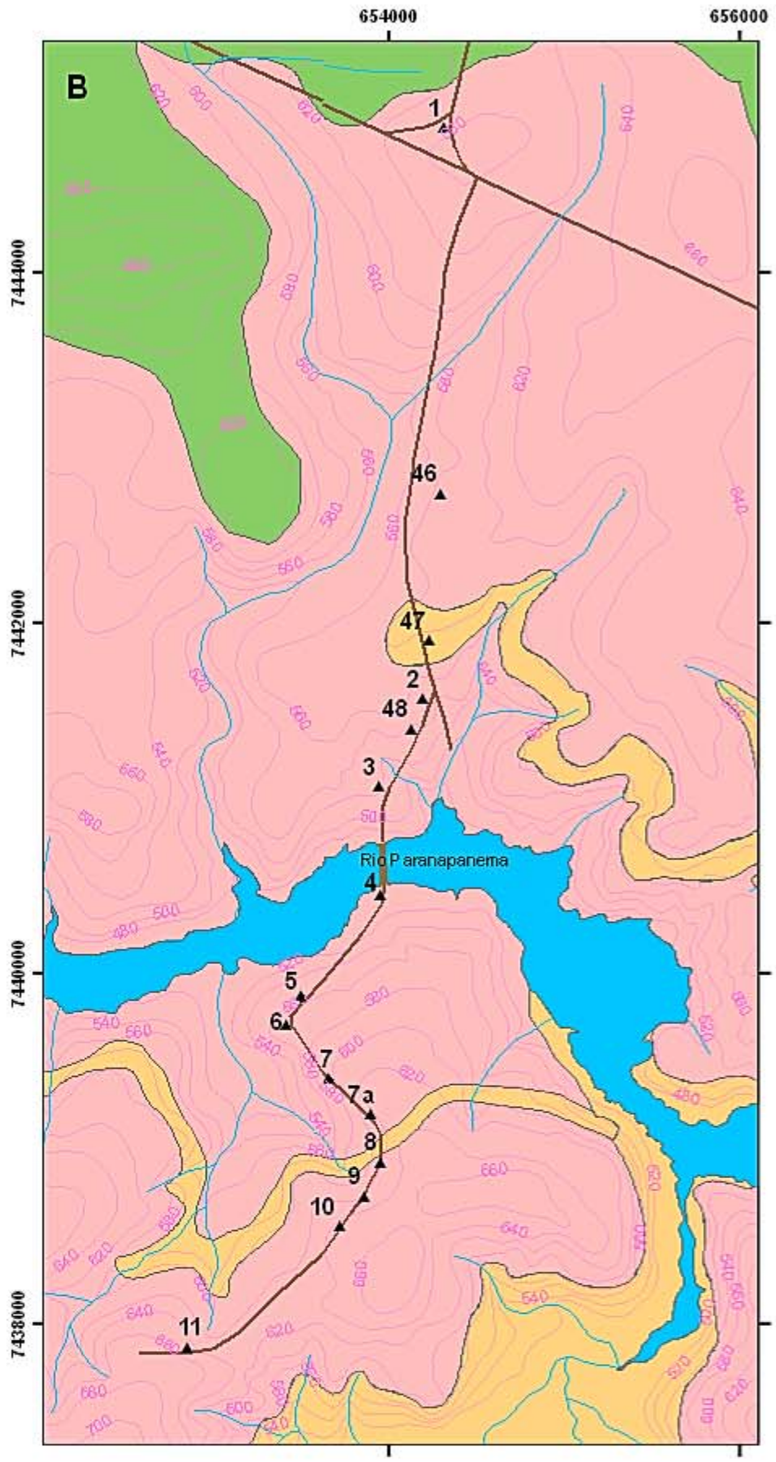
0 1 2 4 km

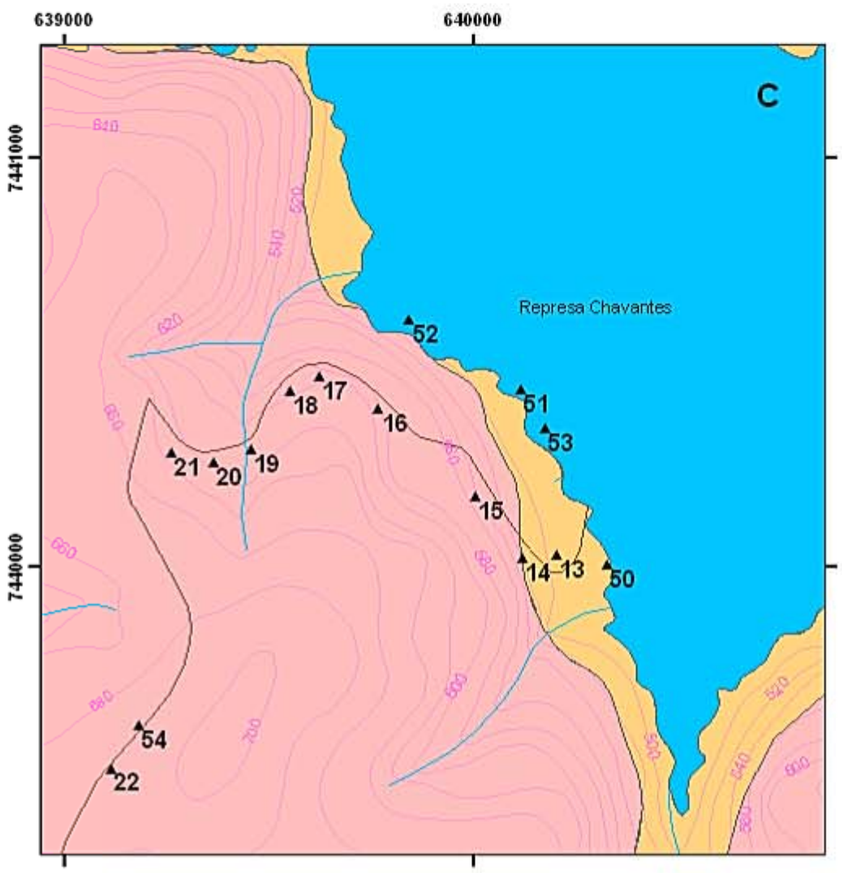
ANEXO B

Mapas de pontos

MAPAS DE PONTOS







1:15.000 A e C

0 225 450 675 Meters

1:35.000 B

0 570 1.140 1.710 Meters

Base geológica de Negri et al. (2006)

▲ Afloramentos visitados

Curvas de nível

N

ANEXO C

Perfis

Legenda:

- Arenito
- Vesículas
- Geodos
- Juntas de baixo ângulo
- Juntas de alto ângulo
- Bandas de fluxo

SP - Traquidacito ‘Sal e Pimenta’

CV - Traquidacito Cinza Vítreo

CH - Traquidacito ‘Chocolate’

BL - Traquidacito bandado/laminado

- Contato observado
- Contato inferido
- Diques de arenito
- Pedaços de arenito

Perfis A - A’ e B - B’

Traquidacito vesiculado com vesícula grande deformando vesículas menores em volta

Geodo em traquidacito ‘chocolate’

Contato entre juntas de baixo ângulo (inferior) e de alto ângulo (superior)

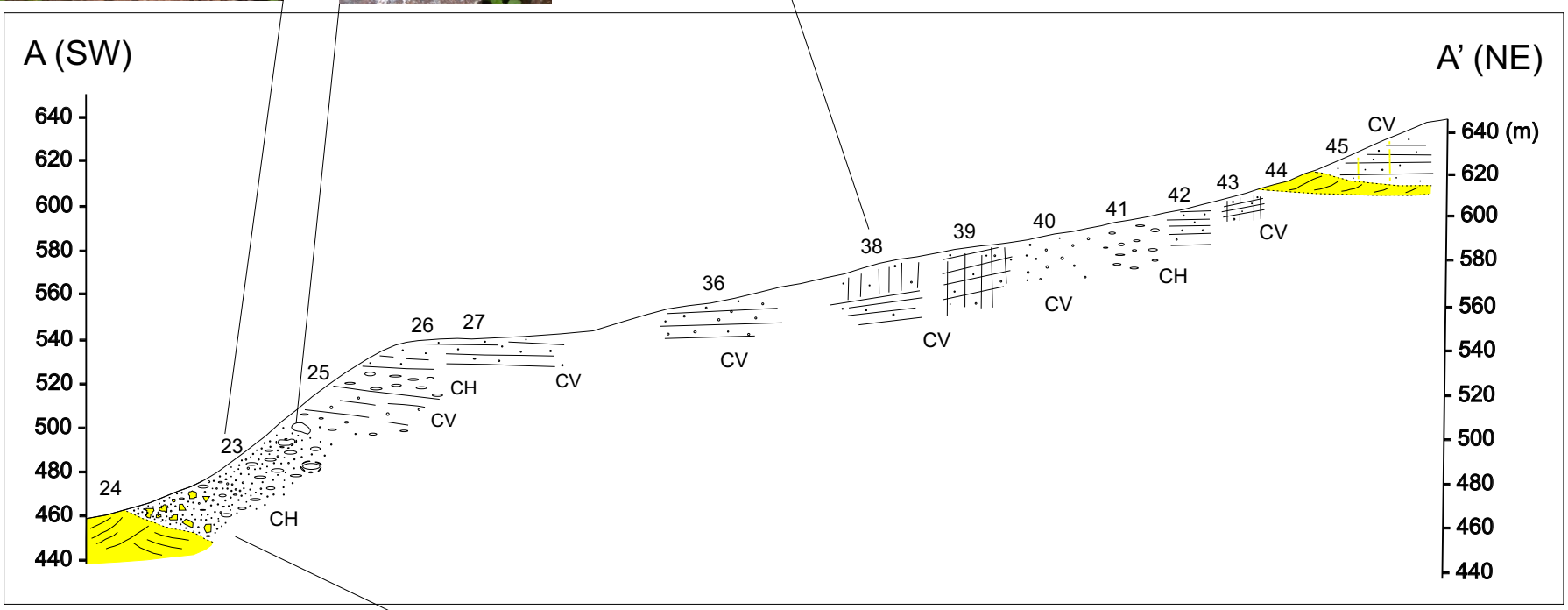
A - A’

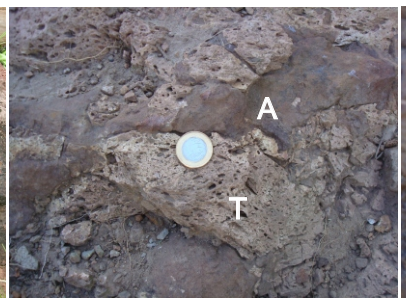
0 348 m

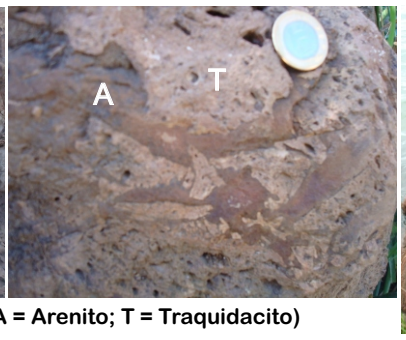
Escala horizontal

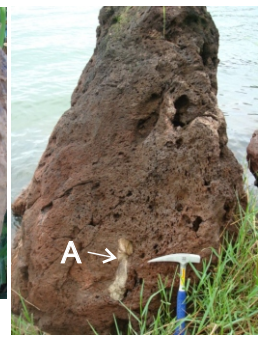
0 75 m

Escala vertical





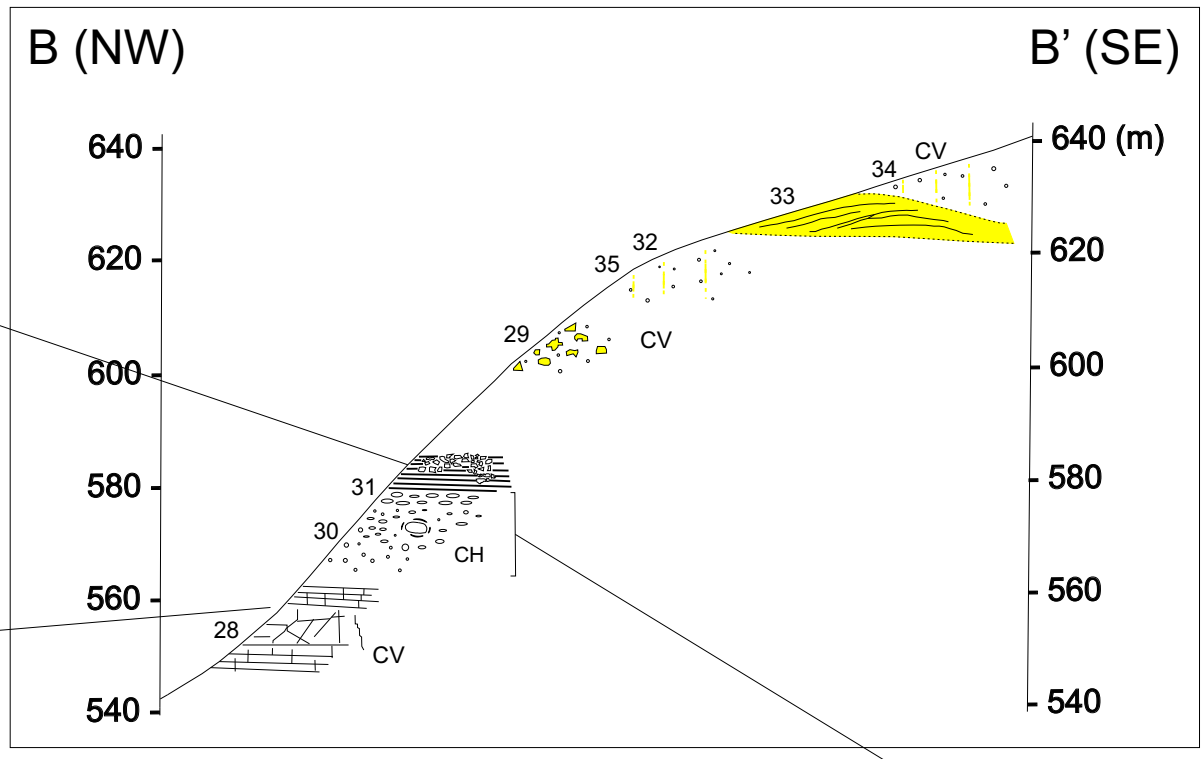




Brechas de interação lava/sedimento (A = Arenito; T = Traquidacito)

‘Vitrófiro’ de topo de derrame

Brecha do tipo “jostle”



Traquidacito mais maciço em baixo,com desplacamentocerrado em cima

B - B’

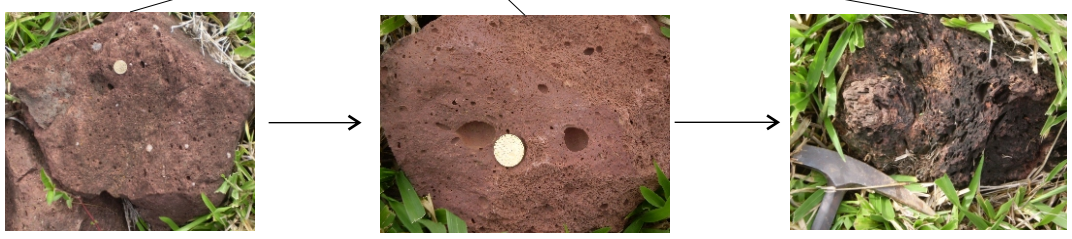
0 111 m

Escala horizontal

0 30 m

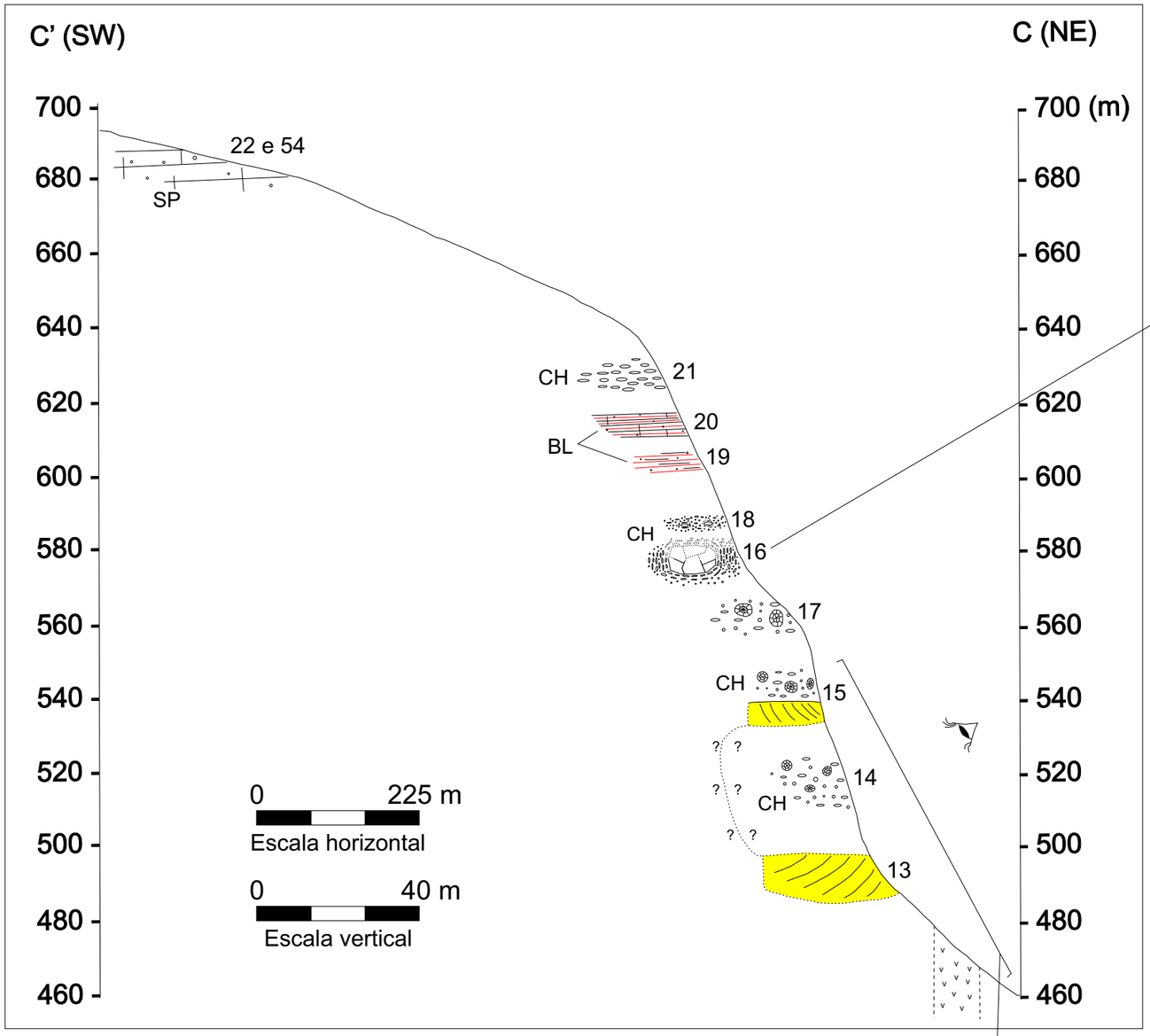
Escala vertical

Contato entre traquidacito vesiculado em baixo e escoriáceo em cima

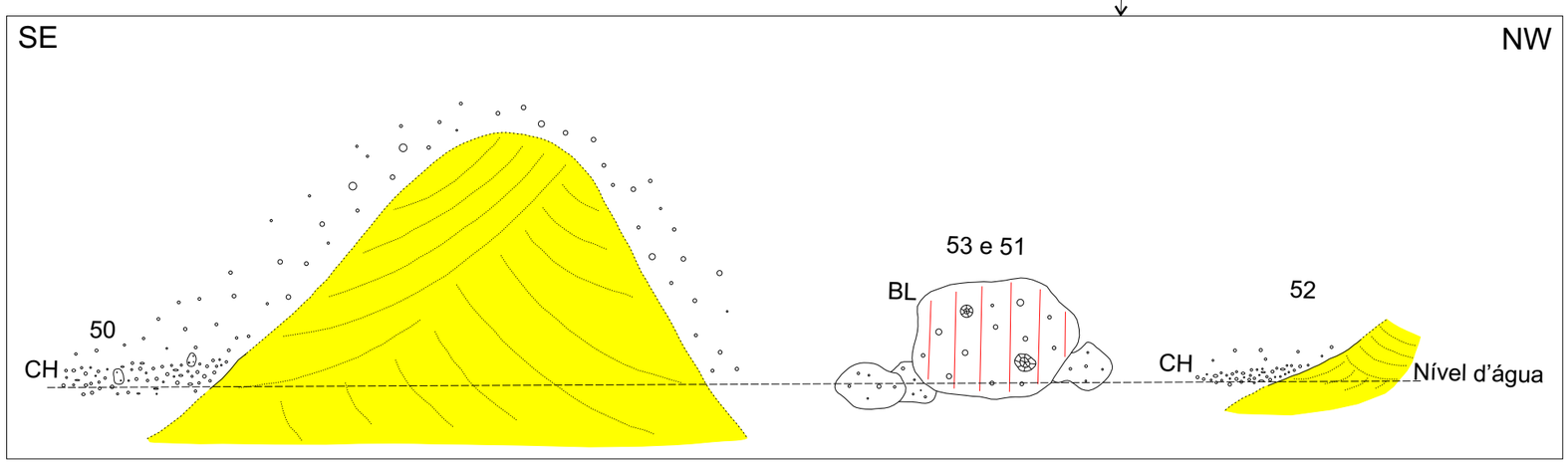


Mudanças no grau de vesicularidade da rocha: pouco vesiculada - vesiculada - escoriácea

Perfil C - C’



(a) Panorama do afloramento 16, mostrando partes maciças do traquidacito intercaladas a material vesiculado a escoriáceo; (b) parte maciça em formato de ‘canal’ em contato com traquidacito escoriáceo; c) contato entre a porção maciça, à esquerda, e a porção escoriácea à direita; (d) detalhe do traquidacito escoriáceo.

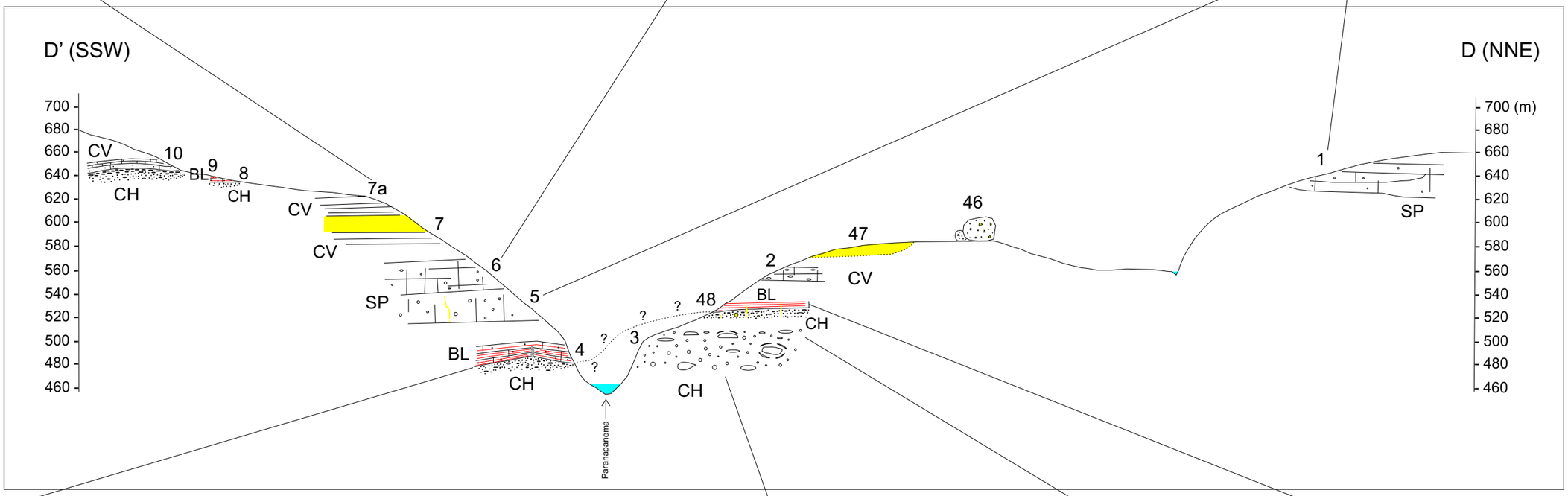


Afloramento 50 - contato entre o traquidacito ‘chocolate’ escoriáceo e o arenito

Afloramento 50 - bloco de traquidacito cinza vítreo vesiculado (pontilhado) em traquidacito ‘chocolate’ escoriáceo

Perfil D - D’

Traquidacito maciço, de textura sal e pimenta, com vesículas milimétricas a centimétricas (direita), e geodos (esquerda)



Traquidacito com laminação de fluxo

Detalhe do contato

Traquidacito cinza vítreo com bandamento de fluxo

Vesículas estiradas no traquidacito;
à direita observa-se uma grande vesícula que deformou vesículas menores que estavam em volta

0 855 m
Escala horizontal

0 150 m
Escala vertical