NÃO CIRCULA

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**BACIA DE CAMPO ALEGRE-SC ASPECTOS
PETROLÓGICOS, ESTRATIGRÁFICOS E
CARACTERIZAÇÃO GEOTECTÔNICA**

SÉRGIO BRANDOLISE CITRONI

Orientador: Prof. Dr. Miguel Angelo Stipp Basei

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO JULGADORA

Nome	Assinatura
Presidente: Prof. Dr. Miguel Angelo Stipp Basei
Examinadores: Prof. Dr. Benjamim Bley de Brito Neves
Prof. Dr. Mário Mazzoni
Prof. Dr. Paulo Sergio Gomes Paim
Prof. Dr. Renato Rodolfo Andreis

SÃO PAULO
1998

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**BACIA DE CAMPO ALEGRE-SC
ASPECTOS PETROLÓGICOS, ESTRATIGRÁFICOS E
CARACTERIZAÇÃO GEOTECTÔNICA**

Sérgio Brandolise Citroni

Orientador: Prof. Dr. Miguel Angelo Stipp Basei

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

DEDALUS - Acervo - IGC

30900008054

**SÃO PAULO
1998**

SUMÁRIO

1 – INTRODUÇÃO.....	1
2 – MÉTODOS E TÉCNICAS.....	4
3 – GEOLOGIA REGIONAL – Caracterização tectônica dos terrenos do Maciço de Joinville.....	7
3.1 – Maciço de Joinville	7
3.2 – Cinturão Dom Feliciano.....	13
3.3 – Granitóides Brasileiros.....	14
3.4 – Bacias vulcano-sedimentares Neoproterozóicas.....	17
3.5 – Modelo evolutivo do Maciço de Joinville.....	22
4 – CLASSIFICAÇÃO E CARACTERÍSTICAS DE ROCHAS VULCANOCLÁSTICAS.....	25
4.1 – Definições.....	25
4.2 – Classificação e reconhecimento das rochas piroclásticas.....	31
4.3 – Aspectos descritivos para a determinação da gênese de depósitos vulcanoclásticos antigos.....	35
4.4 – Classificação genética de depósitos modernos.....	38
4.5 – Classificação litológica (não genética) de depósitos piroclásticos modernos.....	47
4.6 – Nomenclatura de rochas autoclásticas, aloclásticas e hialoclásticas.....	48
5 – BACIA DE CAMPO ALEGRE – Situação regional.....	50
5.1 – Trabalhos anteriores.....	50
5.2 – Quadro estrutural regional.....	51
6 – UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS.....	54
6.1 – Grupo Bateias – Sedimentação terrígena inicial.....	55
6.2 – Grupo Campo Alegre – Clímax da atividade vulcânica.....	70
6.3 – Formação Arroio Água Fria.....	80
6.4 – Formação Rio do Turvo – Sedimentação intracaldeira.....	81
6.5 – Quadro estratigráfico.....	82
7 – GEOLOGIA ESTRUTURAL LOCAL.....	97
7.1 – Geometria dos falhamentos.....	101
7.2 – Bacia de Corupá.....	101
8 – HIPÓTESES SOBRE A EVOLUÇÃO PALEOGEOGRÁFICA DA BACIA DE CAMPO ALEGRE.....	110
8.1 – Edifícios vulcânicos.....	116
9 – GEOQUÍMICA E PETROLOGIA DAS LAVAS DA BACIA DE CAMPO ALEGRE.....	119
9.1 – Mineralogia.....	119
9.2 – Diagramas de variação e trends evolutivos.....	120
9.3 – Padrões de terras raras.....	148
9.4 – Outros diagramas multielementos.....	155
9.5 – Isótopos.....	161
9.6 – Diagramas discriminantes.....	164
10 – DISCUSSÕES E CONCLUSÕES.....	170

Agradecimentos

Agradeço ao meu orientador, Prof. Dr. Miguel Angelo Stipp Basei, aos professores do Instituto de Geociências Prof. Dr. Benjamin Bley De Brito, Prof. Dr. Ian McRaeth, Prof. Dr. Silvio Vlach e Prof. Dr. Osvaldo Siga Jr.; ao Prof. Dr. José Manoel Reis Neto da Universidade Federal do Paraná, ao Prof. Dr. Mario Mazzoni da Universidade de La Plata e ao Prof. Dr. Renato R. Andreis da Universidade Federal do Rio de Janeiro, a todos os colegas da pós-graduação, especialmente a Ossama Mohamed Harara; e a todos os funcionários do Centro de Pesquisas Geocronológicas, em especial a Key Sato, por ter conseguido obter os dados do espectrômetro a tempo de constarem nesta tese.

Agradeço ainda à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo por ter financiado esta pesquisa.

Resumo

A Bacia de Campo Alegre situa-se no nordeste do Estado de Santa Catarina, cobrindo uma área de cerca de 500 km². É preenchida por sedimentos epiclásticos, piroclásticos e por grande volume de lavas básicas e ácidas, principalmente de composição traquítica. As litologias presentes foram agrupadas em dez formações:

- Formação Papanduvinha, correspondendo a conglomerados de leques aluviais.
- Formação São Bento do Sul, formada por conglomerados e arenitos subordinados de ambiente fluvial entrelaçado.
- Formação Rio do Bugre, com arenitos e pelitos fluviais e de ambiente subaquático ainda não determinado.
- Formação Corupá, turbiditos e arenitos, restrita à Sub-bacia de Corupá; estas quatro primeiras formações são agrupadas dentro do Grupo Bateias.
- Formação Rio Negrinho, constituída por lavas basálticas, andesíticas e traquíticas, intercaladas com pelitos laminados, as lavas básicas apresentam-se localmente como derrames subaquosos.
- Formação Avenca Grande, formada por fluxos ignimbriticos ácidos, parcialmente intercalados aos basaltos e parcialmente aos pelitos da Formação Rio Negrinho.
- Formação São Miguel, principal unidade vulcânica, com lavas traquíticas, quartzo-traquíticas e riolíticas, além de ignimbritos.
- Formação Fazenda Uirapuru, brecha piroclástica recoberta por derrames de lavas ácidas; essas quatro formações foram reunidas dentro do Grupo Campo Alegre.
- Formação Rio do Turvo, sedimentos pelíticos com forte contribuição de tufos vítreos finos, depositados em ambiente subaquoso, com intercalações de ignimbritos e lavas riolíticas muito subordinadas.
- Formação Arroio Água Fria, unidade constituída por lavas riolíticas vítreas, tufos e ignimbritos subordinados.

A Bacia de Campo Alegre insere-se nos terrenos do embasamento Pré-cambriano dos estados de Santa Catarina e Paraná. Sua gênese e desenvolvimento relacionam-se com a colisão entre as microplacas Curitiba e Luís Alves, estando situada na margem norte desta última, ativada pela colisão.

A sucessão estratigráfica registra as fases finais desse processo colisional. Os leques aluviais da Formação Papanduvinha derivaram da cadeia montanhosa, situada a norte, elevada nessa colisão, os depósitos fluviais da Formação São Bento correspondem a um sistema aluvial entrelaçado correndo perpendicularmente a esses leques, de leste para oeste. A composição dos clastos desses conglomerados indica procedência a partir do norte, onde edifícios vulcânicos estavam sendo desmantelados. Esse vulcanismo possivelmente estava associado à colisão.

A compressão com direção aproximada NW-SE gerada pela convergência entre as microplacas produziu um esforço distensivo em alto ângulo, materializado em falhas de direção NNW, responsáveis pela individualização e configuração da Bacia de Campo Alegre e condicionaram a direção de colocação das lavas, especificamente das pertencentes à Formação Rio Negrinho.

Após a deposição da Formação Rio Negrinho a evolução da Bacia passa a ser controlada pela atividade vulcânica. O vulcanismo da Formação São Miguel é acompanhado pelo soerguimento regional, com progressivo abatimento de uma caldeira central. O evento explosivo associado à Formação Fazenda Uirapuru parece representar

uma aceleração brusca no abatimento da caldeira, com a formação de um lago de cratera, onde teve lugar a deposição da Formação Rio do Turvo. As lavas mais ácidas, ignimbritos e tufos da Formação Arroio Água Fria são os produtos da fase final do vulcanismo na Bacia de Campo Alegre.

Análises geoquímicas sugerem que o magmatismo da Bacia de Campo Alegre evoluiu de lavas mais básicas para mais ácidas principalmente através de processos de cristalização fracionada, processos de contaminação crustal parecem terem sido subordinados. Idades modelo Sm-Nd sugerem que os magmas das lavas da Bacia de Campo Alegre e de vários maciços graníticos vizinhos derivaram da fusão do manto litosférico, diferenciado da astenosfera por volta de 2,0 Ga.

As idades obtidas para a cristalização das lavas ácidas da Formação Rio Negrinho pelos métodos U-Pb em zircões e Rb-Sr isocrônico são coincidentes em torno de 570 ± 30 Ma.

Abstract

The Campo Alegre Basin is located in the northeastern part of the Santa Catarina State, covering an area of 500 km². The basin is filled by epiclastic and pyroclastic sediments, and a large volume of basic to acid lavas, mainly of trachytic composition. The observed lithologies were grouped in ten formations:

- Papanduvinha Formation, with conglomerates from alluvial fans.
- São Bento do Sul Formation, conglomerates and subordinate sandstones of a braided fluvial environment.
- Rio do Bugre Formation, with fluvial sandstones and pelites of a subaqueous environment, not yet discriminated.
- Corupá Formation, turbidites and subaqueous sandstones, restricted to the Corupá sub-basin; these four formations compose the Bateias Group.
- Rio Negrinho Formation, basaltic, andesitic and trachytic lavas, interlayered with subaqueous laminated pelites, the basic lavas were locally deposited as subaqueous flows.
- Avenca Grande Formation, acidic ignimbritic flows, partly interlayered with the basalts and partly with the pelitic sediments of the Rio Negrinho Formation.
- São Miguel Formation, the main volcanic unit, with trachytic, quartz-trachytic and rhyolitic lavas, also with ignimbrites.
- Fazenda Uirapuru Formation, pyroclastic breccia covered by acid lava flows; these four units are grouped in the Campo Alegre Group.
- Rio do Turvo Formation, pelitic sediments with a large vitreous pyroclastic fall contribution (tuffs and tuffites) and intercalations of ignimbrites and very subordinate rhyolitic lavas.
- Arroio Água Fria Formation, unit composed by vitreous rhyolitic lavas and subordinate tuffs and ignimbrites.

The Campo Alegre Basin is inserted in the Precambrian basement terranes of Paraná and Santa Catarina States. Its genesis and evolution are related with the collision between the Curitiba and Luís Alves Microplates, the basin being located in the activated northern border of the latter.

The stratigraphic succession records the later stages of the collisional process. The alluvial fans of the Papanduvinha Formation were derived from the northern mountains formed during the collision, the braided fluvial deposits of the São Bento do Sul Formation correspond to a perpendicular fluvial system, running from west to east. The composition of the clasts of these conglomerates point to a source in the north, where a volcanic edifice was being eroded. It is possible that this volcanic area was related to the collisional process.

The NW-SE compression produced by the convergence between the microplates has produced a high angle distensional stress, developing NNW faults, associated to the individualization of Campo Alegre Basin, and conditioning the lava ascent, specifically of the Rio Negrinho flows and dikes.

After the deposition of the Rio Negrinho Formation, the basin control and evolution was conditioned by the volcanic activity. The volcanism of the São Miguel Formation was followed by the regional uplift, with the progressive central caldera subsidence. The explosive event associated with the Fazenda Uirapuru Formation may represent a sudden collapse of the caldera, with the formation of a crater lake, where the Rio do Turvo Formation was deposited. The more acidic lavas and the tuffs of the Arroio Água Fria Formation were the products of the later stages of the Campo Alegre Basin volcanism.

Geochemical analysis suggest that the Campo Alegre Basin magmatism evolved from basic to acidic lavas mainly by fractional cristallization processes, crustal contamination played a subordinate role. Sm-Nd model ages indicate that the Campo Alegre Basin magmas and also the associated alkaline-peralkalinegranitoids of the Serra do Mar Suite were derived from a lithospheric mantle, diferentiated from the asthenosphere arround 2.0 Ga.

The U-Pb and Rb-Sr data indicate an age of 570 ± 30 Ma in the cristallization of the volcanic rocks.

BACIA DE CAMPO ALEGRE - SC

Aspectos petrológicos, estratigráficos e caracterização geotectônica

1 - Introdução

O Ciclo Brasileiro nas regiões Sul e Sudeste do Brasil é marcado pela presença de importante magmatismo granítico intrusivo que se estende desde as primeiras etapas do ciclo, até as fases pós-tectônicas. Com base em características estruturais, mineralógicas e geoquímicas, o magmatismo pode ser distinguido entre essas várias etapas: granitóides pré-tectônicos, sin-tectônicos, tardi-tectônicos e pós-tectônicos.

O magmatismo pós-tectônico é citado autores como possuindo características anorogênicas e tem seus equivalentes vulcânicos preservados em uma série de bacias nos estados do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. Tais bacias tem sido consideradas "bacias molássicas" por vários autores (Almeida, 1967; Basei, 1985; Kaul, 1982, 1989, 1997), uma vez que pós-datariam os principais movimentos tectônicos (orogênicos) observados nos cinturões de dobramento vizinhos.

Neste trabalho apresentamos os resultados dos levantamentos realizados a partir de 1993 na área de uma dessas bacias: a Bacia de Campo Alegre (figura 1.1), no extremo norte do Estado de Santa Catarina. Sua área de afloramento (juntamente com a da Sub-bacia de Corupá situada logo a sul) está situada nas cartas (escala 1:50.000) de Campo Alegre (MI-2869/1) a noroeste, de São Miguel (MI-2869/2) a nordeste, de São Bento do Sul (MI-2869/3) a sudoeste, e de Jaraguá do Sul (MI-2869/4) a sudeste.

O acesso à área de estudo é feito a partir de Curitiba pela Rodovia BR-116 até o acesso a Agudos do Sul, através da Rodovia PR-281, seguindo então pela rodovia PR-420 e SC-301, até o entroncamento com a SC-280, nas proximidades de São Bento do Sul, segue-se por esta última rodovia para leste (em direção a Joinville), até a Cidade de Campo Alegre. Esta rodovia é o principal meio de acesso a toda porção norte e central da Bacia de Campo Alegre.

Para atingir-se a Sub-bacia de Corupá prossegue-se de São Bento do Sul até Corupá pela Rodovia SC-301.

Com superfície de cerca de 500 Km², a bacia é preenchida por rochas sedimentares derivadas de processos epigenéticos e vulcânicos, e por importante volume de lavas básicas a ácidas. A presença de rochas vulcânicas foi reconhecida primeiramente por Almeida (1949), tendo sido estudada em detalhe por Ebert (1971) que estabeleceu uma estratigrafia que serviu de base para os estudos desenvolvidos posteriormente, inclusive esta tese.

Pouco a norte da bacia situa-se o limite entre os domínios Luís Alves e Curitiba, na região de Piên, PR, conforme definidos por Siga Jr. (1995). Nessa região observam-se rochas máficas e ultramáficas associadas com uma zona de cisalhamento que imprime texturas miloníticas em gnaisses e granitóides intrusivos (Zona de cisalhamento Mandirituba-Piraquara ou Faixa de Cisalhamento de Piên). A natureza dessa descontinuidade é ainda uma questão em aberto, mas representa obviamente uma colagem tectônica entre dois terrenos com histórias geológicas distintas: a norte o Terreno Curitiba e a sul o Luís Alves.

Conforme discutiremos adiante, para Machiavelli (1991), essa faixa seria uma sutura ofiolítica, formada a partir do fechamento de um oceano por volta de 600 Ma, com a intrusão e posterior milonitização de corpos graníticos da Suíte Rio Piên

com a intrusão e posterior milonitização de corpos graníticos da Suíte Rio Piên (originados em um arco magmático). Já para Siga Jr. (op. cit.), a descontinuidade entre esses dois terrenos seria de menor importância, pois eles constituiriam uma única grande unidade tectônica: a Microplaca Luís Alves, com o Terreno Curitiba correspondendo à borda dessa microplaca, envolvida no processo tectônico que afetou ao Cinturão Ribeira no Neoproterozóico. Os granitóides miloníticos (Suíte Rio Piên) teriam sido gerados e deformados em ambiente transcorrente, e datariam os últimos estágios de deformação da área (615 ± 30 Ma).

A partir de três passos básicos: (1) determinação das características de seu preenchimento, distinguindo lavas, sedimentos vulcanoclásticos e terrígenos, e conseqüentemente classificando corretamente essas litologias; (2) identificação do arranjo de fácies vulcânicas e sedimentares presente nessas litologias, determinando a provável paleogeografia da bacia; e (3) determinação dos possíveis eventos tectônicos que deram origem e acompanharam sua evolução, o presente estudo pretende ter servido de contribuição com os esforços para, além de identificar a história geológica da Bacia de Campo Alegre, elucidar as questões a respeito da natureza desse limite tectônico e, conseqüentemente, sobre as relações existentes entre os vários terrenos presentes na área.

Figura 1.1 - Mapa planimétrico da região da Bacia de Campo Alegre, o contorno em vermelho representa a área mostrada no mapa geológico do anexo 1, e o contorno em roxo a área estudada com maior detalhe. Extraído da Folha de Joinville, escala 1:250.000 - IBGE.

2 - Métodos e Técnicas

O objeto de estudo apresenta a característica bastante peculiar de tratar-se de uma bacia sedimentar com preenchimento vulcano-derivado largamente dominante sobre a sedimentação terrígena "normal". Essa característica abriu um amplo leque de possibilidades para seu estudo: poderia ser tratada sob o ponto de vista estratigráfico/estrutural, petrográfico/geoquímico/petroológico, geocronológico, ou ainda vulcanológico estritamente físico/petrográfico (descritivo).

Diante dessa ampla gama de enfoques possíveis surgiu um dilema entre a análise detalhada sob um desses enfoques ou a realização de análises mais superficiais com a aplicação do maior número de métodos possível ao problema. Como a Bacia de Campo Alegre era ainda carente de estudos básicos, sendo desconhecidos vários aspectos de sua geologia, e, principalmente, por ser objetivo deste estudo a obtenção de um quadro tectônico integrado, decidiu-se pela segunda opção: Revisão dos dados de campo e estratigráficos até então disponíveis, trabalho de campo de médio detalhe (escala 1:50.000), petrografia intensiva e extensiva para a correta caracterização das litologias vulcano-derivadas ali presentes e algumas análises químicas e geocronológicas que visassem fornecer um volume inicial de informações, per si capazes de construir um modelo para a gênese e evolução tectônica dessa estrutura, mas principalmente com o intuito de abrir novos caminhos no estudo dessa bacia pequena mas complexa sob vários pontos de vista.

Essa escolha obrigou-nos a restringir o estudo a um segmento (extenso) da bacia, visto ser sua área total muito grande. O trecho geográfico escolhido situa-se nas suas porções norte e central, pois essa região oferece os problemas mais interessantes para a identificação das características do vulcanismo e melhores condições de acesso além de possuir boa densidade de afloramentos, permitindo ainda a visualização completa da sucessão estratigráfica. Ainda assim, pontos situados na porção sul da Bacia de Campo Alegre e na Bacia de Corupá também foram analisados.

Trabalhos de Campo: O estudo da Bacia de Campo Alegre iniciou-se com a obtenção de dados de campo, através de técnicas de mapeamento geológico. Entre esses dados incluem-se o reconhecimento de mineralogias, texturas e estruturas primárias e tectônicas presentes nas rochas da área estudada. Através desses procedimentos foi possível estabelecer uma nova estratigrafia mais detalhada que aquelas propostas anteriormente (Ebert, 1971 e Daitx e Carvalho, 1981).

O reconhecimento das rochas vulcanoclásticas constituiu-se em um problema particular, tendo sido necessária uma revisão detalhada da literatura a respeito da classificação das rochas vulcanoclásticas (ver capítulo 4). Mesmo com esses cuidados, apenas as observações de campo não foram suficientes para a completa identificação de algumas litologias, nesses casos foram utilizados termos genéricos até que a análise petrográfica tivesse superado essa dificuldade.

Apresentando um padrão estrutural relativamente simples, os dados estruturais coletados permitiram a determinação das direções dos esforços tectônicos que atuaram sobre a bacia.

O reconhecimento das litologias e de suas relações estruturais possibilitou a identificação do arranjo estratigráfico e a reconstrução paleoambiental das várias etapas da bacia, medidas de paleocorrentes obtidas para os sedimentos basais complementaram essa reconstrução.

Petrografia: A microscopia petrográfica mostrou-se ferramenta essencial para o estudo de uma bacia com as características da Bacia de Campo Alegre, tendo sido especialmente importante para o reconhecimento e a diferenciação entre sedimentos

terrígenos e vulcanoclásticos, bem como entre fluxos piroclásticos e lavas. Sem ele, muitos afloramentos seriam caracterizados de maneira bastante equivocada, de forma que essa técnica se mostrou essencial no estudo de terrenos com a presença de manifestações vulcanoclásticas. Uma das unidades estratigráficas inclusive só pode ser indenticada após esses estudos.

Foram estudadas mais de 300 lâminas, entre as quais prevalecem largamente as rochas vulcânicas, seguidas das vulcanoclásticas e das sedimentares terrígenas. Em número mais reduzido foram analisadas amostras de gnaisses do embasamento, de granitóides intrusivos e de seixos de conglomerados. As descrições de lâminas das rochas do embasamento e dos granitos anorogênicos apresentadas por outros autores (Siga Jr., 1995; Harara, 1993, Machiavelli, 1991 e Kaul, 1997) também foram usadas para a elaboração desta tese.

Geoquímica: Os dados geoquímicos de 25 amostras, sendo 20 de lavas da Bacia de Campo Alegre, foram analisados para complementar a classificação das litologias determinadas com base na petrografia, para obter dados para a elaboração de um modelo inicial de evolução petrológica e caracterizar o ambiente tectônico do magmatismo.

Para essas análises, as amostras foram fragmentadas retirando-se previamente as porções com sinais de alteração. Os fragmentos foram quarteados e em seguida pulverizados em moinho de bolas. Uma parte do pó assim obtido foi enviado ao laboratório *Activation Laboratories* (Canadá) para a determinação de elementos maiores, menores, traços e terras raras. O método analítico empregado foi o de Espectrometria de Emissão Induzida de Plasma (ICP), possibilitando a análise de elementos maiores, menores e terras raras, com boa sensibilidade.

A comparação dessas análises com dezenas de outras pertencentes a granitóides e lavas associadas, vizinhos à bacia, serviram para o teste de algumas hipóteses petrogenéticas para o magmatismo das fases orogênicas finais na região do Maciço de Joinville. Em que pesem as diferenças de resultados inerentes à utilização de metodologias distintas, acreditamos que essas diferenças não sejam significativas por se tratar de um estudo comparativo inicial.

Também foi feito o uso de diagramas de discriminação tectônica, através dos quais se poderia teoricamente determinar o ambiente tectônico de formação dessas rochas a partir de sua composição química. É muito discutida a validade desses diagramas diante do grande número de variáveis que podem afetar a composição final de lavas, portanto esses diagramas só foram utilizados com critérios bastante rígidos, não sendo considerados seus resultados como absolutos, dando-se preferência à comparações diretas entre as amostras da Bacia de Campo Alegre e das ocorrências da vizinhança e com rochas de ambientes tectônicos conhecidos de outras partes do mundo.

Geocronologia: Estudos geocronológicos envolveram análises através das metodologias U-Pb, Rb-Sr e Sm-Nd (TDM), na tentativa de determinar com maior precisão a época de formação dessas rochas e obter alguns parâmetros petrogenéticos adicionais.

O método U-Pb é o mais indicado para a obtenção de idades geocronológicas da cristalização dessas lavas, embora os zircões presentes nas rochas sejam pequenos e geralmente apresentem inclusões. Apenas uma amostra foi processada até o final, sua preparação constou da moagem de perto de 30 kg de material inicial coletado em um mesmo afloramento. Como se tratava de uma rocha vulcânica muito fina, a granulometria do material escolhido foi de menos de 100 e mais de 200 mesh,

mesmo assim vários grãos apresentaram-se agregados, especialmente com óxidos de ferro (magnetita e hematita).

Em uma segunda amostra coletada para a separação de zircões com um peso inicial bem menor que o da primeira, não foi possível a obtenção de quantidades detectáveis de zircão, tendo sido abandonado seu processamento.

O processo de separação seguiu o procedimento tradicional, com remoção de material magnético através de imã e passagens sucessivas pelo Frantz. Posteriormente os minerais leves foram separados dos pesados através do bromofórmio. A análise do material revelou então que o mesmo continha agregados de quartzo e hematita e grãos de feldspato com óxidos, tendo portanto de ser tratada com ácido para a liberação dessas partículas, que passaram posteriormente por uma nova separação por líquidos pesados.

Diante disso, a preparação de uma única amostra tomou um tempo muito longo, inviabilizando a obtenção de dados adicionais. Entretanto, como trata-se de um afloramento já estudado anteriormente os novos dados puderam ser agregados para aumentar a precisão da determinação. Os resultados obtidos, entretanto foram pouco satisfatórios.

As análises pelos métodos Sm-Nd e Rb-Sr foram aplicadas a amostras de rocha total, uma vez que a separação de minerais muito finos, e reconhecíveis apenas como fenocristais em boa parte das lavas, com certeza demandaria um tempo também muito longo, com resultados semelhantes àqueles obtidos pelo método U-Pb.

O processamento das amostras para análise de Rocha Total iniciou-se com a escolha das amostras menos alteradas em amostras de mão e em lâminas e que apresentavam menores valores de perda ao fogo nas análises químicas previamente realizadas.

As amostras foram trituradas, quarteadas e depois pulverizadas em um moinho de bolas. As amostras para o método de Rb-Sr tiveram a dosagem dos elementos Rb e Sr determinados através da fluorescência de Raios-X para a identificação das amostras com maiores variações das razões Rb/Sr e para determinar quais necessitavam da agregação de Spike para as análises (teores de Rb e/ou Sr inferiores a 50 ppm).

As amostras escolhidas (12 para Rb-Sr e sete para Sm-Nd), foram então dissolvidas com ácido fluorídrico e em seguida encaminhadas para a separação dos elementos químicos através de colunas de troca catiônicas (resina AG50W X8) para as amostras da metodologia samário-neodímio a separação entre esses elementos e as demais terras raras é feita através de coluna secundária de pó de teflon.

Os elementos assim separados foram depois analisados em suas proporções isotópicas através do espectrometro de massas. Apenas parte dessas análises tiveram suas análises concluídas.

A metodologia Rb-Sr não seria utilizada a princípio: a presença quase generalizada de algum tipo de alteração poderia causar o fracionamento entre Rb e Sr, invalidando qualquer resultado. Entretanto, uma vez que essa alteração poderia estar relacionada com estágios hidrotermais tardios do vulcanismo gerador dessas rochas, acreditamos que seria possível obter uma idade compatível com a história da bacia e com as idades já disponíveis.

Foi obtida uma isócrona, para amostras colhidas em afloramentos das rochas vulcânicas ácidas da Formação Rio Negrinho. Adicionalmente dados de rochas de outras unidades foram analisados para a identificação de possíveis correlações, se não cronológicas, pelo menos petrológicas, porém sem sucesso.

A metodologia Sm-Nd TDM forneceu a suposta idade de diferenciação do protólito do manto, de forma que, embora os resultados não tenham significado

enquanto idade do vulcanismo, os resultados obtidos foram aqueles com maior significado na interpretação da gênese do vulcanismo.

3 - Geologia Regional

Caracterização tectônica dos terrenos do Maciço de Joinville e áreas adjacentes

3.1 - Maciço de Joinville

O Maciço de Joinville é um terreno estável desde o Ciclo Transamazônico, tendo servido de antepaís para as faixas de dobramento Ribeira e Dom Feliciano. Tal estabilidade, marcada pela ausência de rochas com idades mais jovens, é manifesta especialmente em sua porção meridional. Limita-se, respectivamente a norte e a sul com cinturões de dobramento Ribeira e Dom Feliciano. Conforme definido por Basei (1990) e Siga Jr. et al. (1990a), o maciço seria uma área produzida pela justaposição tectônica de três terrenos distintos, cobrindo superfície de mais de 16.000 Km².

Esses três terrenos, ou domínios, podem ser distinguidos em função de suas características estruturais, litológicas e geocronológicas. Foram denominados por Basei et al. (1992) Microplaca Curitiba, Microplaca Luís Alves e Cinturão Granitóide Costeiro; Siga Jr. (1995) utiliza denominações alternativas: respectivamente Domínio Curitiba, Domínio Luís Alves e Domínio Paranaguá. Uma visão geral desses domínios é mostrada na figura 3.1.

3.1.1 - Domínio Curitiba

A Microplaca, ou Domínio, Curitiba ocupa a porção norte, entre as cidades de Colombo e Piên, no Estado do Paraná. É uma faixa relativamente estreita (50-60 Km) e alongada no sentido NE-SW. Limita-se através de zonas de cisalhamento: a NW com os metassedimentos dos Grupos Açungui e Setuva, estando ainda presentes extensos corpos de granitóides (Suíte Três Córregos), que marcam a borda do Cráton do Paraná. A sudeste limita-se com os gnaisses granulíticos da Microplaca Luís Alves, através de uma complexa zona formada por granitóides deformados, rochas miloníticas e rochas metabásicas / metaultrabásicas.

Segundo Siga Jr. (1995), a norte de Curitiba predominam corpos de rochas gnaissico-granulíticas, de granulação média, com composições mangeríticas a noríticas. Têm textura granoblástica, por vezes protomilonítica, com plagioclásio, K-feldspato, quartzo, hornblenda, piroxênios e granada. A foliação é definida por forte estiramento e achatamento mineral.

A sudeste de Curitiba aparecem dois tipos principais de gnaisses: o primeiro com mesossoma de biotita-anfibólio gnaisse e leucossoma tonalito-granodiorítico, mais a sul predominam gnaisses bandados de composição granítico-granodiorítica. Têm granulação média e texturas granonematoblásticas, granolepidoblásticas e granoblásticas. Sua composição é normalmente leucocrática. São comuns as intercalações de corpos anfibolíticos e xistos magnesianos, de dimensões centimétricas a métricas.

O limite norte dos gnaisses desse domínio é marcado por uma zona de cavalgamento que lhes sobrepõe os metassedimentos do Grupo Açungui, e por um extenso corpo granítico (Três Córregos). A sul, o limite é marcado pela zona de cisalhamento Mandirituba-Piraquara, que separa os gnaisses de granitóides deformados. Esses granitóides compõem a Suíte Granítica Rio Piên, com granulação média a grossa, cor cinza-rosada, leucocrática, tendo sido interpretados como pertencentes às raízes de um provável arco magmático do Proterozóico Superior (Machiavelli, 1991).

Dados petrográficos indicam que a paragênese dos gnaisses desenvolveu-se a partir de associações de mais alto grau (localmente granulito). Também existindo associações retrometamórficas de baixo grau (Siga Jr., 1995). É um terreno de evolução geológica complexa, com rochas arqueanas e transamazônicas retrabalhadas e migmatizadas no Ciclo Brasileiro, com intrusões granitóides também relacionáveis a esse evento.

3.1.2 - Domínio Luís Alves

A sul, a Microplaca Luís Alves (Basei et al., 1992), ou Domínio Luís Alves (Siga Jr., 1995) é constituída por ortogranulitos, derivados de uma suíte ígnea básica-intermediária-ácida, de composição tonalito-granodiorítica, com diferenciados básicos subordinados (Figueiredo et al., 1991). Em volumes mais restritos aparecem paraganulitos e migmatitos. Essas litologias foram denominadas por Hartman et al. (1979) de Complexo Granulítico de Santa Catarina. Esse domínio localiza-se principalmente no território catarinense, com uma extensão estreita que segue para nordeste, na direção de Morretes e Serra Negra (PR), separando os domínios Curitiba e Paranaguá (Siga Jr., 1995).

As rochas gnaissicas regionais apresentam granulação fina a média, são leuco a mesocráticas, foliadas a bandadas, se caracterizando pela alternância de níveis milimétricos a centimétricos quartzo-feldspáticos e máficos (anfibólios, piroxênios, biotitas).

Porções de aspecto ígneo e composições enderbíticas a charnoenderbíticas podem constituir litotipos locais predominantes. Ocorrem ainda migmatitos com bandas félsicas (quartzo-feldspáticas) e máficas (biotita, anfibólio e mais raramente piroxênios e granadas), intercaladas a bandas centimétrica a métricas de gnaisses granulíticos.

Faixas de cisalhamento de direções WNW-ESE e NE-SW são comuns nesse domínio, desenvolvendo gnaisses cataclásticos ou miloníticos de granulação fina. Feições de migmatização e milonitização estão presentes principalmente nas proximidades das zonas de contato com os domínios adjacentes (Curitiba, Paranaguá e Cinturão Dom Feliciano).

Subordinadamente ocorrem ainda rochas quartzíticas, formações ferríferas, gnaisses calciossilicáticos e gnaisses kinzigíticos, normalmente como pequenas lentes.

Característica do Domínio Luís Alves é a presença de corpos básico-ultrabásicos de piroxênitos, metagabro-noritos, anfibolitos e xistos magnesianos, com dimensões que vão de poucos decímetros a dezenas de metros de largura que atingem centenas de metros de comprimento. Apresentam limites concordantes com as direções estruturais dos gnaisses granulíticos.

É possível observar que a porção norte desse domínio é marcada pela presença de granitóides alcalinos e bacias "molássicas" (entre as quais se inclui a de Campo Alegre) com idades brasileiras. A sul da Bacia de Corupá (e do linemanto Corupá mais para leste, Kaul, 1997) não identificam-se mais ocorrências de rochas brasileiras, sejam elas granitos ou sedimentos. É provável que essa seja uma descontinuidade interna ao Domínio Luís Alves, em termos descritivos podemos identificar a porção norte como um "maciço marginal", ou uma "paraplataforma", afetado pelos eventos registrados no contato entre os domínios Luís Alves e Curitiba, durante o Brasileiro, já a porção sul corresponderia ao verdadeiro "Cráton Luís Alves" de Kaul (1979, 1980, 1982), tendo ficado livre de qualquer manifestação tectônica após o Transamazônico.

3.1.3 - Zona de Cisalhamento de Piên

No limite entre os dois domínios ocorre uma faixa de granitóides calcio-alcalinos milonitizados: a Suíte Rio Piên (Machiavelli, 1991). O autor identifica características geoquímicas e petrográficas que sugerem que tais granitóides teriam se formado em um ambiente de arco magmático continental formado em crosta continental atenuada (ver abaixo).

São compostos por plagioclásio (albita) (33 a 60%), feldspato potássico (microclínio e ortoclásio) (15 a 35%), quartzo (8 a 25%), contendo ainda hornblenda (0 a 10%) e biotita (2 a 10%). O autor define três fácies para esses granitóides, com diferentes características petrográficas e estruturais. Composicionalmente podem ser identificados granodioritos, quartzo-monzodioritos e monzogranitos (Harara, 1996).

Apresentam granulação média a grossa, com cores vermelhas a cinzentas, apresentando megacristais centimétricos de feldspatos. Apresentam forte foliação milonítica heterogênea, variando de proto-milonitos a ultramilonitos, com direção nordeste, com mergulho de médios a fortes para noroeste. Essa foliação milonítica ter-se-ia desenvolvido em condições xisto verde.

Principalmente a sul, mas também incluídos dentro desses granitóides aparecem corpos de rochas metamórficas de composição máfico-ultramáfica, ocorrem tanto como balizamento sul da faixa, como mais a sul, dentro do Domínio Luís Alves. Xistos magnesianos, localizados na faixa NE desse domínio (Cacatu) podem representar uma continuidade desses corpos

Segundo Siga Jr. (1995), são normalmente lentes centi- a decamétricas, ou corpos com 10 Km de extensão por 2 Km de largura. São rochas metamáficas e metaultramáficas, de cores cinza-escuras a cinza-esverdeadas, de granulação fina a média, com variações composicionais nas quais níveis centimétricos ricos em piroxênios (olivina-websteritos) alternam-se com níveis de piroxênio e olivinas (lherzolitos ou hazburgitos) e níveis essencialmente olivínicos (dunitos). É comum ainda a ocorrência de serpentinitos (termos ricos em olivina alterados).

A origem metamórfica ou ígnea dessas paragêneses ainda não está bem definida, havendo evidências texturais de se tratarem de associações magmáticas (Reis Neto, 1993), com paragêneses retrometamórficas (talco, serpentina flogopita e clorita).

Girardi (1974 e 1976) e Girardi e Ulbrich (1980) sugerem uma possível correlação entre essas rochas e sequências predominantemente metabásicas situadas nas proximidades. Machiavelli (1991) prefere separar essas rochas máficas e ultramáficas em três grupos: o primeiro constituído por pequenos corpos intrusivos formados por xistos magnesianos, serpentinitos, metapiroxenitos, metagabronoritos e anfibolitos. O segundo grupo compreende lentes métricas a decamétricas situadas em meio aos granitóides deformados, constituídas por serpentinitos, talco-xistos, tremolita-talco-xistos, contando ainda com anfibolitos, metagabros, meta-olivina-gabronoritos e

meta-anortositos. O último grupo caracteriza-se por um corpo alongado no contato entre os granitóides deformados e o Complexo Granulítico, é formado por serpentinitos e talco-xistos. Para ele o primeiro grupo de rochas, predominantemente máfico, estaria associado com os gnaisses granulíticos, enquanto as outras duas associações ultramáficas corresponderiam a corpos ofiolíticos, formados na época de deformação dos granitóides, quando da colisão entre os domínios Luís Alves e Curitiba.

3.1.4 - Domínio Paranaguá

A leste dos dois domínios ocorre um terreno formado em quase sua totalidade por um complexo ígneo, que inclui grande variedade de rochas graníticas, distribuídas ao longo de uma faixa com mais de 100 Km de extensão (da Ilha de São Francisco, SC, ao sul de Itatins, SP), com largura média de 30 Km.

Suas encaixantes são orto e paragneisses, mica-xistos, quartzitos e anfibolitos, migmatizados em diferentes graus. Siga Jr. (1995). Basei *et al.* (1992) denominaram esse terreno de Cinturão Granitóide Costeiro. Ele justapõe-se aos demais domínios por meio de cavalgamentos na sua borda NW, através dos lineamentos Alexandra e Serra Negra, e por transcorrências (Lineamento Palmital) a SW. Siga Jr. *et al.* (1990a) Siga Jr. (1995) sugerem correlação desse domínio com partes dos Cinturões Ribeira e Dom Feliciano.

As rochas graníticas regionais exibem foliação incipiente a intensa, com megacristais de feldspatos potássicos tabulares a (raramente) ocelares (granitóides tipo Morro do Inglês - Lopes, 1987). Predominam os tipos leucocráticos, cinza-claros, foliados, de granulação média a grossa, com megacristais de feldspato potássico de 2 a 5 cm de diâmetro. Ocorrem pequenos (<50 cm) enclaves de composição diorítica a quartzo-diorítica.

Regionalmente o grau de deformação varia muito, com porções grossas quase maciças (com orientação de fenocristais) e outras com aspecto bandado e bastante deformado. Esta fácies ocorre principalmente na margem ocidental do domínio, apresentando foliação S1 de direção nordeste e mergulhos para E-SE / W-NW. Lineações e indicadores cinemáticos sugerem movimentação predominantemente lateral para NW.

Na porção oriental predominam granitóides leucocráticos cinza-claros a cinza-rosados, equi a inequigranulares, finos a médios, com marcante foliação cataclástica (granitóides tipo Rio Canavieiras - Lopes, 1987), apresentam predominantemente contatos cataclásticos com outros litotipos.

De maneira bastante disseminada ocorrem limitadas exposições de rochas gnaissicas (biotita-gnaisses, gnaisses granatíferos, anfibólio-gnaisses), xistos (biotita-xistos, muscovita-xistos, xistos granatíferos), quartzitos e anfibolitos, representando possíveis restos de encaixantes.

Ocorrem ainda granitos isótopos, tardi a pós tectônicos, intrusivos nos granitóides foliados regionais.

3.1.5 - Geoquímica

Para o Domínio Luís Alves, os dados geoquímicos sugerem que os gnaisses seriam ortometamórficos, com afinidade cálcio-alcalina mostrada nos diagramas R1XR2. Segundo Siga Jr (1995), os termos félsicos seriam tonalitos e granodioritos, e os máficos toleitos de alto alumínio.

As rochas máfico-ultramáficas de Piên foram identificadas como tendo composição peridotítica, piroxenítica e gabronorítica. Apresentam padrão de terras raras compatível com derivação a partir de um MORB-enriquecido.

No Domínio Curitiba os gnaisses regionais apresentam afinidade cálcio-alcalina, da mesma forma que as rochas do Domínio Luís Alves.

Segundo Machiavelli (1991), os granitóides da Suíte Rio Piên têm características de ambiente de arco vulcânico, elementos terras raras e outros elementos menores são contraditórios, com alguns indicando granitóides sin-colisionais e outros apontando para uma origem não relacionada com subducção.

No Domínio Paranaguá, Siga Jr. (1995) identifica, através de diagramas R1XR2 afinidade cálcio alcalina para os vários granitóides, situando-os no campo sin-colisional. O diagrama Rb X Y+Nb indica serem granitóides de arco vulcânico e intraplaca. Vários elementos apresentam características esperadas para granitóides intraplaca, havendo discrepância com relação ao maior empobrecimento em Y e Yb, o que representaria intrusividade em crosta continental fortemente atenuada.

3.1.6 - Idades

A área em consideração possui um número considerável de datações radiométricas estabelecidas pelas técnicas K-Ar, Rb-Sr, Pb-Pb, Sm-Nd e U-Pb. Os resultados obtidos por diversos autores (Basei, 1985; Basei & Teixeira, 1987; Basei, 1990; Kaul, 1979, 1980; Kaul & Teixeira, 1982; Kaul *et al.*, 1982; Macedo *et al.*, 1984; Mantovani *et al.*, 1989; Silva, 1984 e Siga Jr., 1995) mostram-se, em grande parte, concordantes entre si, permitindo a construção de um quadro evolutivo coerente.

As rochas dos terrenos granulíticos (Domínio Luís Alves) apresentam idades rubídio-estrôncio de 2,8 a 2,4 Ga, indicando épocas de metamorfismo granulítico, também registradas em isócronas U-Pb.

O Rb-Sr também registra idades transamazônicas (2,2-2,0 Ga), representativas de fases de metamorfismo, a fácies anfibolito. Tais idades também são encontradas nas determinações Pb-Pb, U-Pb e Sm-Nd em minerais.

Os protólitos dessas rochas teriam idades arqueanas, atestadas por núcleos de 3,2 Ga (idades modelo Sm-Nd). Os valores baixos para as razões iniciais de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Rb}$, indicam tratar-se de épocas de agregação de material juvenil (em duas fases: 3,3 e 2,7 Ga - Cordani *et al.*, 1988). Resultados de $\eta \leq 1$, através do método Pb-Pb indicam derivação a partir da crosta superior, em torno de 2,1 Ga (Siga Jr., 1995).

Os dados K-Ar variam entre 2.000 e 1.700 Ma, idades relacionáveis ao resfriamento regional. Nas áreas situadas nos limites do domínio as idades são menores, entre 1.700 e 600 Ma. Essa idade de 0,6 Ga também é encontrada em zonas de falhas, nas quais há retrometamorfismo para fácies xisto-verde, por esse e por outros métodos geocronológicos.

As rochas máficas-ultramáficas encontradas tanto na região de Piên quanto na de Morretes, apresentam idades Sm-Nd em isócronas minerais de 2.248 Ma, considerada como época de formação das rochas, enquanto as idades modelo obtidas por esse método sugerem épocas de derivação mantélica em torno de 2.750 Ma.

No Domínio Curitiba os dados são muito semelhantes aos obtidos para o Domínio Luís Alves, com diferenciação no Arqueano, formação das rochas no Paleoproterozóico (Transamazônico) e preservação dos eventos térmicos do Neoproterozóico. As características de grande complexidade litológica dos terrenos do Domínio Curitiba se refletem em uma complicada interpretação dos dados geocronológicos, uma vez que existem variados meso e leucossomas de diferentes composições e origens.

Para os gnaisses granulíticos, as isócronas Rb-Sr indicam idades de 1.826 ± 96 Ma a 2.116 ± 95 Ma. Diagramas U-Pb obtidos a partir da análise de zircões forneceram idade de 2.095 ± 5 Ma.

O Domínio Paranaguá, ou Cinturão Granitóide Costeiro, foi intensamente afetado por um magmatismo de idades que variam de 609 a 537 Ma, detectadas através dos métodos Rb-Sr e U-Pb. Idades modelo Sm-Nd resultam em valores entre 1.909 e 2.223 Ma para os granitóides tipo Morro Inglês e de 2.417 a 2.614 para os granitóides tipo Estrela.

3.2 - Cinturão Dom Feliciano

Cavalcando por sobre o sul do Domínio Luís Alves, encontra-se o Cinturão Dom Feliciano. Este constitui-se em uma extensa faixa de direção estrutural ENE-WSW, também subdividida em três domínios (Basei, 1985).

A calha sedimentar do Grupo Itajaí, constitui o Domínio Externo do Cinturão. É formada por rochas sedimentares e vulcanogênicas anquimetamórficas, afetadas por duas fases de deformação, apresentando idades entre 550 e 450 Ma. Segundo Citroni (1993), o embasamento do Grupo Itajaí é formado apenas pelas litologias do Complexo Granulítico de Santa Catarina sobre os quais a bacia ter-se-ia formado em condições tectônicas distensivas, por volta de 580 Ma.

A sul, cavalcando por sobre o domínio externo, encontra-se o Domínio Intermediário, formado por metassedimentos e metavulcânicas de fácies metamórfica xisto verde a localmente anfíbolito. São afetados por quatro fases de deformação, sendo a foliação principal relacionada a segunda fase.

Os metassedimentos compreendem micaxistos, filitos, metarenitos, quartzitos, metapsefitos, metacarbonatos, mármore e metavulcânicas ácidas a ultramáficas, incluídos no Grupo Brusque. São cortados por granitóides sin-tectônicos das Suítes Guabiruba e Valsungana.

Também através de cavalgamentos, no limite sul do Domínio Intermediário, justapõe-se o Domínio Interno. É formado por granitóides-gnaíssicos, migmatitos, anatexitos, gnaisses calci-silicáticos, gnaisses porfiríticos, quartzo-monzonitos (Suíte Pedro Alcântara), granitos alcalinos e tufos ácidos (Suíte Plutono-Vulcânica Pedras Grandes), e enclaves de metassedimentos de fácies xisto-verde. Segundo Siga Jr. *et al.* (1990a) e Siga Jr (1995), esses terrenos teriam ligação com o Domínio Paranaguá.

3.2.1 - Idades

No Cinturão Dom Feliciano, Basei (1990), situa o início da sedimentação das supracrustais do Grupo Brusque em torno de 1.600 Ma (dados U-Pb em zircões ígneos e Sm-Nd em minerais de uma sequência vulcânica basal), e o pico do metamorfismo há 706 Ma, segundo dados Rb-Sr em gnaisses.

Idades modelo Sm-Nd, indicam uma idade de residência crustal dos protólitos das áreas fontes do Grupo Brusque, entre 1.980 e 2.040 Ma, dados estes corroborados por datações U-Pb em zircões considerados como detriticos.

O Domínio Interno do Cinturão Dom Feliciano, representado por granitóides intrusivos em restos de gnaisses, essas intrusões datam de várias fases da evolução desse terreno. Segundo Siga Jr. (1995) e Siga Jr *et al.* (1990a), esse terreno apresentaria continuidade com o Domínio Paranaguá, apresentando idades variáveis de 620 - 650 Ma (para os granitóides foliados mais antigos) a 516-552 Ma (para granitóides pós-tectônicos da Suíte Pedras Grandes).

As idades do Domínio Externo serão discutidas mais adiante.

3.3 - Granitóides Brasileiros

Durante o Neoproterozóico, um evento tardio em relação à orogênese Brasileira, deu origem a várias manifestações plutônicas no Maciço de Joinville. Tratam-se de diversos corpos graníticos, presentes nos domínios Luís Alves, exclusivamente em sua porção norte, e Curitiba. Kaul et al (1982) o denominaram evento Campo Alegre.

Os granitóides têm caráter alcalino a peralcalino (com exceção do Granito Agudos do Sul, cálcio-alcálico), com idades variando de 600 a 570 Ma. Segundo as descrições de Siga Jr (1995) e de Kaul (1997), os principais corpos individualizados são:

3.3.1- Granito Agudos do Sul

Ocupa área de mais de 400 Km², situado nos limites entre PR e SC, logo ao norte da Bacia de Campo Alegre situado parcialmente no contato entre os domínios Curitiba e Luís Alves. Predominam rochas leucocráticas de granulação média a grossa, de cores cinza, cinza-rosada a róseas, equi a inequigranulares, com textura hipidiomórfica, granular, localmente cataclástica. Constituídas por feldspato potássico (5-60%), plagioclásio (0-60%), quartzo (10-35%), biotita (0-15%) e hornblendas (0-15%), contando com os seguintes minerais acessórios: titanita, alanita, zircão, apatita, fluorita e opacos, além de muscovita, clorita, epidoto e carbonato como minerais de alteração.

Corpos de rochas básicas (gabro-dioritos a hornblenda, plagioclásio, piroxênios e biotita), são encontrados em meio ao granito, características petrográficas sugerem uma contemporaneidade e mistura entre magmas ácido e básico. Também ocorrem xenólitos de serpentinitos.

3.3.2- Granito Morro Redondo

Com superfície superior a 250 Km², também nos limites entre PR e SC, porém integralmente no Domínio Luís Alves, a leste da Bacia de Campo Alegre. Apresenta grande variabilidade composicional e textural.

São granitos e sieno-granitos isótipos nas porções centrais, com os tipos cataclásticos nas bordas. Os litotipos mais comuns, denominados por Góis (1995) como fácies cinza, têm granulação média, equi a inequigranulares, raramente porfíricos, leucocráticos e de coloração cinza-clara, e com textura hipidiomórfica, granular, com quartzo (5-30%), feldspato alcalino (20-60%), plagioclásio (5-30%), biotita (0-10%), hornblenda (0-10%), anfíbolios sódicos (ribeckita/arfvedsonita), piroxênios cálcio-sódicos (aegirina/aegirina-augita) e olivina, como acessórios encontram-se titanita, zircão, apatita, rutilo, fluorita e opacos, e como produtos de transformação clorita, epidoto, muscovita e argilo-minerais.

A sul do corpo ocorrem lavas alcalinas, tidas por Góis (1995) como cogenéticas ao granitóide, porém com relações de contato incertas.

São vulcânicas básicas (basaltos), intermediárias (andesitos e andesito-basaltos), mas predominam os termos ácidos (riólitos e riólitos alcalinos).

3.3.3- Granito (Sienito) Corupá

Cobre área de cerca de 60 Km², ocupando a margem sul-sudeste da Bacia de Campo Alegre (Domínio Luís Alves), apresentando relações de contato intrusivas em relação ao embasamento e, em função da cobertura coluvionar, incertas com a

sequência vulcano-sedimentar (Albuquerque et al., 1971), Para Daitx e Carvalho (1981), entretanto, seus contatos com as rochas da Bacia de Campo Alegre e de Corupá, seriam marcados por falhas, apresentando-se no mapa regional dos autores, como um corpo intrusivo. Apresenta composições graníticas, quartzo-sieníticas e sieníticas, aparentemente (Kaul, 1997), as fácies graníticas encontram-se no interior do maciço, com os termos mais sieníticos nas bordas.

São rochas leucocráticas, equigranulares, ocasionalmente porfiríticas, com granulação média a grossa, com coloração pardo-avermelhada a cinza-esverdeada. A textura é normalmente granular, hipidiomórfica, com quartzo (2-15%), feldspato potássico (30-65%), plagioclásio (10-70%), hornblenda (0-10%), biotita (0-10%), anfibólios sódicos (ribeckita e arfvedsonita), piroxênios sódio-cálcicos (aegirina e augita) e olivina (faialita), como acessórios temos titanita, apatita, zircão, fluorita e opacos, com clorita, sericita, epidoto e carbonato como produtos de transformação.

3.3.4- Granito Serra Alta

Pequeno corpo (5 Km²) no Domínio Luís Alves, associado a riólitos e traquitos, nele intrusivos. As vulcânicas apresentariam caráter fortemente alcalino, com presença de barkevikita, ribeckita e egrina (Ebert, 1971). Constituído por feldspato potássico, quartzo e ribeckita, além de raros plagioclásios.

Aparentemente colocado em condições rasas, tem textura equigranular média, são comuns intercrescimentos granofíricos e feições de resfriamento rápido, como esferulitos e cristais esqueléticos.

Adicionalmente registramos a presença de rochas graníticas situadas na borda oeste da Bacia de Campo Alegre, em estrada que liga o Bairro de Rio Vermelho (São Bento do Sul) à localidade de Rio Natal. Tratam-se de granitos alcalinos, quartzo-sienitos e sienitos leucocráticos de cor vermelha a cinza-rosado, com texturas predominantemente cataclástica, miloníticas e proto-miloníticas e augen-milonítica. Compõe-se de quartzo (20-40%), feldspato perítico (25-30%), microclínio (2-25%), plagioclásio (20-30%) biotita (até 5%) e muscovita (até 5%). Ocorrem em íntima associação com lavas riolíticas com textura esferulítica. Em função de sua proximidade, composição, e da incerteza quanto a seus limites na direção oeste, também incluímos esse corpo no contexto do Granito Serra Alta.

3.3.5- Granito Serra da Igreja

Cobre área de 70 Km², no domínio Luís Alves, a leste da Bacia do Rio Guaratubinha. Limita-se através de falhas com os gnaisses granulíticos, e a nordeste com as rochas do Domínio Paranaguá, através de zona onde ocorre de maneira muito deformada e milonitizada.

São granitos leucocráticos, equi a inequigranulares, com granulação média e cores cinza claro, cinza rosado e róseo. Têm caráter alcalino a subalcalino, apresentando piroxênios e anfibólios sódicos.

3.3.6- Granito da Graciosa

Ocupa superfície superior a 300 Km², situando-se no limite entre as rochas do Domínio Curitiba a oeste e com os granito-gnaisses do Domínio Paranaguá a leste, limitando-se através de zonas cataclásticas.

Apresenta grande variedade de litotipos, com predomínio de rochas leucocráticas, com cores cinza claro e rosado, de granulação média, por vezes porfirítica, havendo porções sem minerais máficos, contrastando com outras com riqueza em biotita e/ou anfibólio. Têm textura hipidiomórfica granular, com quartzo (10-

25%), feldspato potássico (15-65%), plagioclásio (albita-oligoclásio - 0-50%), hornblenda (0-10%), biotita (0-10%), anfibólios sódicos (ribeckita/arfvedsonita, 0-10%), piroxênios sódio-cálcicos (egirina/augita, 0-10%), tendo como acessórios zircão, titanita, apatita, alanita, fluorita e opacos e produtos de transformação, clorita, muscovita, epidoto e carbonatos.

Ocorrem corpos de composição diorítica, com relações de contato com os granitos não observadas, tendo como minerais essenciais plagioclásio (oligoclásio/andesina, 60-65%), augita (20-30%), quartzo (2-3%) e biotita (2-5%).

3.3.7- Granito Anhangava

Localizado dentro do Domínio Curitiba, ocupando área de 60 Km², na região da Serra do Mar, a leste de Piraquara. Bastante similar ao Granito da Graciosa, também com grande variedade de litotipos. Constituído essencialmente por quartzo (10-25%), feldspato potássico (10-65%), plagioclásio (albita/oligoclásio, 0-30%), biotita (0-10%), hornblenda (0-10%), anfibólios sódicos (ribeckita/arfvedsonita), piroxênios sódio-cálcicos (egirina/augita).

3.3.8- Granito Marumbi

Ocupa a porção sul do Maciço da Graciosa, ocupando uma área de 80 Km², limitando-se com os gnaisses granulíticos do Domínio Luís Alves a leste e com os gnaisses migmatíticos do Domínio Curitiba a oeste. São relativamente homogêneos, apresentando-se como leucocráticos, equigranulares de granulação média e cor cinza claro a cinza rosado. Compõem de quartzo, feldspato potássico, plagioclásio sódico e biotita, sendo menos alcalinos que os demais.

3.3.9- Granitos Dona Francisca e Piraí

Corpos menores situados na Serra do Mar, pouco a leste da Bacia de Campo Alegre, dentro do Domínio Luís Alves, sendo muito escassos os minerais máficos (alaskitos). São rochas leucocráticas equigranulares, de granulação fina a média e coloração avermelhada ou vermelho carne. São formados por ortoclásio, albita, quartzo, oligoclásio, sendo raros a biotita, normalmente alterada para clorita, o epidoto e opacos. O intercrescimento granofírico é comum nesses corpos.

O Granito Dona Francisca situa-se a leste da Bacia de Campo Alegre, logo a oeste do Granito Morro Redondo. Tem área de 70 Km², e forma aproximada circular.

O Granito Piraí situa-se a sul do corpo Dona Francisca e cobre área de 45Km², com forma alongada segundo N40E.

3.3.10 - Geoquímica:

Nos diagramas QAP as amostras dos granitos Anhangava, Graciosa, Morro Redondo e Corupá concentram-se nos campos dos alcali-feldspato-granitos e alcali-feldspato-quartzo-granitos, enquanto que para o Granito Agudos do Sul temos composição predominantemente granodiorítica, com algumas amostras nos campos dos granitos 3a. Entre os granitóides mais alcalinos, o granito Corupá mostra-se mais rico em álcalis, seguido pelo granito Anhangava, Graciosa e Morro Redondo, nessa ordem.

Para os granitóides alcalinos tardi-tectônicos intrusivos nos Domínios Curitiba e Luís Alves, dados geoquímicos plotados no diagrama R1 X R2 apresentam *trends* subalcalinos a alcalinos saturados, situados em campo transicional de condições tardi-orogênicas para condições anorogênicas. Os índices de Shand indicam características

metaluminosas/ peraluminosas para o Maciço de Agudos do Sul (também em Kaul, 1997), metaluminosas para o corpo de Corupá e peralcalinas para os demais (Graciosa, Morro Redondo e Anhangava).

No diagrama de multi-elementos há a sugestão de fracionamento suave para os granitóides Corupá, Graciosa, Morro Redondo e Anhangava, com enriquecimento generalizado para todos os elementos (até 100 vezes o condrito), não ocorrendo anomalia negativa de Ba para o Granito Corupá. Comparando-se com os diagramas de Pearce et al. (1984), esse padrão indica tratar-se de granitóides intraplaca, intrusivos em litosfera continental fortemente atenuada e normalmente com anfibólios e piroxênios sódicos. O maciço de Agudos do Sul apresenta fracionamento mais acentuado, situando-se no campo dos granitóides sin a pós colisionais.

3.3.11 - Idades

Os diferentes maciços graníticos presentes nos Domínios Curitiba e Luís Alves apresentam idades U-Pb entre 600 e 580 Ma e Rb-Sr variáveis entre 630 e 500 Ma, representativas da época de formação dessas rochas. Idades modelos Sm-Nd apontam para épocas de diferenciação crustal entre 2.100 e 1.850 Ma.

Kaul, 1997 compilou dados para esses vários maciços, que apresentam as seguintes idades:

Maciço	K-Ar	Rb-Sr	U-Pb	Sm-Nd(Tdm)
Agudos do sul	585 (anfib.)	558	594	2085
	541 (biot.)	579		
		632		
Morro Redondo	565 (anfib.)	604	589	1978
Corupá	533 (anfib.)	500	580	1942
	523 (anfib.)			
Anhangava	549 (biot.)	610		1852
		520		
Graciosa	587 (biot.)	585	594	
	569 (biot.)			
	519 (biot.)			
Serra da Igreja	589 (anfib.)			
	594 (biot.)			
Marumbi	577 (anfib.)			
	564 (biot.)			
	496 (biot.)			
Alto Turvo	630 (biot.)			

3.4 - Bacias vulcano-sedimentares Neoproterozóicas

Bacias vulcano-sedimentares Neoproterozóicas situadas no Maciço de Joinville, notadamente no Domínio Luís Alves, representam um importante marco evolutivo das diferentes entidades geotectônicas presentes nesses terrenos.

Características litológicas comuns a essas bacias são: (1) a presença de sedimentos siliciclásticos variados, representando uma ampla gama de ambientes deposicionais, desde leques aluviais a turbiditos distais, predominando os arenitos, com importantes intercalações de conglomerados e pacotes pelíticos, estando ausentes rochas carbonáticas, e (2) volumosas contribuições de rochas vulcânicas, seja na

forma de lavas e rochas hipoabissais, seja como rochas piroclásticas, as suítes magmáticas variam de termos básicos a ácidos, com predomínio de termos intermediários e ácidos. O vulcanismo pode ser bastante subsidiário, como é o caso das bacias do Itajaí e de Camarinha, ou representar uma importante contribuição do preenchimento, caso das bacias de Campo Alegre, Guaratubinha, Castro e Corupá.

Apesar da semelhança no preenchimento e nas idades, não discutiremos aqui a geologia das bacias de Castro e de Camarinha.

3.4.1- Bacia do Itajaí

A mais meridional dessas bacias, a Bacia do Itajaí estende-se por uma área de mais de 700 Km², na forma de uma calha alongada de direção aproximada N60E, situada no limite sul do Domínio Luís Alves, acompanhando aproximadamente o vale do Rio Itajaí. Caracteriza-se como um espesso pacote de rochas siliciclásticas e contribuições subordinadas de piroclásticas e vulcânicas traquíticas a riolíticas.

Citroni, 1993, identifica 11 associações de fácies sedimentares, definidas de acordo com seu ambiente deposicional: (1) Associações turbidíticas, compreendendo turbiditos densos arenosos a conglomeráticos, turbiditos densos gradados, turbiditos clássicos de média densidade e turbiditos diluídos; (2) Associações baciais, com hemipelagitos e depósitos de escorregamento subaquoso; (3) Associações transicionais, compostas por arenitos de planícies costeiras, arenitos deltaicos e arenitos de águas rasas; (4) associações continentais, com leques aluviais rudíticos e fluvial arenoso entrelaçado.

A partir dessas 11 associações, Citroni (1996a e b), define cinco formações: Blumenau, Baú; Gaspar; Ibirama; e Ribeirão do Espinho. A Formação Gaspar é subdividida nos membros Jordão e Garcia, e a Formação Ibirama, constituída pelas fácies turbidítica clássica e turbidítica canalizada.

Os arenitos basais constituem uma sequência pouco espessa, formada por sedimentos costeiros: arenitos com estruturas típicas de planície de maré, e assenta-se discordantemente por sobre o embasamento gnáissico-granulítico da Microplaca Luís Alves, e foram incluídas na Formação Blumenau.

Em seguida, sedimentos rudíticos, interpretados como gerados por leques aluviais distais (um sistema fluvial entrelaçado de energia alta a média), com geometria de cunhas clásticas, aportam pelas bordas da bacia e se espalham como lençóis arenosos, esses sedimentos são aqui situados dentro da Formação Baú.

Posteriormente, a carga sedimentar reduz-se e ocorre um aumento relativo do nível da água. Nessa situação os sedimentos aluviais são afogados, passando para leques deltaicos, com arenitos de geometria sigmoidal, pertencentes ao Membro Jordão da Formação Gaspar. Posteriormente os leques deltaicos passam para sedimentos subaquosos rasos, com arenitos com estratificações cruzadas e marcas onduladas, constituindo o Membro Garcia da mesma formação.

A unidade seguinte é formada por turbiditos em leques e canalizados. Segundo observado por Rostirolla (1991) e Citroni (1993), organizam-se em fácies de lobos deposicionais, ou leques subaquosos, na forma de sucessões granodecrescentes com sequências de Bouma completas e incompletas, e fácies de turbiditos canalizados, com conglomerados, além de depósitos associados de deslizamento subaquosos com brechas e *slumps*, e depósitos finos de *overbank*. Esses sedimentos foram englobados por Citroni (1993) dentro da Formação Ibirama.

A unidade seguinte, formada principalmente por argilitos, folhelhos e pelitos laminados rítmicos, característicos de uma sedimentação mais distal e de águas mais profundas, foram designados por Citroni (1993) como Formação Ribeirão do Espinho, reconhecendo a mesma como de caráter hemipelágico e turbidítico distal e diluído, com a presença subordinada de fácies canalizadas e de escorregamentos subaquosos.

Nessa fase ocorre um aumento da atividade magmática, com a intercalação de derrames e corpos intrusivos de rochas traquíticas e riolíticas. Algumas dessas intercalações alcançam espessura de até centenas de metros. Não se conhecem rochas piroclásticas associadas a esse vulcanismo, porém, a associação entre vulcanismo ácido e ambiente subaquoso favoreceria manifestações explosivas, principalmente de caráter freato-magmático.

3.4.2- Bacias de Campo Alegre e de Corupá

A Bacia de Campo Alegre localiza-se no extremo norte do Estado de Santa Catarina onde cobre superfície de cerca de 475 Km², apresentando ainda 2 Km² situados em território do Paraná. Situa-se integralmente no Domínio Luís Alves, pouco a sul da faixa de transição de Piên, com o Domínio Curitiba. Apresenta uma área de exposição de formato grosseiramente triangular, centrada na cidade de Campo Alegre.

Situada a sul dessa bacia, e dela separada por poucos quilômetros, nos quais encontram-se gnaisses do embasamento e o Maciço de Corupá, ocorre o Gráben de Corupá, alongado segundo direção NE-SW.

O preenchimento dessas duas bacias é muito semelhante, porém, sua correlação já foi questão controversa, com alguns autores (p. ex., Ebert, 1971) considerando que, pelo fato de as rochas da Bacia de Corupá apresentarem deformações mais intensas que as presentes na Bacia de Campo Alegre, tratavam-se de depósitos com idades distintas. Esses autores preferiam, por esse motivo, correlacionar a Bacia de Corupá com a do Itajaí, situada bem mais ao sul, atribuindo a ambas uma idade superior à da Bacia de Campo Alegre.

A ação diferenciada da tectônica, concentrada na movimentação das falhas que bordejam o gráben, constitui-se em uma explicação muito mais simples, para essa diferença de padrão deformacional, do que uma suposta correlação com a Bacia do Itajaí, situada bem mais para o sul. Além disso é a Bacia de Campo Alegre que apresenta idades superiores às da Bacia do Itajaí (603 Ma contra 560 Ma).

Os trabalhos de Daitx, 1979b e Daitx e Carvalho, 1981, conjuntamente com descrições de furos de sondagem de Valiat, 1974, constituíam as descrições mais detalhadas dessas bacias. Nesses trabalhos reconhece-se a similitude entre os preenchimentos das duas bacias. Daitx e Carvalho, 1981 dividem os sedimentos em cinco unidades (formações): (1) Sedimentos rudíticos-psamíticos (denominada Sequência Sedimentar Inferior ou Formação Bateias); (2) lavas básicas com diferenciados ácidos subordinados (Sequência Vulcânica Básica); (3) sedimentos arenopelíticos terrígenos e vulcanoclásticos (Sequência Sedimentar Intermediária); (4) lavas ácidas, riolíticas e traquíticas (Sequência Vulcânica Ácida); e (5) sedimentos pelito-arenosos terrígenos, com contribuições vulcanoclásticas (Sequência Sedimentar Superior, ou Formação Rio Turvo). Segundo esses autores apenas a Sequência Vulcânica Básica não está presente na bacia de Corupá. Segundo nossas observações iniciais também estaria ausente a Sequência Sedimentar Superior (Formação Rio do Turvo).

Todas as evidências indicam que os sedimentos presentes na Bacia de Campo Alegre e no Gráben de Corupá formam um único conjunto estratigráfico, com as diferenças refletindo variações laterais do ambiente deposicional e das fontes vulcânicas. Como a geologia dessas bacias é o objeto principal desta tese, deixamos para detalhar sua descrição em um capítulo a parte.

3.4.3- Bacia do Rio Guaratubinha

Descrita originalmente durante os trabalhos da Comissão da Carta Geológica do Paraná, entre 1967 e 1971 (Trein e Fuck, 1967; Fuck et al., 1971), compreende rochas vulcano-sedimentares (piroclásticas e terrígenas) variadas, situadas a 35 Km a

sudeste de Curitiba, em meio à Serra do Mar Paranaense, na borda noroeste do Domínio Luís Alves. Do Rio Guaratubinha, que corta a área de afloramento dessas rochas é que se retirou a designação do grupo, e que foi estendida por Ebert (1971) também para a Bacia de Campo Alegre.

É constituída por uma associação de rochas sedimentares e vulcânicas (ácidas a intermediárias), estas com um volume muito mais significativo que os presentes nas regiões de Campo Alegre e Corupá, assentando-se em discordância angular sobre os migmatitos e granitos subjacentes.

Detalhado por Daix e Carvalho, 1981, a sequência ocupa uma área de 210 Km², na forma de uma faixa de direção aproximada NNE-SSW, situada a cerca de 50 Km a nordeste da Bacia de Campo Alegre. É constituída por uma associação de rochas vulcânicas (ácidas a intermediárias) e sedimentares, em discordância angular com os migmatitos e granitos subjacentes.

As rochas são afetadas por falhamentos e basculamentos, com as camadas apresentando mergulhos entre 25° e 45°, geralmente para sudeste, a até verticalizadas.

Castro et al. (1994) estabelecem uma estratigrafia composta por cinco associações litológicas, com a seguinte constituição da base para o topo:

1- Associação clástica grossa, principal corpo de rochas epiclásticas, formadas essencialmente por ortoconglomerados polimíticos;

2- Associação vulcânica ácida com vulcanoclásticas associadas, com riólitos e alcali-riólitos, e rochas vulcanoclásticas;

3- Associação vulcanoclástica ácida, formada principalmente por rochas piroclásticas, como lápili-tufos, aglomerados, ignimbritos, tufos de cinzas e níveis de riólitos;

4- Associação vulcânica intermediária, composta por andesitos com riodacitos subordinados;

5- Associação vulcanoclástica superior, caracterizada por uma sucessão granodecrescente de rochas vulcanoclásticas grossas na base (conglomerados e tufos grossos), passando para rochas piroclásticas mais finas (tufos cineríticos).

Os Conglomerados possuem características que permitem classificá-los como leques aluviais proximais a médios: má seleção e arredondamento, presença de matriz fina, com porções nas quais o arcabouço é por ela sustentado e ausência de estratificação ou imbricamento.

As lavas são andesíticas e riolíticas, com clara distribuição bimodal, com teores de sílica 53,9 e 56,2 para os andesitos (álcalis entre 5 e 7), e de 74,3 e 74,6 para os riólitos (8,4 e 9,2 de álcalis totais). Mostram pouca variação de Zr e Nb, desenvolvendo um *trend* quase horizontal (menor variação relativa de Zr) entre os andesitos e os riólitos.

Vários diagramas discriminantes (NbXY, RbXY+Nb, diagramas de Maniar e Picolli) posicionam as lavas ácidas dentro dos campos de granitos intraplaca (ver discussão adiante).

3.4.4 - Idades

As bacias vulcano-sedimentares eopaleozóicas tiveram as suas rochas vulcânicas ácidas datadas em torno de 570 Ma por Rb-Sr e 600 Ma para U-Pb, consideradas como prováveis idades de formação dessas rochas. Dados K-Ar resultam em idades entre 458 e 481 Ma, sendo porém pouco confiáveis e de significado duvidoso.

Dados prévios da Bacia de Campo Alegre indicam formação dos derrames ácidos inferiores em torno de 600 Ma, embora reavaliações desses dados apontem para idades sensivelmente menores (579±30 Ma). Os granitóides situados em torno da

Bacia de Campo Alegre, e nela intrusivos (Agudos do Sul e Corupá) tem idades U-Pb situadas entre 590 e 580 Ma.

O Grupo Itajaí têm a idade de 620 Ma como máxima para a sua sedimentação, o vulcanismo ácido associado ao Grupo Itajaí e o Granito Subida, nele intrusivo, tem idades de 545 Ma ($R_o = 0,705$) e 546 Ma ($R_o = 0,700$), respectivamente. O recente reconhecimento de fósseis (Chancelloridae) na Formação Ribeirão do Espinho por Leinritz et al. (1997), sugerem idades Cambrianas inferiores a médias (540-525 Ma) e ambientes marinhos para a deposição das unidades turbidíticas da Bacia do Itajaí.

3.4.5 - Discussão

Uma vez que os estudos geológicos realizados nas diferentes bacias acima descritas (Itajaí, Corupá, Campo Alegre e Guaratubinha), são muito heterogêneos no que se refere a seu detalhamento e enfoque, torna-se muito difícil estabelecer alguma relação entre as mesmas. Dessa forma, as considerações abaixo apresentadas devem ser tomadas com a devida cautela, e sempre com atenção a futuros progressos nos estudos dessas bacias.

Para as quatro bacias observamos a predominância de conglomerados polimíticos na base, passando gradacionalmente para arcóseos, depositados, segundo Daitx e Carvalho (1981) em ambiente deltaico ou fluvio-piedmôntico (leques aluviais).

Esses autores consideram essas sequências sedimentares basais presentes nas quatro bacias como correlatas, sugerindo uma individualização das mesmas em etapas posteriores de sua evolução. Tal elemento, entretanto, indicaria mais provavelmente apenas uma origem semelhante para as mesmas.

É extremamente improvável ter existido uma continuidade física entre todas essas bacias, a orientação das estruturas rúpteis que as bordejam, notadamente à bacias do Itajaí, e a grande distância observada entre algumas delas, indica que tratam-se de entidades tectônicas distintas, o que, todavia, não inviabiliza uma identidade genética, tal como propõe Kaul et al. (1982), que relacionam essas bacias, com os granitóides presentes na área, com idades variáveis de 600 a 450 Ma. Segundo os autores, dados geoquímicos indicariam que o evento plutônico teve caráter anorogênico, o que caracterizaria o Evento Campo Alegre, processo de rifteamento continental.

Campanha et al. (1994) associam a formação desses depósitos a sistemas de cisalhamento transcorrentes, que teriam configurado um conjunto de bacias tardi-tectônicas, em um sistema *pull-apart*, desenvolvido segundo áreas transtrativas ou transpressivas.

Enquanto a Bacia do Itajaí apresenta um pequeno volume de rochas vulcânicas e piroclásticas, as de Corupá, Campo Alegre e Guaratubinha podem ser consideradas como preenchidas principalmente por rochas vulcânicas ou vulcano-derivadas. Tal distinção não define necessariamente tipos distintos de ambientação tectônica, pode refletir tão somente um caráter localizado para as manifestações vulcânicas, notadamente das lavas básicas, restritas às bacias de Corupá, Campo Alegre e Guaratubinha, e dentro dessas localizadas em relações estratigráficas distintas. Embora, conforme já afirmamos, o contexto geotectônico da Bacia do Itajaí é distinto daquele das demais bacias.

Em vista dessa identidade litológico-estratigráfica maior das bacias de Corupá, Campo Alegre e Guaratubinha, e sua proximidade geográfica e cronológica, podemos admitir inclusive uma continuidade geográfica pretérita entre as mesmas. A atual segmentação é perfeitamente explicável pela geometria das falhas observadas entre as bacias de Corupá e Campo Alegre, através das quais ter-se-ia colocado posteriormente o Granitóide peralcalino de Corupá.

Para a Bacia de Guaratubinha, tal correlação é um pouco mais complicada. Ela poderiam de fato ter estado unida com a Bacia de Campo Alegre no início da

deposição, sendo separadas posteriormente por um falhamento destal com movimentação mínima de cerca de 50 Km no conjunto de falhas presentes a norte da Bacia de Campo Alegre (Falha do Rio Negro). Embora tais falhas prossigam descontinuamente até a borda sul da Bacia de Guaratubinha, a existência de tal movimentação não é consensual, embora a disposição geral de falhas e corpos intrusivos (granitóides) indiquem a presença de tal estruturação (Kaul, 1997, Fiori, 1985), outros autores, tal como Siga Jr (1995), sugerem que a movimentação dessas falhas seria predominantemente sinistral, além dessas falhas não formarem uma lineação bem marcada no terreno, seja geologicamente, seja gravimetricamente.

Entretanto, mesmo que tal falhamento não tenha ocorrido, é possível que pelo menos parte dos depósitos dessas bacias sejam resquícios preservados de um sistema deposicional bem mais extenso, como discutiremos mais adiante.

3.5 - Modelo Evolutivo do Maciço de Joinville

Os terrenos do Maciço de Joinville constituem uma unidade geotectônica estruturada durante o brasiliano, formada por uma série de terrenos que teriam constituído blocos distintos nas épocas anteriores.

A região foi estudada intensamente através de uma série de trabalhos: Basei e Cordani (1984 a e b), Basei (1985, 1990); Basei & Teixeira (1987) Basei *et al.* (1990); Mantovani *et al.* (1987, 1989); Siga Jr. *et al.* (1990a e b); Machiavelli (1991); Basei *et al.* (1992), e Siga Jr. (1995), esses autores elaboraram vários modelos que conjuntamente defendem que a presente estruturação do Setor Sudeste do Escudo Atlântico foi o resultado da justaposição de terrenos de evolução inicialmente independente, através da ação de uma série de colisões e *nappes*, ativas durante o Neoproterozóico.

Segundo esses modelos, a área do Maciço de Joinville e as rochas do embasamento do Grupo Brusque teriam sido formadas principalmente durante o Arqueano, entre 2.800 e 2.600 Ma. Sobre essas rochas teriam atuado um ou dois eventos de granulitização e de geração de novas rochas, situados entre 2.200 e 1.900 Ma (Ciclo Transamazônico) além de retrabalhamento localizado há 1.400 Ma, com retrometamorfismo a fácies anfibolito.

O Domínio Luís Alves foi praticamente preservado de eventos posteriores aos registrados no Transamazônico, com excessão das áreas das bordas e zonas de cisalhamento.

Os terrenos do Domínio Curitiba tiveram uma evolução inicial bastante semelhante àquela do Domínio Luís Alves, distinguindo-se deste durante o Neoproterozóico, quando registrou-se intenso processo de migmatização (620-600 Ma). Também dessa época são os granitóides da Suíte Rio Piên (Siga Jr., 1995), situados na transição entre esses dois terrenos.

O Domínio Paranaguá, segundo Siga Jr. (1995) registra intensa granitogênese no intervalo situado entre 620 e 570 Ma, exibindo contatos transcorrentes sinistrais entre esse domínio e o Luís Alves. A justaposição brusca de idades muito distintas em perfis K-Ar indica uma justaposição "a frio" entre esses dois terrenos, implicando em um posicionamento crustal raso.

Os granitóides alcalino-peralcalinos tardios dos domínios Curitiba e Luís Alves, apresentam características isotópicas que indicam derivação mantélica no paleoproterozóico (Siga Jr., 1995), com o evento magmático ocorrendo entre 600 e 570 Ma. Essa época é próxima da granitogênese do Domínio Paranaguá, porém posterior à consolidação entre os dois domínios nos quais se situam. Idades semelhantes são

encontradas para as bacias vulcano-sedimentares e para seu magmatismo ácido a intermediário.

Para Kaul et al (1982) e Siga Jr. (1995) tanto a granitogênese, quanto a formação das bacias neoproterozóicas estariam relacionados a processos de distensão e adelgaçamento crustal dos terrenos Curitiba e Luís Alves.

Para a borda sul do Maciço de Joinville, no Cinturão Dom Feliciano, os dados geocronológicos situam o início da sedimentação do Grupo Brusque por volta de 1600 Ma. Segundo Basei (1990), essa bacia teria sido poupada do Ciclo Uruaçuano (900 Ma), uma vez que os registros de eventos tectônicos só aparecem há 706 Ma, com as deformações da segunda fase de dobramentos (principal), em torno de 650 Ma.

Essa é a época de formação de nappes com vergência contra a área da Microplaca Luís Alves (noroeste), e constituem duas grandes unidades alóctones (Basei et al., 1990): (1) a *Nappe* Florianópolis, mais meridional, lançando os granitóides do Domínio Interno por sobre os metassedimentos do Grupo Brusque (Domínio Intermediário), através das zonas de cisalhamento Major Gercino (SC) e (2) *Nappe* Brusque, com os metassedimentos do Grupo Brusque cavalgando os granulitos do Maciço de Joinville.

No limite sul do Domínio Luís Alves, entre 620 e 540 Ma ocorre a formação de uma calha sedimentar, balizada por falhas normais, na faixa de cisalhamento Ribeirão da Prata. Nessa bacia se deposita o Grupo Itajaí, junto com magmatismo ácido, datado entre 545 e 520 Ma (incluindo-se aí a Suíte Subida) e fósseis com idades entre 550 e 525 Ma. Segue-se a terceira fase deformacional do cinturão, aproximadamente a 535 Ma.

A suíte vulcano-plutônica Pedras Grandes do Domínio Interno também registra idades entre 545 e 515 Ma, podendo ser relacionada também a essa terceira fase.

Uma fase final de deformação, associada à reativação transcorrente de lineamentos, ocorre entre 520 e 450 Ma.

Ainda para Basei et al. (1990), a norte, a Microplaca Curitiba, coloca-se por sobre a Microplaca Luís Alves através de cavalgamentos, estruturados na forma da *Nappe* Rio Iguaçu (com vergência para SE). Siga Jr. et al. (1990a e 1993); Machiavelli (1991) e Basei et al. (1992) mencionam a possibilidade de que tal colisão tenha ocorrido com o consumo de litosfera oceânica sob a Microplaca Curitiba.

Algumas das rochas metabásicas/metaultrabásicas da região de Piên, representariam restos desse fundo oceânico, marcando uma zona de sutura ofiolítica. Adicionalmente, os granitóides cálcio-alcalinos deformados da Suíte Rio Piên (Machiavelli, 1991), seriam as raízes de um arco magmático, gerados no processo de subducção.

Contrariamente a essa interpretação, Siga Jr. (1995) considera que os granitóides do norte do Domínio Luís Alves (Suíte Rio Piên) não poderiam ser atribuídos a um arco magmático, e nem as rochas metabásica-metaultrabásicas poderiam ser consideradas como restos de um fundo oceânico. Para o autor, contrapõem-se os seguintes fatos:

- ausência de metassedimentos associados a esse oceano neoproterozóico;
- metamorfismo de fácies xisto verde igualmente presente nos granitóides e nas rochas básicas, ultrabásicas;
- Existência de rochas básicas / ultrabásicas fora da suposta zona de sutura;
- Idade de 2.250 Ma para as rochas básicas / ultrabásicas de Campina dos Crispins e 2.700 Ma para seus precursores (mesmo padrão encontrado nos gnaisses do Domínio Luís Alves).

Com base nesses elementos, o autor defende que esses dois terrenos (Domínio Curitiba a norte e Domínio Luís Alves a sul), constituiriam uma única grande unidade tectônica (cuja denominação seria Microplaca Luís Alves). O Domínio Curitiba corresponderia à borda dessa microplaca, envolvida no processo tectônico que colocou

o Cinturão Ribeira por sobre essa borda no Neoproterozóico. Os granitóides da Suíte Rio Piên teriam sido gerados e deformados em ambiente transcorrente, que dataria dos últimos estágios de deformação da área (615 ± 30 Ma).

Segundo Siga Jr. (1995), todo esse processo estaria relacionado com a colisão dos crátons Congo-Kalaari com os crátons São Francisco-Paraná, amalgamando todas as massas continentais presentes entre essas grandes placas.

Nesse contexto os Domínios Luís Alves (com sua extensão para o nordeste até SP) e Curitiba, constituiriam um microcontinente, mais precisamente uma microplaca, situado entre os crátons do Congo e do Paraná.

A extensão desse microcontinente para SW, envolvendo os Blocos São Gabriel, Taquarembó e Flórida (Rio Grande do Sul e Uruguai), proposta por Fragozo Cesar (1991) não está em concordância com dados gravimétricos (Hallinan et al., 1993), que indicam a continuidade do Domínio Luís Alves apenas até o paralelo 29° , onde é interrompido por anomalias negativas de direção E-W. Por outro lado é possível a existência de uma ligação pretérita entre o Domínio Luís Alves e o Cráton do Congo, sem a existência de cinturões de dobramento entre eles, nesse caso o Domínio Luís Alves seria parte do Cráton do Congo, e não um microcontinente.

As características estruturais do Cinturão Ribeira e do Domínio Curitiba indicam que os terrenos Luís Alves se colocaram por sob o Cinturão Ribeira, com transporte relativo de NW para SE, tendo se iniciado essa movimentação por volta de 700 ± 50 Ma (idade do Arco Magmático Três Córregos, na borda do Cráton do Paraná).

O fechamento completo do oceano situado entre essas duas unidades teria se completado antes de 620-600 Ma, idade do resfriamento do Domínio Curitiba.

O Domínio Paranaguá teria se justaposto somente após a estabilização do contato entre os terrenos Luís Alves e Curitiba. As idades e a assinatura isotópica desse terreno distingue-o claramente dos demais, e sugerem sua formação a partir do retrabalhamento de porções crustais, entre 570 e 620 Ma, com resfriamento estendendo-se até o Cambro-Ordoviciano. Ele pode representar a continuidade do Cinturão Kaoko, podendo ter ainda continuidade com terrenos que bordejam a costa sul e sudeste do Brasil (Domínio Interno do Cinturão Dom Feliciano em SC).

A granitogênese alcalino-cálcio-alcalina e o vulcanismo ácido a intermediário associado podem ser atribuídas a ajustes crustais em regimes tectônicos distensivos que sucederam ao amálgama dos diferentes terrenos na fase anterior. Alternativamente, a justaposição do Domínio Paranaguá com o Luís Alves pode ter induzido neste um adelgaçamento litosférico.

Os valores de ϵ_{Nd} das várias litologias apresentam valores sistematicamente negativos, indicativos de residência crustal prévia, com episódios de diferenciação mantélica no Arqueano e no Paleoproterozóico. As rochas formadas no Neoproterozóico apresentam valores menos negativos, indicando maior participação de material derivado diretamente do manto para a formação dessas rochas.

4 - Classificação e características de rochas vulcanoclásticas

A presença de rochas vulcanoclásticas na Bacia de Campo Alegre é muito importante, representando mais de 50% de seu preenchimento. Apresentam-se como sedimentos de queda piroclástica, de fluxos piroclásticos e misturas em proporções variadas entre piroclastos e epiclastos.

Uma vez que a identificação e distinção das várias classes de rochas piroclásticas, é matéria de debates, mesmo em terrenos vulcânicos recentes estudados detalhadamente e nos quais as relações entre depósitos e centros eruptivos são conhecidas, os trabalhos desenvolvidos na Bacia de Campo Alegre exigiram uma a revisão dos critérios de classificação desses litotipos.

Foi realizada uma extensa compilação dos conceitos de identificação e classificação de rochas vulcano e piroclásticas, bem como avaliação de sua aplicabilidade no reconhecimento de rochas da Bacia de Campo Alegre. Entre as referências analisadas, destacam-se: Arioli (1981); Bard (1986); Braney et al. (1982); Cas e Wright (1987); Fischer e Schmincke (1984); Fynk e Wolf (1992); Henry e Wolf (1992); Honjo et al. (1992); Lajoie (1984); Laznicka (1988), Le Bas e Sabine (1980); Le Bas e Streckeisen (1991); Milner et al. (1992); Petrov, (1965); Pettijohn, Potter e Siever (1987); Robin, Eisen e Monzer (1994); Teruhgi et al. (1978); Walker (1983 e 1985); e Willians, Turner e Gilbert (1970).

4.1 - Definições

4.1.1- Nomenclatura dos vulcanoclastos

Eventos vulcânicos podem produzir tipos distintos de fragmentos clásticos, que, em função dessa origem, recebem a denominação comum de **vulcanoclastos** (Fischer e Schmincke, 1984 e Le Bas e Sabine, 1980).

Esse é um termo extremamente abrangente, Cas e Wright (1987) definem-no claramente como não genético, situando as rochas vulcanoclásticas simplesmente como "qualquer rocha vulcânica fragmental", no que estão em acordo com Lajoie (1984), que as definem como "qualquer rochas vulcânica fragmental, resultante de qualquer mecanismo de fragmentação".

Entretanto, quando se trata de caracterizar os diferentes processos de fragmentação vulcanoclástica e seus produtos, aparecem as discordâncias entre os autores.

Para Fischer e Schmincke (1984), quando as partículas são expelidas por atividade explosiva através das bocas de vulcões (subaéreos ou subaquosos), tratam-se de **piroclastos**. Um tipo especial de piroclasto é o gerado quando as explosões resultam do contato entre a lava e a água, seja ela superficial ou freática, esses fragmentos se denominariam **hidroclastos**.

Se as partículas vulcanoclásticas são derivadas do intemperismo e erosão de rochas vulcânicas ou piroclásticas consolidadas, temos **epiclastos**.

Autoclastos são produzidos quando a lava em movimentação se fragmenta, bem como nos colapsos gravitacionais de domos.

Quando a lava em seu movimento produz a fragmentação de rochas vulcânicas preexistentes, esses fragmentos são denominados **aloclastos**.

Lajoie (1984) propõe uma classificação ligeiramente diferente:

Vulcanoclastos **epiclásticos** continuam definidos como fragmentos derivados do intemperismo de rochas vulcânicas.

Os fragmentos **autoclásticos** são o resultado da quebra mecânica ou explosão gasosa de lavas durante seu movimento. Para o autor, aqueles fragmentos produzidos pelo resfriamento brusco de lavas quando as mesmas penetram em sedimentos saturados pela água ou no gelo, são um tipo especial de fragmentos autoclásticos: fragmentos **hialoclásticos**.

Finalmente os fragmentos **piroclásticos** são aqueles produzidos por explosão, sendo projetados desde condutos vulcânicos. Podem ser primários quando ejetados diretamente do conduto vulcânico e secundários quando retrabalhados a partir de depósitos primários inconsolidados. Na prática, porém, o próprio autor reconhece que tal distinção é muito difícil, se não impossível.

Cas e Wright (1987) definem dois tipos básicos de rochas vulcanoclásticas: as **primárias**, produzidas por processos vulcânicos, como singenéticas; e as **secundárias**, geradas por processos supérgenos, como epigenéticas.

Podem ser subdivididas em três grandes grupos:

Gerados por explosões, magmáticas, freáticas ou freato-magmáticas são **piroclastos**.

A fragmentação pelo resfriamento associado ao fluxo magmático produz os **autoclastos**.

Quando a fragmentação se dá por intemperismo, por erosão ou por fluxo gravitacional, os fragmentos são **epiclastos**.

Piroclastos e autoclastos seriam os constituintes de rochas primárias, e os epiclastos de rochas secundárias.

Adotamos uma classificação combinada entre as três, com as seguintes definições das diversas classes de fragmentos:

- **Piroclastos**, são os fragmentos produzidos pela explosão do magma, seja pela ação da pressão de seus fluidos internos (piroclastos magmáticos), seja pela ação combinada dos voláteis do magma e de água externa (piroclastos freáticos e freato-magmáticos).

O termo **Tefra** é quase um sinônimo, sendo aplicado de maneira genérica a todos os fragmentos piroclásticos (não consolidados), não importando sua composição ou granulometria.

- **Hialoclastos** são produzidos quando da fragmentação não explosiva de lava quando esta entra em contato com a água, gelo, ou sedimentos saturados com água (Hanson, 1991). O termo **Hidroclastos** se aplicaria às rochas vulcanoclásticas produzidas pela fragmentação de lava ou de fluxos piroclásticos quentes em contato com corpos d'água, massas de gelo ou de sedimentos encharcados, seja por processos explosivos ou não explosivos, dessa forma envolveria fragmentos hialoclásticos e alguns piroclásticos.

- **Autoclastos** são os fragmentos de lavas ou de fluxos piroclásticos, gerados no processo de deslocamento destes. As rochas formadas por esse processo são essencialmente são brechas, não se desenvolvendo fragmentos com granulometrias menores.

- **Aloclastos** são produzidos quando a lava em movimento provoca a fragmentação das rochas por sobre as quais passa, ou nas quais intrude. De maneira semelhante aos autoclastos, também são produzidas brechas.

- **Epiclastos** são vulcanoclastos produzidos pelo intemperismo físico ou químico, transporte e (re)deposição de rochas vulcânicas ou vulcanoclásticas.

A tabela 4.1 apresenta um resumo dessas classificações.

Tabela 4.1 - Resumo das classificações de vulcanoclastos de acordo com o processo de sua geração

VULCANOCLASTOS				
Fisher e Schmincke (1984)				
Fragmentação explosiva		Frag. Não explosiva		Frag. Intempérica
Piroclastos Hidroclastos (interação com água exterior)		Autoclastos Aloclastos		Epiclastos
Lajoie (1984)				
Frag. de lavas em movimento		Frag. no conduto vulcânico		Frag. Intempérica
Autoclastos Hialoclastos (pres. de água)		Piroclastos (primários e secundários)		Epiclastos
Cas e Wright (1987)				
Primários			Secundários	
Por explosões		Por resfriamento ou fluxo		Por intemperismo ou erosão
Piroclásticos		Autoclastos		Epiclastos
Este trabalho				
Explosivos		Não Explosivos		
Ação de voláteis internos Piroclastos	Interação com água		Movimento de lava Autoclastos Aloclastos	Intemperismo Epiclastos
	Ação de voláteis externos Piroclastos	Resfriamento Brusco Hialoclastos		
	Hidroclastos			

Em função dessas definições, quando nos referirmos a sedimentos com participação muito reduzida de clastos vulcano-derivados (< 25%) utilizaremos o termo **sedimento terrígeno** em oposição a sedimento vulcanoclástico, ao invés do termo **sedimentos epiclásticos**, como fazem alguns autores.

4.1.2- Classificação composicional dos vulcanoclastos

Entre os vulcanoclastos podem ser definidos três tipos composicionais: **vitroclastos**, **cristaloclastos** e **litoclastos**.

a - Vitroclastos

Vitroclastos envolvem uma ampla variedade de materiais vítreos, mais ou menos vesiculados. Geralmente são fragmentos produzidos diretamente a partir do magma em erupção.

Magmas de composições diferentes produzem diferentes tipos de fragmentos. Diferenças nos processos de geração desses fragmentos também irão interferir em algumas de suas características.

Fragmentos vítreos piroclásticos envolvem os **pomes** (*pumice*), e os **shards**, ou **glass-shards**. Os primeiros são produtos comuns de erupções magmáticas de magmas viscosos, silicosos a intermediários, incluindo fonólitos e traquitos (Cas e Wright, 1987). Têm granulometria variável de grandes blocos (até matacões) a silte, mas geralmente compreendem fragmentos maiores que os grânulos. É um material formado por vidro altamente vesiculado e com densidade menor que a da água. Pode ser fibroso, com vesículas tubulares subparalelas, ou ter vesículas esféricas a quase esféricas. Apresenta cores que variam do branco ao cinza-claro ou marrom.

O pomes é um dos componentes mais abundantes nos sedimentos vulcanoclásticos, entretanto, também é o mais susceptível de sofrer transformações pós-deposicionais, seja por sua composição, seja por sua porosidade.

Por esses motivos, nos depósitos antigos o pomes é mais facilmente reconhecível, mesmo quando alterado, em ignimbritos soldados, uma vez que desenvolve a característica textura eutaxítica (fiamme). O preenchimento de seus poros por minerais secundários pode levar a confundir-lo com fragmentos líticos.

Os *glass-shards* são materiais finos, de granulação areia a argila, pouco vesiculados. São produzidos através da fragmentação explosiva de vesículas, geralmente com morfologia que recorda os restos das paredes dessas vesículas, caracterizando-se pelas formas de cúspide, de "Y" (junção de três bolhas), ou duplo convexo (junção de duas bolhas), podendo ainda ser planas, quando representam separações entre bolhas achatadas, ou convexo-côncavas (figura 4.1b). Podem também ser submetidas a compressão enquanto ainda conservam uma grande plasticidade em função de sua elevada temperatura, caso no qual deformam-se, achatando-se e soldando-se (ver figura 4.1a).

Em seus depósitos proximais, as erupções de lavas básicas tendem a produzir fragmentos do tamanho de seixos ou grânulos (bombas e lapillis), muito vesiculados, denominados **escória** (*scoria*), seriam um tipo de pomes básico, formado por vidro quase opaco com óxido de ferro microcristalino, moderadamente vesiculado.

As escórias podem dar lugar a dois tipos distintos de estruturas em função do material produzido: **Cones Cineríticos** (*Cinder Cones*), quando as escórias permanecem soltas, e **Spatter Cones**, quando são aglutinadas.

Lavas básicas mais fluidas produzem grande volume de fragmentos gerados pelo "espirramento" (*spray*) de magma, dando origem a **achnelitos**, aqueles com formas semelhantes às de ovóides e de gotas são conhecidos como "lágrimas de Pele", e os que produzem fios longos e finos são chamados "cabelos de Pele".

Shards de composição intermediária são raros, e podem ter forma de chapas irregulares se esfriados no ar, ou de blocos pouco vesiculados se forem de origem hidroclástica.

Os fragmentos vítreos produzidos pelo resfriamento hialoclástico apresentam formas blocosas, com bordas e cantos afiados e margens planas, podem ainda apresentar fraturas perlíticas.

Apesar de ser mais comum uma origem piroclástica para os vitroclastos, estes também se formam através de processos diferentes, podendo ser hialoclastos, autoclastos, aloclastos e epiclastos. Os *glass-shards*, especialmente, podem ser produzidos por processos de fragmentação epiclásticos, formados a partir do transporte e quebra de fragmentos de pomes.

Devitrificação e recristalização são feições bastante comuns nesses materiais, desenvolvendo texturas criptocristalinas, microcristalinas, esferulíticas, microgranulares e axiolíticas (Briggs, 1976). Também a soldagem dos clastos vítreos pode se fazer presente em diversos graus.

b - Cristaloclastos

Os cristaloclastos são cristais derivados do magma em erupção ou das rochas encaixantes fragmentadas, geralmente são formados pelos fenocristais em formação no magma. Pettijohn et al. (1987) fornecem alguns elementos úteis para a identificação de minerais como de origem vulcânica:

Figura 4.1 - Fragmentos de glass shards (amostras de fluxos piroclásticos da Bacia de Campo Alegre)
Na lâmina da direita observamos que os shards estão menos achatados se comparados com aqueles presentes na lâmina de esquerda, que também é mais rica em líticos.

Cristais de feldspato e de minerais máficos vulcânicos são euedrais. Em depósitos piroclásticos apresentam-se comumente quebrados. A identificação de sanidina (um feldspato de alta temperatura) também é um indício de resfriamento rápido do magma. Feldspatos zonados são característicos, em função da inibição das reações com o magma remanescente, devido à alta viscosidade e ao rápido resfriamento.

A presença de embainhamentos em cristais de quartzo e feldspato (causados pela corrosão do magma), também indica materiais de origem vulcânica.

Cas e Wright (1987), também anotam a presença de restos vítreos presos aos cristais como forte indicador de origem piroclástica.

Os cristais vulcanoclásticos podem ter qualquer uma das origens acima discutidas (piroclásticos, hialoclásticos, autoclásticos, aloclásticos e epiclásticos), quando derivados da fragmentação de componentes líticos (aloclásticos e epiclásticos), podem ser denominados xenocristais.

Cristais resfriados bruscamente por processos hidroclásticos, explosivos ou não, desenvolvem morfologias típicas, tais como cristais de plagioclásio com terminações em "cauda de andorinha" (Hanson, 1991).

Cristais piroclásticos juvenis são denominados **minerais pirogênicos**, constituídos por fenocristais ou micrólitos depositados inteiros ou fragmentados envoltos ou não por vidro.

c - Litoclastos

Segundo Cas e Wright (1987), os fragmentos líticos podem ser definidos como os componentes densos de um depósito piroclástico. Podem ser derivados de rochas de qualquer natureza.

Quanto ao seu processo de formação, os clastos líticos podem ser de origem piroclástica, pela fragmentação explosiva das rochas preexistentes; os processos hialoclásticos e autoclásticos também irão produzir fragmentos líticos, no caso da fragmentação hialoclástica é comum a mistura com sedimentos terrígenos, formando os **peperitos**. Já os processos aloclásticos e epiclásticos poderão fragmentar rochas de diversas naturezas.

Os fragmentos líticos são em geral angulosos, produzidos por processos piroclásticos, hialoclásticos, autoclásticos, ou mesmo epiclásticos, porém, processos de abrasão dentro dos condutos podem levar ao seu arredondamento.

4.1.3 - Classificação dos piroclastos de acordo com sua gênese

Segundo Fischer e Schmincke (1984), quando os piroclastos são gerados diretamente a partir do magma em erupção, dizemos serem clastos **juvenis** (ou **essenciais**), esses podem ser formados por partículas de magma resfriadas na forma vítrea, ou por cristais existentes no magma anteriormente à explosão (cristais pirogênicos).

Quando gerados pela fragmentação de rochas vulcânicas formadas em manifestações anteriores do mesmo vulcão (de rochas comagmáticas), são denominados piroclastos **conatos** (ou **acessórios**).

Finalmente existem os materiais **acidentais**, derivados do embasamento subvulcânico, podendo ser clastos de qualquer natureza.

De acordo com essas definições, os clastos juvenis podem ser piroclásticos ou hialoclásticos; já os fragmentos acessórios e acidentais podem ser piroclásticos, aloclásticos ou epiclásticos.

Embora não se encaixando na definição de Fischer e Schmincke (1984), os materiais autoclásticos também poderiam ser considerados juvenis, pois os fragmentos são produzidos através de um único evento magmático.

Entretanto, conforme assinalam Theruggi et al. (1978), a separação entre fragmentos essenciais e acessórios é na prática impossível, esses autores propõe uma união entre características composicionais e genéticas redefinindo essas classes de maneira mais simplificada:

Essenciais = vulcanoclastos e cristaloclastos

Acessórios = litoclastos vulcânicos e de fragmentos de rochas piroclásticas consolidadas

Acidentais = Litoclastos e cristaloclastos não vulcânicos (intrusivos, sedimentares e metamórficos)

Cas e Wright (1987), têm uma interpretação distinta desses termos, aplicando-os especialmente para materiais líticos. Para eles, conato se aplica aos "fragmentos líticos juvenis", ou seja: são conatos os fragmentos da rocha formada no evento magmático que se incorporam ao depósito vulcanoclástico, gerado nesse mesmo evento. Fragmentos acessórios (não conatos!), seriam aqueles produzidos pela fragmentação explosiva das rochas regionais e os fragmentos acidentais seriam quaisquer fragmentos apanhados pelos *fluxos piroclásticos*. Fragmentos acessórios e acidentais também poderiam ser chamados simplesmente de xenólitos.

Esta classificação envolve conceitos genéticos ainda mais elaborados que a primeira, na prática só sendo aplicável a depósitos muito jovens e muito bem conhecidos, por esse motivo preferimos ater-nos à primeira aceção (com a observação de Theruggi et al, 1978), que é, além disso, de aceitação mais ampla.

4.2- Classificação e reconhecimento das rochas piroclásticas

4.2.1- Generalidades

Como bem assinalam Pettijohn et al. (1986), "nomenclatura e classificação são partes do mesmo problema", uma vez identificada e quantificada a presença de fragmentos vulcânicos devemos separá-los em categorias e nomear às mesmas.

Nosso primeiro desafio ao adotar uma classificação para rochas piroclásticas é justamente as diferentes definições dadas pelos diferentes autores, aos termos vulcanoclástico e piroclástico.

A classificação adotada pela IUGS (Le Bas e Streckeisen, 1991), define as rochas piroclásticas como aquelas formadas em processos nos quais "a fragmentação dos clastos se deu como resultado direto da ação vulcânica".

Essa definição exclui às lavas autobrechadas, uma vez que "o resultado direto da ação vulcânica seria o fluxo de lava e não sua brechação". Esse tipo de visão também elimina aos vulcanoclastos epiclásticos e às rochas formadas por aloclastos. Com respeito aos hidroclastos, embora os autores as situem dentro dos piroclastos, poderíamos ter infundáveis debates para definir se a fragmentação é devida ao processo vulcânico, à entrada de lava em um corpo d'água, ou à presença de água no local.

O problema quanto a essa definição reside justamente na definição de fragmentos piroclásticos adotada pelos autores. Dizer que se tratam de fragmentos gerados pela "Ação direta do vulcanismo" é vago e pode conduzir a contradições. A definição apresentada anteriormente, de que piroclastos são os **fragmentos produzidos pela explosão do magma**, é mais adequada para a utilização da classificação, e engloba àqueles fragmentos produzidos pela ação da pressão de seus fluidos internos e pela ação combinada dos voláteis do magma e de água externa.

Como veremos adiante, a proposta da IUGS adota basicamente critérios granulométricos, e foi adotada e recriada por diversos autores (Fischer, 1961; Fischer, 1966; Fischer e Schmincke, 1981; Schmid, 1981; Theruggi et al, 1978, etc.).

4.2.2- Classificação granulométrica de rochas piroclásticas

De maneira semelhante aos princípios utilizados para os fragmentos terrígenos, podemos classificar os fragmentos vulcanoclásticos (especialmente os piroclásticos) em função de sua granulometria.

Segundo a proposta de Fischer (1961 e 1966) e Fischer e Schmincke (1981), as tefras mais finas, com dimensões menores que 0,062 mm (granulometria correspondente a siltes e argilas), são denominados **cinzas finas** (*fine ash*), Theruggi et al. (1978) propõe o termo **chonito** (do grego pó) para esses clastos. Na granulometria de areias (0,062 a 2 mm), são **cinzas grossas** (*coarse ash*). Entre 2 e 64 mm (grânulos e seixos), os fragmentos piroclásticos são denominados **lapilli** ou **tefra de lapilli**, para as dimensões superiores a 64 mm, os fragmentos recebem as denominações de **blocos** ou **bombas** (ou ainda **tefra de blocos**, **tefra de bombas**, ou **aglomerado**) o primeiro termo usado quando os fragmentos são angulosos e o segundo quando arredondados. Na tabela 4.2 apresentamos um resumo dessa classificação.

Tabela 4.2: Classificação de rochas piroclásticas e mistas com base na sua granulometria.

Granulometria	Fragmentos Epiclásticos	Fragmentos Piroclásticos	Rocha Piroclástica (até 25% de epiclastos)	Rocha Mista (até 75% de epiclastos)	Rocha Epiclástica (mais de 75% de epiclastos)
64 mm	Matação Blocos	Bombas, blocos, Tefra de bombas, Tefra de blocos	Aglomerado Aglutinado Brecha piroclástica	Conglomerado tufáceo Brecha tufácea	Conglomerado Brecha
2 mm	Seixos Grânulos	Lapilli ou Tefra de lapilli	Lapillito	Conglomerado tufáceo	Conglomerado Brecha
0,062 mm	Areias	Cinza grossa	Tufo grosso	Arenito tufáceo	Arenito
	Siltes Argilas	Cinza fina	Tufo fino Tufo de poeira Chonito	Siltito tufáceo Argilito tufáceo Folhelho tufáceo	Siltito Argilito Folhelho

Vários autores apresentam termos específicos para depósitos piroclásticos inconsolidados, embora essa diferenciação possa vir ser importante em terrenos vulcânicos recentes, não tem qualquer significado em regiões mais antigas e, portanto, não serão considerados.

As rochas piroclásticas formadas predominantemente por cinzas, finas ou grossas, são denominadas **tufos**, quando predominam as cinzas finas podem ser **tufos finos**, ou **tufos de poeira** (*dust tuff*) ou ainda **chonitos**; quando as cinzas são grossas temos **tufos grossos**, ou simplesmente **tufos**.

Lapillito é o nome recebido pelas rochas piroclásticas formadas por lapillis. No caso de uma mistura de cinzas e lapillis entre 25 e 75%, a rocha é classificada de acordo com a proposta da IUGS (Le Bas e Streckeisen, 1991), com predomínio dos lapillis a rocha seria um **cinza lapilli tufo**, com o predomínio das cinzas seria um **lapilli cinza tufo**.

Do mesmo modo, as demais rochas que apresentam mistura de fragmentos piroclásticos de granulometrias diversas, também fazem uso de nomes compostos pela combinação entre as designações individuais das partículas que as compõe.

Os lapillis podem ser dos tipos juvenis, acessórios ou acidentais. Um tipo especial de lapilli juvenil são aqueles denominados **lapillis acrescionários**, formados

pela agregação da cinza pela ação da umidade na nuvem eruptiva, essa umidade pode provir de chuva ou do próprio processo magmático. Outro tipo de lapilli é o **encouraçado**: em torno de um núcleo sólido de qualquer natureza (distinta das cinzas), grãos de cinza aderem a seco, construindo uma partícula de maior diâmetro.

As rochas piroclásticas com predomínio de bombas são denominadas **aglomerados**, quando as bombas se solidificaram durante o voo ou **aglutinados**, caso no qual as bombas se solidificaram apenas depois de terem se chocado com o solo, estando portanto "coladas" umas às outras; com predomínio de blocos, são **brechas piroclásticas**.

Os blocos são fragmentos angulosos a subangulosos que também podem ter qualquer natureza, formam brechas piroclásticas quando a presença de cinzas ou lapillis como matriz não ultrapassa a 25%.

As bombas, por sua vez, são fragmentos essencialmente juvenis, produzidas pelo resfriamento de fragmentos da lava em voo ou pouco após sua aterragem.

Quando temos núcleos de lava resfriada envoltos por cinza vulcânica aderida, temos, a semelhança do observado para os lapillis, **bombas encouraçadas**. Se são massas de lava a envolver fragmentos acessórios ou acidentais, temos **bombas nucleadas**.

Os piroclastos podem ocorrer em combinações variáveis com fragmentos epiclásticos na formação de rochas. Na proporção de 25 a 75% temos rochas mistas. No caso de predomínio de fragmentos menores que 0,062 mm, temos **siltitos tufáceos**, **argilitos tufáceos**, ou **folhelhos tufáceos**. Para rochas com granulação de areia temos **arenitos tufáceos**. As rochas com granulação maior podem ser denominadas **conglomerados tufáceos** ou **brechas tufáceas**.

O termo **tufito** é a designação genérica dada a essas rochas nas quais ocorre mistura entre clastos piroclásticos e epiclásticos, geralmente aplicado a rochas mistas finas, quando não se consegue definir a proporção entre epiclastos e piroclastos.

Cas e Wright (1987) só consideram essa classificação aplicável quando é possível ter-se certeza absoluta de que a origem e o processo deposicional das rochas foi realmente piroclástico, para aqueles casos em que restam dúvidas, propõe a seguinte classificação (ver tabela 4.3):

Rochas constituídas por fragmentos maiores que 2 mm são ou **brechas ou conglomerados vulcânicos** (*volcanic breccia* e *volcanic conglomerate*), estes podem ser subdivididos nos tipos **arcabouço-sustentado** e **matriz-sustentado**, e também de acordo com a matriz: se granular, **não coesiva**, e se lamítica, **coesiva**.

Para os fragmentos entre 2 e 0,0625 mm temos **arenitos vulcânicos** (*volcanic sandstones*).

Para os fragmentos menores temos os **lamitos vulcânicos** (*volcanic mudstones*), subdivididos, caso sejam suficientemente selecionados, em **siltitos vulcânicos** e **argilitos vulcânicos** (*volcanic siltstones* e *volcanic claystones*).

Cas e Wright (1987), discutem a questão dessa nomenclatura tendo por base a definição de rochas (ou depósitos) piroclásticas como àquelas que tiveram sua fragmentação e deposição efetuadas por processos piroclásticos; enquanto que as rochas epiclásticas seriam aquelas fragmentadas através de processos superficiais "normais", **ou** que foram depositadas por processos superficiais "normais". Dessa forma, depósitos piroclásticos que apresentem qualquer grau de retrabalhamento deveriam ser tratados como epiclásticos.

Entretanto, os autores assinalam que aqueles depósitos ou rochas, que guardem ainda evidências de sua origem piroclástica, devem se utilizar do termo **tufáceo**.

Tabela 4.3: Classificação não genética proposta por Cas e Wright (1987), para rochas vulcanoclásticas para as quais não se reconhece com segurança a derivação piroclástica.

Brecha vulcânica	
arcabouço-sustentada (<i>closed framework</i>)	
matriz-sustentada (<i>open framework</i>)	
matiz granular, não coesiva	
matriz lamítica, coesiva	
Conglomerado vulcânico	
arcabouço-sustentado (<i>closed framework</i>)	
matriz-sustentado (<i>open framework</i>)	
matiz granular, não coesiva	
matriz lamítica, coesiva	
2 mm.....	2mm
Arenito vulcânico	
0,0625mm.....	0,0625mm
Lamito vulcânico	
Se suficientemente bem selecionados e com origem vulcânica certa:	
siltito vulcânico	
argilito vulcânico	

4.2.3- Classificação composicional de depósitos vulcanoclásticos

Além da granulometria, a classificação das rochas piroclásticas deve levar em conta a proporção entre os fragmentos vítreos, cristalinos e líticos, além da presença de alguma matriz vítrea e de sua participação percentual na rocha.

Segundo a proposta da IUGS (Le Bas e Streckeisen, 1991), para a classificação de rochas piroclásticas com partículas de diâmetros inferiores a grânulo (tufos), utiliza-se um diagrama triangular, mostrado na figura 4.2a, apresentando como termos finais: vidro ou pomes, fragmentos de rochas e cristais ou fragmentos de cristais. Partindo-se do centro das três faces dos triângulos nas proporções de 50%, três linhas que se dirigem ao centro do triângulo dividem o diagrama em três campos de iguais dimensões.

De acordo com esse diagrama, apresentado anteriormente por Le Bas e Sabine (1980) e Schmid (1981), tufos de qualquer granulação, são denominados **tufos vítreos**, quando predominam fragmentos vítreos, notadamente glass-shards (os fragmentos inconsolidados seriam **cinzas vítreas**); **tufos de cristais (cinzas de cristais)**, quando predominam fragmentos formados por cristais individuais (vértice dos cristais e fragmentos de cristais); e **tufos líticos (cinzas líticas)**, quando a maioria dos clastos são fragmentos de rochas (vértice dos fragmentos de rochas).

Na prática observamos ser possível subdividir esse diagrama em sete campos (figura 4.2b). Para as rochas com mais de 50% de um determinado tipo de fragmento utilizamos as mesmas denominações acima apresentadas: tufo vítreo, ou vitroclástico, para rochas com mais de 50% de fragmentos de vidro; tufo de cristais, ou cristalino, ou

cristaloclástico, para rochas com mais de 50% de fragmentos constituídos por cristais; e tufo lítico, ou litoclástico, para tufos com mais de 50% de fragmentos líticos.

Para os tufos que tenham menos de 50% de qualquer das classes, mas nos quais dois tipos de clastos somem 75% da rocha utilizamos os seguintes termos:

- **tufo lito-vitroclástico**, quando a soma dos componentes líticos e vítreos ultrapassa 75%;

- **tufo lito-cristaloclástico**, quando a soma dos componentes líticos e cristalinos ultrapassa os 75%;

- **tufo cristalovitroclástico**, quando a soma dos fragmentos cristalinos e vítreos ultrapassa 75% da rocha.

O último campo abrange àqueles tufos nos quais a soma de dois dos seus componentes não atinge 75% da rocha, ocupando portanto a porção central do diagrama, nesse caso temos os **tufos mistos**, que não devem ser confundidos com as rochas mistas entre piroclásticas e epiclásticas.

4.3 - Aspectos descritivos para a determinação da gênese de depósitos vulcanoclásticos antigos.

O reconhecimento de fragmentos vulcano-derivados como juvenis, acessórios ou acidentais, ou ainda como piroclastos, autoclastos, aloclastos, hidroclastos ou epiclastos, é uma questão complexa, mesmo em terrenos vulcânicos recentes.

Quando tratamos de depósitos antigos, que sofreram alteração intempérica, diagênese, metamorfismo e nos quais os traços dos edifícios vulcânicos que os produziram foram completamente arrasados pela erosão, muito maiores são as dificuldades, e esquemas alternativos de classificação, mais simples, devem ser adotados.

Algumas características porém podem ser bastante seguras para a caracterização desses depósitos. Segundo Pettijohn et al. (1987), a identificação de depósitos vulcanoclásticos pode ser feita com base nos seguintes elementos:

- 1 - Composição petrográfica dos clastos;
- 2 - Associação dos depósitos com lavas;
- 3 - Presença de antidunas;
- 4 - Presença de estruturas de impacto de bombas;
- 5 - Presença de pomes estirado;
- 6 - Presença de gradação inversa.

Teruhgi et al (1978) acrescentam que, no caso de cristaloclastos a forma angulosa ou eudral (geralmente quebrada de forma angulosa) podem servir como fortes indicadores de origem piroclástica em depósitos sedimentares com granulação areia.

Bombas vulcânicas são materiais exclusivamente juvenis, elas podem ser caracterizadas com base na sua forma e por sua morfologia superficial. Sua presença, assim como a das estruturas de impacto por elas gerados, é suficiente para atestar a contribuições direta (mas não necessariamente exclusiva) de vulcanismo ativo na formação daquele depósito.

O reconhecimento de lapillis acrescicionários ou encouraçados, também fragmentos juvenis, é outra evidência de contribuições diretas das explosões vulcânicas na sedimentação, entretanto, esse lapillis devem estar constituindo camadas próprias, caso contrário, onde ocorrem apenas como alguns clastos isolados, quase com certeza representam o retrabalhamento epiclástico.

Figura 4.2 - Esquemas de classificação de rochas piroclásticas tendo por base a composição dos clastos, o segundo diagrama é mais completo que o primeiro, proposto pela IUGS (Le Bas e Streckeisen, 1991), porém exige observações mais detalhadas para sua aplicação.

A presença de pomes por si só também não caracteriza uma rocha como piroclástica.

Os fragmentos podem ser retrabalhados sucessivas vezes sem a destruição de suas características. Apenas a presença de camadas de cinzas constituídas quase exclusivamente por *glass-shards* (tufos vítreos) ou de rochas com amplo predomínio de pomes, seriam indicadores mais seguros de depósitos piroclásticos.

Sedimentos piroclásticos muito finos são especialmente suscetíveis a alteração de seus componentes vítreos, sendo dessa forma facilmente confundíveis com pelitos epiclásticos, a presença de restos e fantasmas de shards em meio a uma massa de argilo-minerais é muitas vezes a única evidência de contribuição vulcanoclástica nessas rochas.

Cas e Wright (1987) apresentam uma série de aspectos litológicos descritivos que podem ser usados para caracterizar depósitos piroclásticos antigos:

A - Aspectos texturais

Textura fragmental contra textura cristalina coerente. A caracterização de uma textura como fragmental previne a confusão entre lavas porfíroides com matriz vítrea e depósitos vulcanoclásticos. Caracterizam as rochas clásticas um grande volume de cristais fragmentados e abundância de fragmentos líticos.

Soldagem. Evidências texturais de soldagem, tais como textura eutaxítica, pomes estirados ou com foliação lenticular, são claros indicadores de origem piroclástica para as rochas. Entretanto, graus de soldagem extremos levam à destruição dessas evidências, tornando as rochas piroclásticas depositadas quentes praticamente idênticas a lavas (Henry e Wolf, 1992).

Forma. Para fragmentos produzidos por explosão a forma pode servir como elemento diagnóstico. Os *glass-shards* indicam fragmentação explosiva para sua geração, ainda que sua deposição possa ter-se dado por diferentes processos: ignimbritos, queda de tufos, vagas piroclásticas, movimentos de massa ou retrabalhamento epiclástico discreto. Da mesma forma, outros fragmentos tipicamente atribuíveis a processos piroclásticos, tais como lapillis acrescionários ou encouraçados, não podem ser tidos como depositados obrigatoriamente por processos piroclásticos.

As formas das bombas e a morfologia de sua superfície e a forma de fragmentos "cuspídeos" de condutos vulcânicos caracterizam aos aglomerados, rochas tipicamente piroclásticas. Por outro lado, os fragmentos angulosos podem ter diversas origens.

Fragmentos de pomes achatados (*fiamme*) e *shards* plasticamente deformadas são indicativas de soldagem e, portanto, de deposição por fluxos piroclásticos quentes (ignimbritos).

Granulação, angulosidade, seleção e tipo de arcabouço são outros elementos texturais assinalados pelos autores como úteis na classificação de rochas piroclásticas, mas de maneira alguma apresentam-se como conclusivos.

B - Aspectos composicionais

Homogeneidade composicional. Pode ser uma característica indicativa do grau de retrabalhamento de um depósito piroclástico, quanto menos homogênea a composição, maior seria a mistura de diferentes fontes. Essa homogeneidade seria melhor caracterizada pelos componentes líticos. Uma mistura de cristaloclastos, vitroclastos e litoclastos pode ser considerada uma assembléia de componentes homogênea, uma vez que podem todos derivarem de uma única fonte, refletindo a fragmentação de um único magma parcialmente cristalizado.

Componentes clásticos. A abundância de pomes, escória e *glass shards* indica com certeza uma erupção piroclástica, mas apenas talvez uma deposição por processos piroclásticos. A redução da homogeneidade ou o aumento da participação

dos componentes líticos e/ou cristalinos, em detrimento dos vítreos, indicariam maior diversidade de origens deposicionais, inclusive epiclásticas.

4.4 - Classificação genética e de depósitos modernos

Para Cas e Wright (1987) dois tipos diferentes de classificações podem ser utilizadas para o estudo de depósitos piroclásticos modernos: uma classificação descritiva e uma classificação genética.

4.4.1 - Classificação Genética

A descrição genética depende de características litológicas, mas também da geometria e das relações de campo e, portanto, só pode ser aplicada, em um primeiro momento, para os depósitos muito jovens e bem expostos. Essa classificação genética refere-se essencialmente à identificação do processo de origem do depósito piroclástico, envolvendo aí três categorias:

- **Quedas piroclásticas;**
- **Fluxos piroclásticos; e**
- **Vagas piroclásticas.**

As quedas piroclásticas são as produtoras dos típicos depósitos de tufos de queda (*fall out tuffs*). Cinzas e lapillitos que se depositam "frios", isto é resfriados após o vôo a partir da boca do conduto vulcânico.

Na literatura norte americana tem se empregado a denominação tufos de fluxo de cinzas (*ash flow tuffs*) para os depósitos de fluxos piroclásticos formados predominantemente por fragmentos com granulometria de cinzas, entretanto, termo mais antigo e que pode ser considerado como sinônimo é **ignimbrito**. São depósitos "quentes", formados através de volumes de fragmentos e gases em movimento paralelo à superfície do terreno, nesses depósitos desenvolvem-se as texturas típicas de soldagem de pomes (os tufos soldados - *welded tuff*).

Abaixo analisaremos detalhadamente cada um desses grupos de depósitos piroclásticos.

4.4.1.1 - Quedas piroclásticas

Para as quedas piroclásticas foi proposto por Walker (1973) um esquema que leva em conta o tipo do evento explosivo que as gerou, é uma classificação quantitativa que toma por base a medida da área de **dispersão** dos piroclastos ($D = \text{área ocupada por uma espessura mínima de } 0,01 \times \text{espessura máxima do depósito} - D = 0,01 T_{\text{max}}$) e da fragmentação ($F = \% \text{ de fragmentos inferiores a } 1\text{mm tomados à distância de } 0,1 T_{\text{max}}$)

Essa classificação necessita de um detalhado estudo granulométrico e um estudo que cubra uma área bastante ampla para que sejam caracterizadas várias isópacas dos depósitos piroclásticos. Entretanto, algumas características observáveis na escala de afloramento e em lâminas poderiam servir para uma identificação aproximada de depósitos antigos e/ou descontinuamente expostos, de acordo com essa proposta.

Através desse método classificaram-se três tipos básicos de vulcanismo:

Stromboliano normal / hawaiano, caracterizado por interrupção mínima, com ejeção de lavas basálticas ou quase basálticas, produzindo um cone de escória ou tipo

spatter, com uma extensão lateral limitada, apresentam colunas eruptivas pequenas (300 m até, no máximo, 600 m) ($D < 10$ KM, $F < 12\%$).

Surtseyano ocorre em erupções basálticas associadas a lagos ou no mar, tem dispersão (estimada) pouco maior que os strombolianos, e uma fragmentação significativamente maior, podendo atingir 90%. As colunas eruptivas podem atingir até 8 km ($D \leq 10$ km, $F = 60-90\%$).

As explosões *plinianas*, por sua vez, apresentam dispersão extrema, porém com fragmentação reduzida. São erupções muito poderosas, com as colunas eruptivas atingindo mais de 27 km de altura, aparentemente essa energia dirige-se mais no espalhamento de fragmentos grossos que na sua fragmentação. ($D = 800-8000$ km, $F < 40\%$).

Outros tipos de depósitos de queda piroclásticas são:

Stromboliano violento: com maior fragmentação, talvez devido a presença de magmas mais viscosos, fechamento repetido da conduto, ou interveniência de água subterrânea (exemplo: Parícutín).

Outra variação no tipo stromboliano são os exemplos onde é aumentada a dispersão, mantendo-se a baixa fragmentação, são depósitos com formas de camadas mais que construtores de cones, podem ser chamados *desub-plinianos*. Composições traquíticas são comuns nesses depósitos (exemplo Hekla, 1970).

Explosões *surtseyanas ácidas* (traquíticas) parecem ser mais dispersas que as *surtseyanas típicas*.

Um resumo dessa classificação é apresentado de maneira gráfica na figura 4.3.

A adoção dessa classificação pode apresentar problemas mesmo quando em se tratando de depósitos modernos. A chuva sobre uma nuvem de poeira fina pode concentrar as partículas finas mais nas proximidades da conduto vulcânica do que ocorreria em condições normais; explosões sucessivas podem refragmentar material piroclástico preexistente.

Usando essas definições, Cas e Wright (1987) sugerem uma divisão genética das erupções vulcânicas de condutos vulcânicos livres em dois tipos básicos:

(1) aquelas que apresentam um aumento do espectro de dispersão e fragmentação: Hawaiana, Stromboliana, Subpliniana, Pliniana e Ultraplíniana;

(2) aquelas freato-magmáticas: Surtseyana e Freato-pliniana, estes com graus de fragmentação extremamente elevados, e geralmente associados respectivamente a termos de magmas básico-intermediários e ácidos.

Adicionalmente, a presença de condutos fechados produz às explosões Vulcanianas. Essa classificação está resumida na tabela 4.4.

Tabela 4.4: Classificação dos depósitos de queda de em função do tipo de erupção propostos por Walker (1973), segundo Cas e Wright (1987).

propostas por Walker (1973), seguidas das de Wright (1987).					
Mecanismo eruptivo	Queda piroclástica	Dispersão	Fragmentação	Fragmentos essenciais	
MAGMÁTICO	conduto aberto	havaiana estromboliana subpliniana pliniana ultrapliniana	pequena muito ampla	Baixa Alta	escória escória pomes (escória) pomes (escória)
	conduto fechado	vulcaniana surtseyana	ampla a moderada moderada	muito alta a moderada muito alta	 básicos
FREATOMAGMÁTICO	freatopliniana	muito ampla	muito alta	cinza silicosa	

Tomando por base as características litológicas presentes nos depósitos desses diferentes tipos de vulcões, três tipos de depósitos de queda piroclástica podem ser distinguidos de maneira mais simples:

(a) depósitos de queda de escória (*scoria-fall deposits*). Constituídos principalmente por basalto a andesito-basáltico vesiculados, característicos dos tipos havaiano e stromboliano de atividade explosiva. Nas proximidades do conduto associam-se a *spatter cones* e cones de escória, podem ser muito grossos granulometricamente (predomínio de partículas com mais de 64 mm), contendo grandes bombas balísticas. Distantes dos cones os depósitos de escória costumam ser de granulação mais fina e com espessuras inferiores a 5 m.

(b) depósitos de queda de pomes (*pumice-fall deposits*). Formados principalmente por magmas vesiculados de alta densidade (andesito a riólito, fonólito e traquito). São camadas amplamente dispersadas, e seriam depósitos subplinianos, plinianos e ultraplinianos, no modelo de Walker. Raramente ultrapassam 10 m de espessura, podendo atingir, entretanto, nas proximidades do conduto, até 25 m, nessas áreas geralmente têm granulometria superior a 64 mm, contendo grande quantidade de líticos, blocos de pomes e bombas.

(c) depósitos de queda de cinzas (*ash-fall deposits*). São os depósitos mais importantes, podem ser produzidos por um amplo leque de processos piroclásticos. Erupções freato-magmáticas tipicamente apresentam depósitos de granulação fina, geralmente contendo lapilli acrescionário. Depósitos de queda de cinzas co-ignimbriticas são exemplos de grande extensão, são extremamente parecidos com os depósitos freato-magmáticos (freato-plinianos), indistinguíveis sem critérios de campo (geomorfologia e relações estratigráficas). Fluxos piroclásticos líticos densos podem produzir depósitos de queda de cinzas líficas. Erupções vulcanianas produzem depósitos que variam de tipos líticos densos a escoriáceos. Nas proximidades do conduto podem apresentar abundantes blocos e bombas balísticas. Erupções freáticas produzem cinzas líficas, com blocos balísticos abundantes em torno do conduto.

Quedas de pomes e de escória apresentam os depósitos de queda de cinza como seus equivalentes distais, com suas características dependentes do processo de fracionamento eólico.

A espessura dos depósitos de queda de cinza varia de <1 mm, inclusive nas proximidades do conduto, até >1 m mesmo a mais de 100 km de distância deste, para depósitos de queda de cinzas co-ignimbriticas e depósitos freato-plinianos.

4.4.1.2- Fluxos piroclásticos

Os fluxos piroclásticos constituem um problema a parte, em função de suas características de transporte mais complexas e interação muito íntima com o relevo.

Entre os depósitos de fluxos piroclásticos destacam-se os ignimbritos, fluxos muito volumosos e com grande concentração de fragmentos vítreos.

Os depósitos são formados a partir de fluxos superficiais de dispersões concentradas de gás e sólido. São controlados pela gravidade, quentes e geralmente restritos a depressões do relevo, embora certos fluxos vítreos de alta energia possam desenvolver geometria em manta (ignimbritos). São fluxos não turbulentos, geralmente laminares ou em "plug".

Características: Geralmente maciços e pobremente selecionados, às vezes apresentando gradação dos clastos mais grossos (*coarse tail grading*). A sobreposição de vários fluxos piroclásticos pode dar a aparência de uma estratificação interna. Acamamentos difusos podem ser observados mesmo dentro de uma mesma unidade de fluxo, produzidos pelo cisalhamento interno durante o transporte. Podem apresentar *condutos fósseis de fumarolas*, condutos com pouco ou nenhum material fino, perdido pela passagem de vapor através do fluxo em movimento ou após sua parada. São canais ou bolsões enriquecidos em minerais pesados, líticos ou grandes fragmentos vesiculares.

É grande a possibilidade de confusão entre fluxos piroclásticos vítreos (ignimbritos) intensamente soldados e lavas ácidas (Henry e Wolf, 1992), uma vez que o soldamento destrói qualquer resto de texturas ou estruturas inequivocamente piroclásticas, apenas a observação de uma sequência completa (topo, porção média e base), bem como de sua geometria lateral pode diferencia-los (ver adiante).

Erupções formadoras de depósitos de fluxo piroclásticos: fluxos piroclásticos históricos viajam até a 20 km de distância do conduto que os originou, exemplos antigos contudo, demonstram que tais distâncias podem ultrapassar os 100 km, deslocando-se com velocidades médias superiores a 100m/s.

Tipos principais de mecanismos de geração de fluxos piroclásticos:

(a) colapso de domo de lava, ou de fluxo de lava. Ocorrendo tipicamente em cones vulcânicos andesíticos de vertentes íngremes, ou também na erupção de domos silicosos. São gerados fluxos fragmentários de lava quando um fluxo ou um domo ativos colapsam a partir do topo ou das encostas do vulcão. Tal colapso pode ser essencialmente gravitacional ou um disparo explosivo dirigido (*explosively directed blast*). A explosão também pode ser produzida pelo contato da lava com água subterrânea.

Cas e Wrigth (1987) sugerem que esses fluxos piroclásticos sejam chamados de fluxos de blocos e cinzas (*block and ash flow*), mas outros termos, como fluxo de detritos de lava (*lava debris flows*), depósitos de avalanches quentes (*hot avalanche deposits*) (Francis et al., 1974) e nuvens ardentes (*nuées ardentes*) também são usados. São fluxos piroclásticos de pequeno volume, levando ao desenvolvimento de depósitos caóticos.

Escorregamentos de porções do edifício vulcânico podem também, pela liberação da pressão de confinamento, levar à explosão de domos em desenvolvimento no interior desses vulcões (Mt. St. Helens, 1980), nesses casos pode ser muito grande a participação de material não juvenil no depósito formado (>99%), isso torna praticamente impossível a distinção entre depósitos piroclásticos e outros de origem epiclástica (ver Ui, 1983 e Siebert, 1984).

(b) colapso de coluna eruptiva. Ocorrem quando a **densidade efetiva** da coluna eruptiva ultrapassa àquela da atmosfera. Pode afetar colunas eruptivas já bastante elevadas (ou porções destas), sair diretamente do conduto, ao nível do solo, sem a formação de uma coluna, ou ainda combinações entre esses tipos. Os fluxos originados diretamente a partir da boca do conduto ou de colunas muito baixas tendem

a conservar melhor sua temperatura, produzindo depósitos mais soldados (Henry e Wolf, 1992).

Depósitos de fluxo piroclástico de pomes são chamados ignimbritos e podem apresentar grandes volumes ($>1000 \text{ km}^3$). Fluxos de pomes de volumes pequenos, como fluxos de escória são possivelmente gerados pelo colapso interrompido de uma coluna eruptiva, os depósitos ignimbríticos realmente grandes (nunca observados em formação) podem ser formados por esse mesmo mecanismo em uma larga escala, provavelmente através de um colapso contínuo de uma coluna eruptiva pliniana (Sparks et al., 1978), esse modelo também explicaria porque a maioria dos ignimbritos é sobreposta a depósitos de queda plinianos.

Tipos e descrição dos depósitos de fluxo piroclásticos:

Fluxos piroclásticos geralmente são formados por mais de uma unidade de fluxo. No campo essas unidades de fluxo piroclástico podem colocar-se umas sobre as outras ou serem separadas por outras camadas piroclásticas (depósitos de queda ou de vagas). Os fluxos piroclásticos podem ser divididos em três porções: apresentam um nível médio principal, denominado 2, maciço a grosseiramente gradado (inversa e normalmente), e um nível superior de material mais finamente gradado (nível 3), dividido em uma fácies com estratos cruzados (3a) e uma maciça (3b), na base pode estar presente um nível mais fino (nível 1), com estratificações cruzadas e marcas onduladas (ver figura 4.4). Existem basicamente três tipos de depósitos de fluxo piroclástico:

Depósitos fluxo de blocos e de cinzas:

São topograficamente controlados, não selecionados com uma matriz de cinzas suportando grandes blocos líticos conatos, geralmente não vesiculares, que podem ultrapassar os 5 metros de diâmetro. Podem conter juntas de resfriamento, radialmente arrançadas, o que indicaria que foram depositados como blocos quentes. Os clastos podem ser todos do mesmo tipo de magma.

Os depósitos podem conter *pipas* de segregação de gases, apesar de serem incomuns, e madeira carbonizada. Podem apresentar *levées*, fronts de fluxo íngremes e grandes blocos superficiais (o que confere uma grosseira gradação inversa), todos elementos indicativos de alta força cisalhante durante o fluxo. Não são conhecidos exemplos soldados desses depósitos (o que reduz suas chances de preservação).

Depósitos de fluxo de escórias:

São controlados topograficamente e não selecionados, formados por volumes variáveis de lapilli vesicular e de clastos escoriáceos com superfície encordoadas (*ropy*), com até 1 m, e composições variáveis de basáltica a andesítica. Podem conter grandes blocos conatos não vesiculares líticos. Gradação inversa dos clastos maiores é comum, e camadas basais de granulação fina podem ser encontradas. As mesmas estruturas dos fluxos de blocos podem estar presentes. Também desconhecem-se depósitos soldados desse tipo.

Depósitos de fluxo de pomes ou ignimbritos.

Depósitos tipicamente mal selecionados, maciços, contendo um volume variável de cinzas, pomes lapillítico arredondado e blocos ocasionalmente com até 1 m de diâmetro. Dentro das unidades de fluxo, os grades fragmentos de pomes podem ser gradados inversamente, enquanto os clastos líticos apresentam gradação normal, porém, o aspecto não gradado é dominante. Os depósitos mais grossos, e de menor volume, geralmente se restringem a vales, enquanto os depósitos de grande volume formam grandes lençóis ignimbríticos que soterram todos os altos topográficos. Às vezes apresentam uma ou mais zonas de soldagem. Apresentam cor geralmente rosa-

salmão, que é característica de sua colocação em alta temperatura, que pode distinguir ignimbritos não soldados de fluxos de lama de pomes (epiclástico). Também podem apresentar pipes de degasificação.

Os ignimbritos podem ser classificados de acordo com seu grau de soldamento (Walker, 1983) os ignimbritos de grau extremo desenvolvem estruturas de fluxo que podem ser facilmente confundidas com o bandamento de fluxo presente em lavas ácidas. Até pouco tempo, considerava-se critério seguro para a distinção entre lavas e ignimbritos a maior extensão destes últimos (maior razão área/espessura). Atualmente porém reconhece-se que lavas ácidas de alta temperatura (e baixo conteúdo de voláteis) podem desenvolver derrames bastante extensos, com relação área/espessura muito maior que os dos domos riolíticos. Muitos desses derrames eram classificados como ignimbritos apenas por possuírem essas grandes extensões em área, entretanto, mesmo em sucessões vulcanogênicas bem expostas e estudadas, existem muitas dúvidas quanto à correta identificação de lavas e ignimbritos intensamente soldados (Henry e Wolf, 1992; Braney et al., 1982; Milner et al., 1982; Honjo et al., 1982).

A classificação para depósitos de fluxos piroclásticos de Cas e Wright (1987), baseada nas discussões apresentadas acima estão resumidas na tabela 4.5.

Tabela 4.5: Clasificação dos depósitos de fluxo piroclástico, com sua interpretação genética e principais materiais componentes.

Mecanismo eruptivo	Fluxo piroclástico	Depósito	Fragmentos essenciais
colapso de coluna eruptiva (fonte)	fluxo de pomes fluxo de cinza fluxo de escória	ignimbrito, depósito de fluxo de pomes tufo de fluxo de cinzas depósito de fluxo de escória	pomes escória
colapso de domo de lava (explosivo e gravitacional)	fluxo de blocos e cinzas (<i>nuée ardente</i>)	depósito de fluxo de blocos e de cinzas	lava densa
liberação explosiva de criptodomo	fluxo de detritos vulcanoclásticos secos e quentes	fluxo de detritos vulcanoclásticos	Líticos acessórios (+fragmentos juvenis)

4.4.1.3 - Depósitos de vagas piroclásticas

Também é um tipo de fluxo de partículas sólidas dispersas em um gás, porém, diferentemente dos fluxos piroclásticos, estes são turbulentos e com baixa concentração. São de menor espessura e, portanto, mais difíceis de serem identificados e separados dos fluxos piroclásticos.

Os depósitos recobrem a topografia, mas também são por ela controlados, geralmente exibindo maiores espessuras nas depressões. Apresentam estruturas deposicionais unidirecionais: estratificações cruzadas de baixo ângulo, dunas, estrutura de pinçamento (*pinch and swell*), e de "corredeira e piscina" (*chute and pool*). Geralmente são depósitos enriquecidos em líticos densos e cristais. As lâminas individuais são geralmente bem selecionadas, mas no conjunto os depósitos são mal selecionados. Podem apresentar condutos de degasificação.

Figura 4.3 - Dois aspectos da classificação de atividade vulcânica explosiva, nos dois gráficos os valores expressos nas coordenadas (explosividade, altura da coluna eruptiva, fragmentação e dispersão) refletem, por parâmetros distintos valores crescentes da energia da explosão vulcânica.

Figura 4.4 - Modelos de fácies para fluxos piroclásticos (ignimbritos): (a) depósito de fluxo de blocos e cinzas, (b) depósito de fluxo de escórias, (c) depósito de fluxo de pomes (extraído de Cas e Wrigth, 1987).

Três situações podem dar origem a esses fluxos de baixa concentração:

Erupções freato-magmáticas e freáticas: Podem dar origem a um "*base surge*" com forma de colar que se expande radialmente em todas as direções a partir do local de ocorrência de uma explosão freato-magmática ou freática, ou pelo colapso da coluna eruptiva da explosão freática ou freato-magmática. O termo "*base surge*" foi utilizado originalmente para as nuvens basais que se expandem radialmente em explosões nucleares.

Apresentam velocidades superiores a 100 m/s, e são constituídas por gases e detritos, capazes de arremessar partículas com diâmetro de areia a mais de 8 km de distância do centro da explosão, derrubando árvores situadas a até 1 km.

São gerados pela interação entre magma e água, resultando, em muitos casos, em fluxos "frios e molhados", com temperaturas inferiores a 100°C e associadas a água e não a vapor, entretanto, alguns casos de vagas "quentes e secas" também foram reportados. As vagas basais são geralmente associadas com a formação de pequenas crateras vulcânicas, denominadas maars, anéis de tufos e cones de tufos. São feições geralmente presentes em áreas de vulcanismo basáltico. Feições em maars e assemelhadas podem ser construídas por outros tipos de magmas, incluindo carbonatíticos, fonolíticos e riolíticos.

Também se conhecem vagas basais associadas a vulcões maiores, como estratovulcões andesíticos com lagos de cratera e outros vulcões com lagos de caldeira. Vagas de composição riolítica podem estar associadas a espessos depósitos gerados durante a colocação de ignimbritos, bem como estar associadas a fases explosivas freato-plinianas.

Vagas associadas a fluxos: Depósitos finos de pomes e cinzas, estratificados, são normalmente encontrados em associação com depósitos de fluxo piroclástico de vários tipos, quando ocorrendo na base das unidades de fluxo são denominadas vagas de solo (*ground surges*, Walker, 1973) e quando ocorrem no topo, vagas de nuvem de cinzas (*ash-cloud surges*). Comparadas com as vagas de base podem ser consideradas quentes e secas.

As vagas de solo já chamadas furacões de cinzas (*ash hurricanes*) parecem ser os precursores de fluxos mais concentrados, podem ser gerados por três mecanismos:

- Disparo dirigido de baixa concentração (*directed blast*);
- a partir da cabeça de um fluxo piroclástico que se dilua pela "ingestão" de ar em seu movimento, em um processo que lembra os fluxos turbidíticos altamente fluidizados; ou
- por pequenos colapsos precoces de uma coluna eruptiva vertical mantida (*maintained vertical eruption column*).

As vagas de nuvens de cinzas são fluxos turbulentos, de baixa densidade situados na nuvem que corre acima dos fluxos piroclásticos. Contém material elutriado do topo do fluxo piroclástico, que forma um subfluxo basal. A maior parte das cinzas que sobe na nuvem de cinzas irá se depositar depois como depósitos de queda finos, são depositados quentes.

As vagas de nuvens transportam materiais com granulometria de blocos, tais materiais podem ser selecionados pelo movimento, depositando materiais com granulometria maior nos vales e os mais finos em uma área mais ampla.

Vagas associadas com quedas: Produzidas durante o colapso de colunas eruptivas, para as quais não teria ocorrido a formação de fluxos piroclásticos, também são vagas de solo (*ground surges*), e caracteristicamente intercalam-se a depósitos de queda.

Tipos e descrição:

Depósitos de vagas de base:

Produzem depósitos estratificados, laminados, às vezes maciços, contendo fragmentos juvenis, variando de vesiculados a não vesiculados; líticos conatos e líticos acessórios ocasionais. Grandes líticos balísticos podem formar depressões (*sag bombs*) nas proximidades do conduto. Vagas produzidas por erupções freáticas são quase totalmente formadas por líticos conatos, com talvez quantidades menores de líticos acidentais. Os materiais juvenis geralmente são menores que 10 cm, em função do grau de fragmentação produzido pela interação água/magma. Podem acumular espessos depósitos (superiores a 100 m nas proximidades das crateras freato-magmáticas), mas afinam rapidamente com a distância. Os depósitos encontrados nas sucessões de estratovulcões são geralmente pouco espessos (de 5 cm a menos de 5m).

Internamente exibem acamamentos unidirecionais, podendo ser comuns formas de dunas cavalgantes. Nas proximidades do conduto torna-se difícil a diferenciação entre camadas planas de vagas de base e camadas de queda. Os depósitos de vaga geralmente mostram truncamentos de baixo ângulo, podendo ser esse o critério chave para a distinção.

Os depósitos de vaga basal parecem estar molhados e "grudentos" quando se depositaram. Lapillis acrescionários são comuns. As camadas quase sempre deformam-se plasticamente (por exemplo com as bombas, ou em escorregamentos penecontemporâneos).

Também ocorrem tufos vesiculados, com cavidades de gás. As vesículas em tufos não são diagnósticas de uma origem como vagas basais, também podendo ser encontradas em camadas de queda freato-magmáticas, e não necessariamente próximas ao conduto. As cavidades apenas indicam que os tufos encontravam-se quase saturados na época de sua deposição, e que o ar ou vapor preso não pôde escapar. Os depósitos podem ser litificados, mas não devem ser confundidos com tufos soldados.

Embora possam ser formados por diferentes processos, a presença de Lapillis acrescionários pode, quando estes estão presentes em depósitos estratificados de vários metros de espessura, indicar tratar-se de depósitos de vagas basais.

Depósitos de vagas de solo:

Produzem depósitos estratificados, geralmente com menos de um metro de espessura, na base das unidades de fluxo piroclástico. São depósitos compostos por cinzas, fragmentos juvenis vesiculados, cristais e líticos, em proporções variáveis. São tipicamente enriquecidos em componentes mais densos, se comparados com os depósitos de fluxo piroclásticos que os acompanham. Podem estar presentes camadas unidirecionais, madeira carbonizada e pequenos pipes de segregação.

Depósitos de vaga de nuvem de cinzas:

Depósitos estratificados, geralmente com espessura inferior a 1 m, encontrados no topo ou como equivalentes laterais de unidades de fluxo piroclástico. Apresentam camadas unidirecionais, estruturas de *pinch and swell* e podem ocorrer como lentes individuais separadas. Poderia ser esperada a concentração de material vítreo, entretanto, é comum encontrar-se enriquecimento em cristais. Podem apresentar pipes de segregação. A granulometria desses depósitos depende da composição do fluxo que os originou.

4.5 - Classificação litológica (não genética) de depósitos piroclásticos modernos

Cas e Wright (1987) adotam os seguintes critérios para a classificação descritiva de depósitos piroclásticos:

- limites granulométricos
- faixa de granulometria apresentada pelo depósito
- fragmentos constituintes do depósito
- grau e tipo de soldagem

Segundo essa proposta, a granulometria dos depósitos piroclásticos segue à classificação de Fischer e Schiminkie (1981), apresentada na tabela 1. Adicionalmente, a análise granulométrica pode fornecer elementos que facilitam a caracterização genética dos depósitos, através dos parâmetros de seleção, diâmetro médio, desvio padrão, etc., porém, tais estudos só são efetivos na análise de depósitos inconsolidados, nos quais as dimensões originais dos fragmentos piroclásticos estão preservadas (ver também Teruhgi et al, 1978).

Quanto à composição, Cas e Wright (1987), identificam os seguintes fragmentos para as rochas vulcanoclásticas: Pomes, cristais, escória e líticos, dividindo-os em fragmentos essenciais vesiculados, essenciais não vesiculados e fragmentos não essenciais. Conforme já discutido anteriormente a definição de clastos essenciais, conatos e acessórios desses autores não nos parece adequada, portanto apresentamos abaixo uma adaptação dessa proposta.

Para os depósitos de **acresção lateral** (englobando aí depósitos de fluxo e de vagas) propõe uma classificação dependente da composição dos clastos vesiculares. Seriam classificados como fluxos ou vagas de *pomes*, de *escórias* ou de *blocos e cinzas*.

Os depósitos de pomes e de escórias seriam formados principalmente por fragmentos vesiculados e apresentariam como fragmentos não vesiculares os cristais, e os líticos.

Os depósitos de blocos e cinzas envolvem clastos vítreos pouco vesiculados como seus componentes mais importantes, e líticos "conatos" e "acidentais" e cristais como componentes não vesiculados.

Os depósitos de **queda** são classificados de acordo com a granulometria em aglomerados, brechas, lapillis e cinzas (tufos).

Os aglomerados, depósitos de lapilli e de cinzas apresentam como clastos vesiculares fragmentos de pomes ou escórias. As brechas não apresentam fragmentos vesiculares, apenas líticos.

Os aglomerados são formados principalmente por clastos líticos (derivados da lava ou da encaixante).

Os depósitos de lapillis apresentam líticos e cristais como elementos subordinados aos lapillis.

4.6 - Nomenclatura de rochas autoclásticas, aloclásticas e hialoclásticas

As rochas fragmentadas por processos não piroclásticos/epiclásticos situam-se em um campo pouco estudado, não havendo modelos de classificação formalmente estabelecidos.

4.3.1- Rochas autoclásticas

São as rochas de mais fácil identificação: brechas monomíticas e associadas com lavas de mesma composição da dos clastos. A fragmentação dessas rochas é produzida pela movimentação da lava, com maior ou menor participação da gravidade. Variam desde lavas tipo AA até depósitos de talus associados a frentes de domos ou derrames de lavas e obsidiana.

As brechas autoclásticas, ou autobrechas, ocorrem normalmente no topo e na base de derrames de lavas, o processo de formação desses depósitos passa pela fragmentação da crosta externa superior do derrame pela ação do fluxo continuado da lava abaixo dessa crosta. Parte dos fragmentos são levados adiante pela movimentação da lava e caem da frente em avanço, são depois recobertos em um processo conhecido como "esteira de trator" ("*caterpillar*").

Os clastos dessas rochas podem apresentar bandamento de fluxo, principalmente em lavas com composição mais ácida, ou então algum outro elemento que registre a existência de um fluxo anterior ou penecontemporâneo à fragmentação.

A lava não fragmentada pode ser considerada como a matriz das rochas autoclásticas. Cas e Wright (1987) consideram as brechas autoclásticas como essencialmente clasto-sustentadas, porém, é possível observarem-se grandes variações no volume relativo de matriz nessas rochas, com passagens graduais entre lavas coesas (100% de "matriz") e massas completamente fragmentadas.

Brechas piroclásticas, hialoclásticas e algumas epiclásticas podem ser confundidas com brechas autoclásticas, especialmente as primeiras. As rochas epiclásticas podem ser diferenciadas das autoclásticas pela presença de fragmentos de composições não vulcânicas, e por características texturais da matriz: clástica em brechas epiclásticas e microlíticas ou vítreas nas brechas autoclásticas.

Para as rochas hialoclásticas, os clastos ocorrem comumente num arranjo em "quebra-cabeças", e, principalmente, mais finos e com maior espectro granulométrico que aquele apresentado pelas brechas autoclásticas. Também a matriz das rochas hialoclásticas têm aparência mais fragmentária.

As brechas piroclásticas possuíam matriz clástica, formada por cinzas (shards), porém a intensa recristalização em depósitos antigos pode confundi-la com lavas.

Para fins de classificação e reconhecimento das brechas autoclásticas adotamos os seguintes parâmetros: brecha autoclástica deve assim ser considerada quando tratar-se de uma brecha monomítica (ou eventualmente pseudo-heteromítica, Laznicka, 1988) com clastos de rocha vulcânica, e "matriz" constituída por lava de composição igual à dos clastos.

A presença de estruturas fluidais nos clastos e na matriz, e evidências estruturais de passagem gradacional entre a brecha e a lava coesa da qual esta se originou, são elementos adicionais importantes para essa caracterização.

Para a classificação de diferentes tipos de brechas autoclásticas adotamos características texturais tais como dimensões dos clastos e a proporção entre clastos e matriz (ver tabela 5), e características composicionais.

Tabela 4.6 - Proposta de classificação de rochas autoclásticas

	Clastos menores que 1cm	Clastos maiores que 1 cm
matriz inferior a 25%	lavas aa finas	lavas aa grossas
matriz entre 25 e 75%	brecha autoclástica fina	brecha autoclástica grossa
matriz entre 75 e 90%	lava brechada (<i>blocky lava</i>)	lava brechada (<i>blocky lava</i>)
matriz > 90%	lava coesa	lava coesa

Tabela 5: Proposta de classificação das brechas autoclásticas (tamanho dos clastos X volume de "matriz")

Uma brecha autoclástica muito comum na Bacia de Campo Alegre: com 30 a 50% de matriz, clastos com diâmetro de 5 cm em média e de composição traquítica, deve ser classificada como uma **brecha autoclástica grossa traquítica**.

4.3.2- Rochas aloclásticas

Predominantemente são também brechas, porém nestes casos os clastos são xenólitos arrancados da base ou do conduto pelos quais a lava passou, de forma que os clastos podem ter composição variadas e diferente da composição da matriz de lava. Devemos ainda considerar a possibilidade de ocorrer mistura entre fragmentos autoclásticos e aloclásticos.

O processo de formação dessas rochas aloclásticas tende a produzir brechas com grande volume de matriz. Brechas polimíticas clasto-sustentadas, com "matriz" formada por lavas ou cinzas podem ser consideradas como brechas epiclásticas, com infiltração posterior da matriz vulcânica.

As rochas com volume de matriz lávica entre 25 e 75% devem ser classificadas como **brechas aloclásticas**. As rochas com mais de 75% de matriz, podem ser simplesmente chamadas de lavas com xenólitos.

De maneira semelhante às brechas autoclásticas, podem ser grossas ou finas, de acordo com o tamanho dos clastos e também incluir o tipo de lava que constitui a matriz (e.g. brecha aloclástica grossa riolítica).

4.3.3- Rochas hialoclásticas

Classificadas por alguns autores como um tipo especial de rochas autoclásticas (Lajoie, 1986), as rochas hialoclásticas apresentam características texturais e estruturais bastante distintas: fragmentos irregulares e de variados tamanhos ocorrendo próximos com um padrão de "quebra-cabeças", pois o processo de fragmentação é geralmente seguido apenas de uma pequena movimentação. Em meio aos fragmentos hialoclásticos é comum ocorrerem almofadas de lava isoladas, apresentando suas bordas com cores e granulação distinta do interior.

Lateralmente as rochas hialoclásticas passam para lavas coesas, geralmente almofadadas, sendo também comum a associação com sedimentos subaquosos (Hanson, 1991 e Laznicka, 1988).

Para classificar essas rochas podemos emprestar termos sedimentológicos, compondo as seguintes classes:

- Brechas hialoclásticas, rochas clasto ou matriz sustentadas, nas quais a matriz também é clástica e de granulação areia ou mais fina;
- Arenitos hialoclásticos, rochas de granulação areia nas quais predominam fragmentos gerados por processos hialoclásticos.

São largamente predominantes as brechas hialoclásticas, os arenitos hialoclásticos seriam restritos a porções marginais mais fragmentadas das brechas.

O termo Peperito deve ser empregado quando for identificada a ocorrência de mistura entre fragmentos hialoclásticos com sedimentos terrígenos, dando à rocha uma aparência de "sal e pimenta", com granulação predominante de areia.

5 - Bacia de Campo Alegre - Situação Regional

5.1 - Trabalhos anteriores

Conforme assinalamos os principais trabalhos a respeito da Bacia de Campo Alegre devem-se a Ebert, 1971 e Daitx e Carvalho, 1981, antes deles deve-se a Almeida (1949) o primeiro registro a assinalar a presença de rochas vulcânicas e piroclásticas na região. A partir de estudos petrográficos faz comparações com riólitos porfíricos reconhecidos na Bacia do Itajaí e atribui a elas uma idade eopaleozóica.

Antes disso, Dutra (1926) e Maack (1947) não identificaram a presença de rochas vulcânicas ou sedimentares na área de ocorrência da Bacia de Campo Alegre. Carvalho e Pinto (1938) descrevem rochas sedimentares, arenitos e folhelhos, entre Bateias e São Miguel, relacionando-as com a "Série" Itararé, da Bacia do Paraná.

Trein et al. (1969), incluíram essas rochas na Formação Guaratubinha (definida por Fuck et al., 1967).

Albuquerque et al. (1971) delimitam na escala 1:250.000 os limites dessa unidade, referida como Formação Campo Alegre. Para os autores esta formação pertenceria ao Grupo Itajaí, e os conglomerados pertenceriam à Formação Baú.

Os trabalhos de Ebert e Brochini (1971) e de Ebert (1971) levaram à definição da estratigrafia aceita até o presente.

É de Ebert (1971) a definição das três diferentes formações: (1) Formação Bateias, inferior, constituída por espesso nível de conglomerados que gradam para arcóseos, com raros siltitos intercalados; (2) Formação Campo Alegre, intermediária, de maior espessura e formada por piroclásticas básicas a ácidas, com vulcânicas homólogas associadas, além de sedimentos detríticos restritos; e (3) Formação Rio do Turvo, constituída por siltitos finos laminados, com raras intercalações tufáceas.

Esse autor defende que a Bacia de Campo Alegre não guarda relações estratigráficas com a Bacia do Itajaí, à qual considera mais antiga, preferindo relacioná-la com o Grupo Castro (no PR) e com pequenas bacias ocorrentes na Serra do Mar do Paraná e Santa Catarina, principalmente com as ocorrências da Bacia do Rio Guaratubinha, descritas por Fuck et al., 1967, a sudeste de Curitiba, de onde empresta o nome de Grupo Guaratubinha para essas rochas.

Valiat (1974) apresenta perfis de 17 sondagens que confirmam a estratigrafia proposta por Ebert (1971). A análise dessas é apresentada mais detidamente adiante.

A partir de levantamentos geológicos detalhados, Daitx (1979 a, b) e Daitx e Carvalho (1981) analisam minuciosamente os depósitos das bacias de Corupá e Campo Alegre. Para esta última os autores identificam cinco seqüências deposicionais, todas incluídas no Grupo Guaratubinha, às quais denominam informalmente: (1) seqüência Sedimentar Inferior; (2) seqüência Vulcânica Inferior; (3) seqüência Sedimentar Intermediária; (4) seqüência Vulcânica Superior; e (5) seqüência Sedimentar Superior. A primeira correspondendo a Formação Bateias de Ebert (1971), as três seguintes são divisões da Formação Campo Alegre e a última é relacionável à Formação Rio Turvo. É principalmente do trabalho de Daitx e Carvalho (1981) que tomamos as descrições que se seguem.

A seqüência Sedimentar Inferior pode ser dividida em duas fácies, uma conglomerática e outra arenítica, entre as quais observam-se passagens gradacionais rápidas, até raras ocorrências de siltitos e arenitos junto ao topo. Os autores não identificam o ambiente deposicional dessas litologias.

A seqüência Vulcânica Inferior marcaria a base da Formação Campo Alegre de Ebert (1971), tem composição básico-intermediária, ocorrendo de maneira predominante entre a deposição da Seqüência Sedimentar Inferior e da seqüência

Sedimentar Intermediária, porém também se faz presente em meio à siltitos, tufitos e tufos da sequência Sedimentar Inferior.

Essa sequência compreende tipos basálticos e andesíticos, com raros dacitos e riódacitos, rochas vulcânicas mais diferenciadas, como quartzo-traquitos, também estão presentes.

Daitx e Carvalho (1981) afirmam que a Sequência Sedimentar Intermediária é constituída principalmente por sedimentos piroclásticos, com participação de sedimentos epiclásticos finos a arenosos. Essas rochas ocorrem intimamente associadas aos vulcanitos básicos que situam-se em porções variadas dessa unidade, especialmente na base e junto ao seu topo. Na base dessa unidade predominam os tipos siliciclásticos, compostos principalmente por siltitos, são comuns as intercalações de tufitos em meio a esses pacotes. Os depósitos predominantemente piroclásticos concentram-se, segundo os autores, junto ao topo da sequência, variando de tufos finos (*dust tuffs*), até brechas grossas.

Segundo Daitx e Carvalho (1980), é na sequência Vulcânica Superior, que as manifestações de vulcanismo ácido intensificaram-se, primeiramente na forma de vulcanismo explosivo, evoluindo depois para derrames traquíticos e riolíticos.

Os derrames de lavas predominam e são principalmente traquitos, quartzo-traquitos, e riólitos, com ocorrências subordinadas de *felsitos*, *felsófiros*, traquiandesitos, dacitos e *meláfiro*s. Os traquitos predominam nas áreas norte oeste e nordeste da bacia, sendo amplamente superadas pelos riólitos na porção sul da mesma. Intercaladas a essas lavas encontram-se rochas piroclásticas variadas, marcadamente brechas, muitas das quais polimíticas, com fragmentos acidentais do embasamento e de conglomerados, imersos em matriz tufácea. Brechas e tufos ácidos, marcam o topo dessa unidade, são formadas por fragmentos de rochas vulcânicas e por cristais em matriz muito fina, silicosa, devitrificada.

A última unidade da Bacia de Campo Alegre, definida pelos autores é a Sequência Sedimentar Superior, equivalente à Formação Rio do Turvo de Ebert (1971), restringe-se a suas porções centrais. Apresenta um contato transicional com as rochas piroclásticas da unidade subjacente, sendo limitada em sua borda sul por falhas. Através dos furos de sondagem os autores conseguiram separar duas fácies: em sua base predominam tufos finos com intercalações menos importantes de rochas epiclásticas finas, para o topo os sedimentos epiclásticos ganham importância, passando a predominar, sendo portanto composta principalmente por siltitos, ocorrendo ainda argilitos e siltitos calcíferos, os tufos são muito subordinados.

5.2 - Quadro estrutural regional

A Bacia de Campo Alegre situa-se na porção norte da Microplaca Luís Alves (ou Domínio Luís Alves), em uma porção identificada por Kaul (1997) como uma margem *regenerada* do "Cráton Luís Alves". Estruturas deformacionais rúpteis transcorrentes relacionadas com a interação entre os domínios (microplacas) Luís Alves, Curitiba e Paranaguá marcam essa faixa e condicionam a colocação e estruturação das bacias e dos granitóides eopaleozóicos.

O Limite entre os terrenos Luís Alves e Curitiba, marcado por granitóides deformados (Suíte Rio Piên de Machiavelli, 1991 e Machiavelli et al., 1993) e lentes de rochas máficas e ultramáficas intercaladas nos gnaisses regionais, representa a estrutura fundamental para o entendimento da formação e deformação da Bacia de Campo Alegre, das bacias de Guaratubinha e Corupá, além possivelmente dos vários granitóides "anorogênicos" já descritos anteriormente.

A orientação dessas estruturas varia de N45E a N30E, várias falhas bastante extensas apresentam essa orientação, que também se reflete na direção regional do Maciço de Joinville e se faz presente nos limites do maciço com as

faixas de dobramentos Ribeira e Dom Feliciano (N45E a N60E).

Essa orientação ocorre nos gnaisses regionais do Domínio Curitiba, sendo marcado por uma foliação gnaissica S_n de transposição, paralela ao bandamento, com orientação NE-SW. Essa foliação corresponderia a dobramentos regionais D3 com eixos segundo direções N30-60E/05° e S50-70E/20-40° (Harara, 1996). Essa foliação é a mesma dos Granitóides Rio Piên, onde seria uma D2 (Harara, op. cit.). Portanto é uma orientação com idade Neoproterozóica, refletindo claramente o envolvimento do embasamento regional desse setor nos fenômenos deformacionais do Cinturão Ribeira e principalmente da provável colisão entre as microplacas Curitiba e Luís Alves.

O Domínio Luís Alves apresenta, segundo Siga Jr. (1995), uma orientação noroeste, caracterizada por um bandamento gnaissico (S_n) desenvolvido no fácies granulito (datado entre 2,2 e 2,4 Ga), localmente ocorre superfície de transposição S_{n+1} , praticamente paralela a esse bandamento. A direção dos dobramentos regionais tem eixos orientados segundo S30-50E/40-60° e N20-60W/40-80° (Harara, 1996).

Conforme já discutido anteriormente, a longa estabilidade tectônica fez com que a área fosse considerada como um cráton (Kaul, 1979) ou um maciço (Hasui et al., 1975), a porção norte desse "cráton", corresponde à faixa marginal que teria sido "ativada" (ou regenerada segundo Siga Jr., 1995 e Kaul, 1997) durante a colagem tectônica do Neoproterozóico. No mapa regional apresentado por Kaul (1997) essa área ativada é balizada pela faixa de Cisalhamento Rio Piên, ao norte e pelo Lineamento Corupá, a sul (ver figura 3.1).

Falhamentos com direção N40-55E, paralelos e concentrados nas margens norte e sul do setor são as principais estruturas presentes.

A forma das bacias e dos corpos graníticos tardios caracteriza nitidamente o deslocamento lateral destrai dessas falhas. Os corpos graníticos situados nas proximidades das margens (Corupá, e Pirai a sul, Agudos do Sul, Marumbi e Graciosa a norte), bem como a Bacia de Guaratubinha (também na margem norte), apresentam formas alongadas com deslocamentos de caráter destrai.

Na porção central da área ativada, onde encontramos a Bacia de Campo Alegre e os granitos Dona Francisca e Morro Redondo, a ação dessas falhas é menos marcada, sendo os eixos maiores da bacia e dos corpos graníticos orientados segundo direção transversal às bordas das faixas (N20-30W). O limite norte da Bacia de Campo Alegre é parcialmente controlado por um lineamento que apresenta orientação NE, sobre a qual se coloca o curso do Rio Negro, no limite entre Santa Catarina e Paraná.

Na Bacia de Corupá, uma análise das falhas, dos mergulhos das camadas sedimentares, dos eixos de dobras construídas e da distribuição das unidades estratigráficas também aponta para uma deformação pós-deposicional controlada pela ação de falhas transcorrentes destrais nas bordas dessa bacia (ver discussões no capítulo 7).

A faixa norte do Domínio Luís Alves parece assim ter sido influenciada por um par transcorrente destrai, cujos efeitos são mais marcados em suas bordas (lineamentos Rio Piên e Corupá), com sua porção central um pouco menos afetada pela transcorrência.

Os deslocamentos laterais observados nos granitóides e na Bacia de Corupá não são de grande monta, mais provavelmente representam uma fase final de movimentação das falhas. A forma alongada dos granitóides pode ser em parte explicada pela intrusão controlada pelas estruturas geradas na movimentação anterior à colocação desses corpos.

A milonitização da Suíte Rio Piên, é datada no intervalo de 670-620 Ma, a foliação é paralela à faixa e apresenta mergulhos moderados a altos, apenas

localmente baixos, mas raramente verticalizados. Machiavelli (1991), Basei et al. (1990 e 1992) e Harara (1993) propõe que a milonitização foi o resultado de uma colisão com forte componente lateral.

A idade do Granito Agudos do Sul é relativamente bem estabelecida em torno de 594 Ma, posterior à época de deformação mais intensa da faixa. Esse granito corta esse feixe de falhas e apresenta uma geometria influenciada por deslocamentos claramente rúpteis, marcados por linhas retas, como se o corpo estivesse completamente consolidado no momento em que foi afetado pelas falhas (apenas como uma referência temos as idades de resfriamento do Granito Agudos do sul entre 585 e 541 Ma (respectivamente idades K-Ar em anfibólios e biotitas).

Por sua vez, os granitos de Corupá e da Graciosa apresentam formas curvas, que parecem indicar que se colocado em concordância com as fraturas, as foliações e os dobramentos gerados pela fase principal de deslocamento dos grandes falhamentos, de maneira semelhante àquela proposta por Fiori (1985 a, b e c), para os granitóides intrusivos no Grupo Açungui entre as falhas de Lancinha e Morro Agudo (granitos Cerne, Piedade, Morro Grande e Varginha). Os deslocamentos destrais observados nesses corpos também seriam movimentos menores tardios dessas falhas, também em regime predominantemente rúptil. A idade do granito Corupá é de 580 Ma (idades U-Pb em Siga Jr., 1995), o Granito da Graciosa tem idades U-Pb de 594 Ma, mesma do Granito Agudos do Sul. O resfriamento desses granitos teria terminado entre 533 e 523 Ma.

Dessa forma essa movimentação transcorrente final dos lineamentos Piên, Rio Negro e Corupá teriam idades máximas de 594 Ma.

Falhas com orientação N20-40W compõe um conjunto secundário de estruturas rúpteis, presente em toda a área, especialmente nas bordas dos granitos Morro Redondo e Dona Francisca. A oeste da Bacia de Campo Alegre essas falhas foram identificadas como tendo movimentação destral, diques ácidos e básicos na área também seguem essa orientação. Kaul (1997) sugeriu que essas falhas foram responsáveis pela colocação dos vários corpos graníticos e também pela estruturação das bacias.

Dentro do contexto de um sistema de transcorrência destral essa orientação secundária poderia corresponder a falhamentos precoces distensivos, que poderiam ser posteriormente reativados como falhas antitéticas, mas também poderiam ser fraturas distensivas, associadas a um esforço compressivo em alto ângulo. O fato de que tais falhas mantêm-se com alto ângulo em relação à Faixa de Cisalhamento Piên parece favorecer esta última possibilidade.

Essas considerações a respeito da estruturação regional da área na qual se situa a Bacia de Campo Alegre não foram objeto de estudo da presente tese, estando apenas citadas como hipótese sustentada por observações de outros autores. É reconhecida a falta de estudos estruturais detalhados que forneceriam elementos quantitativos para a comprovação ou rejeição de tais hipóteses, entretanto, uma vez que os grandes traços estruturais presentes nas bacias de Campo Alegre e de Corupá parecem estar em concordância com estas, assumimos as mesmas como uma possibilidade.

Não se pode esquecer entretanto dois importantes fatos adicionais:

- Primeiramente a colocação do Granito Agudos do Sul segundo a orientação NW cortando à Faixa Rio Piên, quando esta já teria cessado sua movimentação mais intensa. Portanto, esse sistema de falhas com orientação NW não poderia ser formado por falhas antitéticas geradas a partir dos deslocamentos destrais das falhas NE.

- Em segundo lugar a colisão a leste do Domínio Paranaguá, por volta de 600-570 Ma (Basei et al., 1990 e Siga Jr., 1995), poderia representar o verdadeiro evento que desenvolveu a estrutura de colocação e de deformação das bacias e dos

granitóides, orientando tanto os condutos pelos quais ascenderam os magmas da intensa atividade magmática que afetou à região, quanto causando a reativação final dos falhamentos transcorrentes destrais acomodados segundo a antiga orientação NE.

As bacias apresentam deformações rúpteis associadas aos dois conjuntos de falhamentos: basculamentos e deformações plásticas locais, truncamento de camadas e níveis cataclásados. As bacias de Guaratubinha e Corupá apresentam deformações mais intensas, compreendendo inclinações mais fortes (20-40° e maior número de falhas extensas. Para a Bacia de Campo Alegre as inclinações superiores a 30° e deformações plásticas estão restritas a algumas zonas de falhas, sendo que, na maior parte da bacia, os estratos apresentam mergulhos baixos, e sistematicamente apontando para o centro, fazendo com que se constitua em uma bacia estrutural (ver dados estruturais locais no capítulo 7).

6 - Unidades Litoestratigráficas

Nossos trabalhos de campo permitiram um refinamento da divisão tripartite da Bacia de Campo Alegre, proposta por Ebert, 1971 (e adotada com adaptações por Daitx e Carvalho, 1981), na qual o autor identificou, da base para o topo, as formações Bateias, Campo Alegre e Rio do Turvo. Em vista da extensão das exposições e das características litológicas presentes nas unidades identificadas, propomos novas formações, acompanhadas da modificação do status das unidades Campo Alegre e Bateias de formação para grupo.

O doravante Grupo Bateias, caracterizado por sedimentos epiclásticos terrígenos que apresentam contribuições vulcanoclásticas muito subordinadas, pode ser subdividido em quatro formações: Papanduvinha, São Bento do Sul, Rio do Bugre e Corupá.

As três primeiras formações estão presentes na Bacia de Campo Alegre, enquanto a última ocorre exclusivamente na Sub-bacia de Corupá.

A Formação São Bento do Sul é identificada na área da Sub-bacia de Corupá com algumas características distintas daquelas presentes em Campo Alegre, entretanto não existem litotipos correlacionáveis à Formação Papanduvinha. Nessa sub-bacia, a unidade que seria estratigraficamente correlata à Formação Rio do Bugre apresenta características litológicas bastante modificadas de modo que sugerimos a adoção de um nome distinto: Formação Corupá. Essas variações litológicas refletem importantes mudanças paleogeográficas que discutiremos mais adiante.

As primeiras manifestações Vulcânicas e vulcanoclásticas acima desses sedimentos exclusivamente terrígenos caracterizam o contato com o Grupo Campo Alegre. Os estudos nessa unidade permitiram dividi-la em cinco formações: Rio Negrinho, Avenca Grande, São Miguel, Fazenda Uirapuru e Arroio Água Fria.

Acima das brechas autoclásticas e piroclásticas da Formação Fazenda Uirapuru depositaram-se sedimentos finos epiclásticos e piroclásticos de queda da Formação Rio do Turvo, restritos em uma porção abatida dentro da bacia que interpretamos como uma caldeira abatida.

Adiante apresentamos as principais características de cada uma dessas unidades. Como uma tese acadêmica não é veículo adequado para a definição de novas unidades estratigráficas (por sua circulação restrita), não nos preocupamos aqui em definir todos os requisitos para essa proposição de maneira formal, constantes nos códigos de nomenclatura estratigráfica nacional e internacional.

A identificação de novas unidades e das características das passagens entre as mesmas foi possível a partir da análise das observação direta dos afloramentos em campo e das descrições dos furos de sondagem realizados pela

6.1 - Grupo Bateias - Sedimentação Terrígena Inicial

A designação Formação Bateias foi sugerido por Ebert (1971) a partir do nome tirado da localidade situada a norte do Município de Campo Alegre, junto à divisa com o Estado do Paraná.

Esses sedimentos predominantemente rudílicos podem ser separados em três unidades menores, todas elas representáveis na escala de 1:50.000, e mesmo 1:100.000, o que justifica plenamente sua classificação como formações. Julgamos que as mesmas podem ser agrupadas dentro de um mesmo grupo, que propomos mantenha o nome de Bateias.

Na base do Grupo Bateias ocorrem conglomerados polimíticos, predominantemente clasto-sustentados. Dentro desses conglomerados duas fácies sedimentares podem ser identificadas com certa facilidade. Estas são plenamente distinguíveis no campo, podendo constituir duas formações independentes.

6.1.1 - Formação Papanduvinha

A primeira unidade é formada por conglomerados com seixos, blocos e pequenos matacões, angulosos a subarredondados, e raras brechas. As dimensões dos clastos varia de cinco a (raramente) 60 cm, sempre com seleção baixa a muito baixa. Esse arcabouço rudílico situa-se em uma matriz arenosa feldspática a arcoseana, rica em minerais máficos, com conteúdo variável de argila e geralmente apresentando cimentação ferruginosa.

Os clastos tem contatos pontuais a lineares entre si, podendo ainda ocorrer eventuais porções matriz-sustentadas. É patente a desorganização dos clastos, raramente ocorrendo imbricamento, orientação, gradação ou qualquer outro tipo de estratificação nessas rochas. Uma visão geral dessas litologias dada pela foto na figura 6.2.

A faixa de afloramento dessa unidade restringe-se à borda nordeste da Bacia de Campo Alegre, cobrindo uma área de aproximadamente 10 km². Em um dos furos de sondagem (poço nº3, a leste de São Miguel, mostrado na figura 6.1) e em raros afloramentos, é possível reconhecer-se sua ocorrência mais a leste e mais a sul. A espessura mínima dessa fácies, medida no citado furo de sondagem, é de 80 m, em superfície, a dificuldade em obterem-se medidas confiáveis do acamamento dessas rochas impossibilitou um cálculo mais correto, estimativas situam a espessura entre 300 e 500 m.

Apesar de o valor de 80 metros ser um valor mínimo, pois o poço nº3 não atinge o embasamento, a variação entre a espessura observada na faixa de afloramento e nessa sondagem pode ser atribuída também ao maior distanciamento da área fonte com relação a essa sondagem.

As características dessas rochas indicam um transporte em massa, com a deposição ocorrendo na forma de leques aluviais (fanglomerados). A posição da Formação Papanduvinha restrita a uma borda marcada por falhas com fortes indicações de atividade sin-deposicional, reforça essa interpretação.

Níveis melhor organizados, com imbricamento dos seixos estão intercalados em alguns dos afloramentos observados e sugerem o desenvolvimento esporádico de cursos d'água individualizados sobre os leques, essas condições se fariam presentes nas porções médias e distais desses leques.

É sugerido o nome de **Formação Papanduvinha**, tirado de pequena localidade situada que ocorre a menos de 2 km a norte de Bateias de Baixo, ainda no Estado de Santa Catarina. A seção tipo escolhida para essa unidade situa-se nos primeiros 2 km da estrada que liga Bateias de Baixo a Agudos do Sul.

Figura 6.1 – Esquema das litologias cortadas pelos furos de sondagem da Bacia de Campo Alegre efetuadas pela CPRM (Valiat, 1974). Escala vertical 1:1500, as duas colunas de valores numéricos ao lado de cada uma das colunas representam a profundidade atingida pelo poço e a cota altimétrica. Ver legenda na página 59.

POÇO 3 - Leste de São Miguel

POÇO 4 - Serra de Papanduva - Leste de Bateias

Figura 6.1 – Esquema das litologias cortadas pelos furos de sondagem da Bacia de Campo Alegre efetuadas pela CPRM (Valiat, 1974). Continuação.

Figura 6.1 – Esquema das litologias cortadas pelos furos de sondagem da Bacia de Campo Alegre efetuadas pela CPRM (Valiat, 1974). Continuação.

Figura 6.1 – Esquema das litologias cortadas pelos furos de sondagem da Bacia de Campo Alegre efetuadas pela CPRM (Valiat, 1974). Continuação.

Figura 6.2 - Foto dos conglomerados da Formação Papanduvinha. A exposição bastante alterada permite que seja observada a variedade litológica e porções matriz suatentadas dessa unidade interpretada como dominada por sedimentação de leque aluvia.

Não se dispõe de medidas de paleocorrentes para esses sedimentos, porém, sua posição restrita à borda norte, a presença de falhamentos nesse setor e a redução da espessura estratigráfica para sul, sugerem transporte de norte para sul, a partir de blocos elevados na área agora ocupada pelo Granito Agudos do Sul e Granitóides Miloníticos Rio Piên.

Na Bacia de Guaratubinha, situada cerca de 50 km a nordeste da ocorrência mais setentrional da Formação Papanduvinha, ocorrem rochas rudíticas também com características de fanglomerados, os clastos presentes nestes são porém de maiores dimensões (30 cm a 1 m), conservando a aparência maciça ou caótica de depósitos em massa. Se consideramos tais leques como correlatos aos da Formação Papanduvinha, teremos encontrado as fácies proximais a médias desses leques (a distância entre os leques proximais da Bacia de Guaratubinha e os leques médios a distais da Bacia de Campo Alegre não tinha que ser, necessariamente, de 50 km, como veremos no capítulo de geologia estrutural, de interpretação paleogeográfica e nas discussões finais). Para comprovar essa hipótese são necessários estudos para a identificação das direções de transporte e de proveniência dos clastos dessas duas bacias.

Petrografia: Os seixos e matacões presentes na Formação Papanduvinha são bastante variados: rochas gnáissicas de composição granítica a anfibolítica, rochas graníticas orientadas e cataclasadas, lavas básicas com fenocristais de plagioclásio com dimensão entre 1 e 2 mm e quartzo-pórfiros, mais raramente ocorrem pequenos seixos de serpentinitos. Estudos em lâminas delgadas de seixos e de porções da matriz confirmam a imaturidade textural e composicional dessas rochas.

Entre os seixos predominam granitóides de granulação média compostos por quartzo recristalizado em agregados, feldspato potássico anti-perfítico, plagioclásio (oligoclásio), magnetita como opaco, zircão, biotita restrita a fraturas e epidoto secundário. O quartzo é dominante nessas rochas (50-60%), seguido pelo plagioclásio (20%) e feldspato potássico, principalmente microclínio (15%), os opacos situam-se entre 3 e 4%. A textura é orientada, marcada pela recristalização do quartzo em condições de tensão, sendo comuns porções com faturamento cataclástico.

Seixos de gnaisses são compostos por quartzo, actinolita (hornblenda?) e plagioclásio, além de magnetita. Tem textura grano-nematoblástica orientada, os cristais variam de 1 a 3 mm, com o quartzo recristalizado em agregados de grãos mais finos. Foram observados também seixos que possivelmente representam faixas anfibolíticas de gnaisses, sendo constituídos quase exclusivamente por cristais de anfibólio (antofilita ou actinolita) com 1,5 a 2,5 mm e opacos subordinados.

Os quartzo-pórfiros (riólitos hipoabissais) constituem clastos bastante comuns em alguns afloramentos e são caracterizados por textura porfiróide, com matriz média a fina, com FK, quartzo, magnetita e carbonatos secundários. Os fenocristais compreendem até 20% da rocha, com os de feldspato potássico atingindo grandes dimensões (até 6 mm), euedrais a subeuedrais, com pequenas bordas de reação; também são identificados restos de pequenos fenocristais de plagioclásio substituídos por carbonatos. Fenocristais de quartzo estão presentes em algumas amostras, onde podem compor a maioria dos fenocristais, em outras amostras são raros, podem atingir até 2,5 mm. Ocorrem ainda agregados de opacos, clorita e eventualmente granadas.

Também se observam alguns seixos muito alterados de rochas básicas, com cristais milimétricos de plagioclásio. Sua alteração generalizada impediu a realização de estudos petrográficos e geoquímicos. Além dos plagioclásios reconheceu-se a presença de anfibólio.

Deve-se ressaltar a não identificação de seixos do embasamento com paragêneses com orto-piroxênios, típica dos terrenos do Terreno Luís Alves, esse

dado reforça a hipótese de procedência exclusiva do norte, ou seja, do Terreno Curitiba, e da Faixa de Cisalhamento de Piên.

A matriz desses conglomerados é arenosa média a grossa (localmente fina), com grãos angulosos a subarredondados, predominando os tipos subangulosos, o contato entre os grãos da matriz é geralmente planar, existindo matriz argilosa nos pequenos espaços intergranulares. São arenitos compostos por quartzo, feldspato potássico, anfibólios, plagioclásio, epidoto e muscovita, os anfibólios podem ser o segundo cristal em participação na matriz, perdendo apenas para o quartzo; como fragmentos líticos aparecem rochas graníticas foliadas, serpentinitos e quartzo-xistos. Pode ocorrer cimentação por óxido de ferro, sílica além de epidoto e recristalização de argilo-minerais (ver fotos na figura 6.3).

A presença de grãos de anfibólio bem conservados é fortemente sugestiva de área fonte próxima e transporte em massa, já que, mesmo em condições climáticas favoráveis à sua preservação, esses minerais se alteram rapidamente, além de não serem capazes de resistir ao transporte em meio aquoso sem sofrer intensa fragmentação por conta de seus planos de clivagem (foto 6.4).

Os fragmentos de gnaisses podem ter se derivado das litologias que compõe o embasamento regional dos domínios Curitiba e Luís Alves; assim como as rochas quartzo-anfibolíticas; estas últimas poderiam ainda representar as litologias formadas nas faixas de contato entre o Granito Agudos do Sul e seus encraves dioríticos (descritos por Machiavelli, 1991), entretanto, dado serem essas rochas muito subordinadas dentro do maciço granítico, essa hipótese é muito remota.

Os granitóides orientados podem corresponder à Suíte Rio Piên, embora as amostras dos seixos possuam mais quartzo que estes (ver Machiavelli, 1991); os serpentinitos foram evidentemente derivados das camadas ultramáficas (talvez ofiolíticas) que se intercalam nos gnaisses a noroeste da bacia.

Os clastos de riólitos hipoabissais e de basalto apontam para uma fonte vulcânica a sub-vulcânica. Como não são descritas rochas vulcânicas a norte da bacia, estes seixos são possivelmente derivados de edifícios vulcânicos associado aos Granitóides Deformados Rio Piên, e registrariam seu desmantelamento pela erosão. É pouco provável que esses clastos derivem de equivalentes extrusivos do Granito Agudos do Sul, uma vez que não encontramos clastos atribuíveis a esse granito. Além disso, existem fortes indicações (estruturais e geocronológicas) de que esse granito ter-se-ia colocado tardiamente em relação à história da bacia. Essa litologia não foi reconhecida nos conglomerados da Formação São Bento do Sul.

Os seixos de basaltos tem aparência macroscópica muito semelhante àquela dos basaltos que ocorrem dentro da bacia de Campo Alegre em unidades estratigráficas superiores, mais especificamente da Formação Rio Negrinho, com uma textura um pouco mais grossa e mais marcadamente porfiróide. A presença desses clastos foi usada como argumento para propor que o vulcanismo básico teria se manifestado precocemente na bacia (Daitx e Carvalho, 1981), acreditamos contudo que estes devem também ter se derivado de vulcões associados aos granitóides Rio Piên, pois primeiramente não há registros de derrames de lavas inferiores ou correlatas aos conglomerados em nenhuma porção da bacia e, em segundo lugar esses clastos ocorrem quase de maneira exclusiva na Formação Papanduvinha, estando praticamente ausente dos outros conglomerados.

Essa suposta cadeia Vulcânica situada a norte da bacia não estaria ativa à época da deposição da Formação Papanduvinha, pois inexistem fragmentos de rochas piroclásticas e mesmo de fragmentos que possam ser atribuídos incontestavelmente a lavas.

Geoquímica: Um seixo de quartzo-pórfiro foi analisado quimicamente. Apresenta 64,41% de sílica (ver dados geoquímicos no anexo 2). A partir do diagrama TAS de Cox (1989) podemos classifica-la como um traquito ou traquidacito, para os diagramas de Winchester e Floyd (1977) seria um traquito. Sua composição modal também permite classifica-lo como traquito no diagrama QAP.

Conforme veremos no capítulo 9, essa lava tem características bastante distintas daquelas apresentadas pelas lavas ácidas da Bacia de Campo Alegre, apresentando características mais calci-alcálinas.

6.1.2 - Formação São Bento do Sul

A fácies conglomerática mais comum e melhor distribuída pela bacia é constituída por conglomerados polimíticos clasto-sustentados, com predomínio de seixos entre 2 e 10 cm, raramente com mais de 30 cm, subangulosos a arredondados. A matriz é arenosa grossa a média, geralmente arcoseana. Apresentam acamamento grosseiro, marcado pela variação da granulometria dos seixos e pela intercalação de níveis arenosos decimétricos a métricos. Também observa-se a orientação planar de seixos que apresentam-se comumente imbricados, raramente também se observa estratificação cruzada planar de baixo ângulo (ver foto 6.5).

Essa formação ocorre em uma área bastante extensa, nas bordas da Bacia. Entre as várias exposições, as de melhor acesso e mais espessas localizam-se em cavas a leste de São Bento do Sul, por esse motivo propomos a denominação **Formação São Bento do Sul** para a unidade. Sua área total de ocorrência ultrapassa aos 50 km². Tem espessura mínima de 170 metros medidos em furos de sondagens (poços 3 e 10, ver figura 6.1) e de 400 metros estimados em mapa. A seção tipo dessa unidade são as pedreiras situadas na estrada que liga a rodovia SC-280 com a parte leste de São Bento do Sul.

A passagem entre essa unidade e a Formação Papanduvinha é pouco exposta, possivelmente transicional, observando-se um aumento progressivo da organização dos conglomerados para o topo e para o sul da bacia, com aparecimento de imbricamento, acamamento gradacional ou plano paralelo nos seixos. Também ocorre uma redução gradacional da granulometria dos clastos.

Estão presentes intercalações de arenitos grossos a finos de composição arcoseana. São raros nas porções norte e oeste da bacia, ocorrendo como níveis descontínuos, cunhas e lentes com espessura de menos de 20 cm e extensão variável de 1 a 10 metros. Essas intercalações tornam-se mais comuns e extensas para o topo da unidade. Apresentam estratificações cruzadas tabulares de pequeno porte, estando presentes pequenas cunhas de conglomerados e mesmo seixos isolados. Níveis pelíticos são raros e não ultrapassam 1,5 metros de espessura.

Os conglomerados e arenitos subordinados foram interpretados como depósitos de sistemas fluviais entrelaçados (*braided*) de grande energia, tais rios são modernamente associados em geral a climas semi-áridos. Os conglomerados provavelmente correspondem a depósitos de barras de canal, feição característica de rios entrelaçados (Reineck e Singh, 1988). Esses depósitos apresentariam uma gradação normal, e estratificação cruzada unidirecional. Segundo os autores acima citados de 80 a 90 % dos depósitos de barras de canal preservados são cascalhos.

Paleocorrentes: Foram medidas as direções de imbricamento dos seixos de várias ocorrências de conglomerados da Formação Papanduvinha, nas suas bordas leste e oeste, os resultados estão apresentados na figura 6.6. Apresentam uma dispersão relativamente grande, esperada para as características do sistema deposicional proposto, uma vez que foram tomadas indiscriminadamente de vários níveis dentro dos afloramentos, apresentam porém clara e marcada tendência apontando cursos com rumos para leste e sudeste, mesmo para o total das medidas (figura 6.7) não apresentando uma orientação centrípeta como sugeriram Ebert (1971) e Daitx e Carvalho (1981).

Estes resultados tem importante significado para o modelo evolutivo da bacia como veremos mais adiante.

Figura 6.3 - Aspecto do conglomerado Papanduvinha mostrando a recristalização de cimento silicoso

Figura 6.4 - Amostra da matriz dos conglomerados da Formação Papanduvinha, mostrando os cristais de anfibólio em meio aos cristais de quartzo predominantes.

Figura 6.8 - Amostra dos conglomerados da Formação São Bento do Sul

Figura 6.5 - Visão de detalhe de afloramento dos conglomerados da Formação São Bento do Sul, mostrando os seixos imbricados e uma camada de arenito intercalada.

Figura 6.6 – Paleocorrentes da Formação São Bento do Sul, tomadas em quatro afloramentos distintos da bacia. Pontos 61 e 293 a oeste; pontos 95 e 278 a leste.

Figura 6.7 – Direção composta das paleocorrentes somadas dos quatro pontos mostrados na figura anterior.

Petrografia: Seixos e a matriz arenosa dos conglomerados foram estudados macro e microscopicamente. Predominam seixos de gnaiss, granitóides cataclásticos e arcóseos, mais raramente observam-se serpentinitos, ocorrendo localmente ainda seixos de basaltos micro-porfiróides.

A matriz é arenosa fina a média, raramente grossa, é quartzosa a arcoseana, pode ainda ser classificada localmente como uma grauvaque lítica, em vista do grande volume de material mais fino. O fato da matriz ser relativamente fina sugere que esta se colocou por infiltração posterior, não tendo se depositado simultaneamente com os seixos.

Sob o microscópio (figura 6.8) a matriz arenosa se apresenta como constituída por grãos subarredondados a subangulosos com 0,2 a 6 mm (a maioria entre 1 e 2 mm), podendo localmente ser mais finos.

A composição mineralógica é muito variável, predominando rochas com mais de 50% de materiais silicosos.

Arenitos arcoseanos, com tem quartzo monocristalino em torno de 25%, com quartzo policristalino e outros fragmentos silicosos (quartzitos e sílex) entre 0 e 20%, feldspato potássico entre 10 e 30%, plagioclásio (< 5%). Arenitos quartzosos podem conter 65% de quartzo monocristalino (chegando a 85%) ocorrendo ainda quartzo policristalino (10-30%), ocorrendo ainda quartzito, feldspato potássico (microclínio principalmente), entre 5 e 10%; plagioclásios (0-5%).

A matriz é bastante compactada com o contato entre os grãos planares a suturados. Um cimento argilo-carbonático preenche os poucos espaços intergrãos, localmente aparece uma sub-matriz sílica fina com cimentação ferruginosa.

Entre os grãos de quartzo monocristalino predominam aqueles com extinção fortemente ondulante, indicativa de área fonte metamórfica ou cataclástica.

6.1.3 - Formação Rio do Bugre

A passagem entre essa unidade e a Formação São Bento do Sul (inferior) é gradacional, com os níveis arenosos arcoseanos tornando-se progressivamente mais importantes em relação aos níveis de conglomerados. A passagem entre conglomerados e arenitos se dá tanto na horizontal quanto na vertical, indicando a transição de fácies proximais (conglomeráticas) para distais, a medida que se sobe na estratigrafia. A presença de níveis restritos de siltitos em meio às porções mais superiores dos arenitos reforça essa interpretação.

Propomos que se trace o limite entre as duas unidades a partir do momento em que os níveis de arenito passem a predominar sobre os de conglomerado. Dessa forma a **Formação Rio do Bugre** seria formada por arenitos médios a finos arcoseanos, localmente conglomeráticos, intercalados a siltitos arenosos e argilosos, ocorrendo também raros níveis mais espessos de siltitos e siltitos argilosos.

Essa litologia produz relevos relativamente baixos e planos, em vista de que é pequeno número de afloramentos observados, o que permite-nos traçar apenas de maneira aproximada o contato inferior dessa formação.

O nome dessa unidade foi tomado de um pequeno rio a leste de São Miguel, no qual afloram siltitos e siltitos argilosos irregularmente laminados situado nas proximidades da rodovia SC-280. Sua espessura em sondagens atinge 180 m (poço nº3, a leste de São Miguel) e foi calculada através de mapas em cerca de 285m.

Esses sedimentos apresentam poucas estruturas deposicionais diagnósticas, ocorrendo eventualmente estratificação cruzada tangencial e tabular, predominando, entretanto, pacotes maciços ou com estratificação gradacional. Quanto aos ambientes deposicionais, essas características podem refletir condições bastante variadas, desde fluviais até lacustres ou marinhas com energia progressivamente mais baixa. Não são registradas ambientes deposicionais transicionais tais como planícies de maré ou deltas. Provavelmente a geometria da bacia não favoreceu a formação desses ambientes durante a subida relativa do nível

de base.

A Formação Rio do Bugre está ausente na porção oeste da bacia, ou pelo menos ocorre de maneira extremamente subordinada em relação a suas exposições no leste. Nessa área os arenitos são francamente fluviais: mais grossos, comumente exibindo níveis de conglomerados, e estratos cruzados acanalados e tangenciais. Níveis de pelitos são raros e muito pouco espessos (<10 cm).

Essa unidade passa gradacionalmente para a primeira unidade do Grupo Campo Alegre, a Formação Rio Negrinho, caracterizada por intercalações entre lavas básicas e sedimentos finos.

Petrografia: Os sedimentos arenosos dessa unidade são quase idênticos aos da Formação São Bento do Sul. São predominantemente arenitos arcoseanos, com grãos angulosos a subarredondados com dimensões entre 0,1 e 2,0 mm. Apresentam contatos suturados e planares, com muito pouca matriz mais fina. Compõe-se de quartzo monocristalino (40-45%), feldspato potássico (25-30%), quartzo policristalino (10%), opacos (5%) e como clastos líticos pelitos (5-10%) e mica-xistos (0-5%).

Os pelitos são constituídos por silte quartzoso, argila recristalizada para sericita e fragmentos de micas. Podem apresentar laminação rítmica e gradacional (silte grosso até argila), podendo estar presentes grãos isolados de granulação areia fina a média (até 0,08 mm), ocorrendo eventualmente também como raras lâminas individuais lenticulares) de arenito fino. As lâminas de silte e argila tem no máximo espessura de 0,3 mm.

6.1.4 - Formação Corupá

Na sub-bacia de Corupá, a sul, estão ausentes os conglomerados da Formação Papanduvinha enquanto os conglomerados da Formação São Bento do Sul são mais finos e de ocorrência mais restrita. Em alguns afloramentos ocorre intercalação entre conglomerados com arenitos grossos a finos, passando rapidamente para intercalações entre arenitos e siltitos. Estes últimos possuem estruturas que sugerem ambiente subaquoso raso, em condições litorâneas de inframaré. Os conglomerados poderiam estar sendo depositados por leques deltaicos, sendo necessários estudos mais detalhados dos afloramentos e de suas estruturas para comprovação dessa hipótese.

A unidade pelítica que corresponderia estratigraficamente à Formação Rio do Bugre nessa bacia tem características distintas: São intercalações rítmicas entre níveis decimétricos de arenitos maciços, granodecrescentes e com estratificação plano paralela e níveis centimétricos a decimétricos de siltitos e argilitos com laminação plano-paralela e, mais raramente, ondulada. Interpretamos tais depósitos como turbiditos, sendo proposta a denominação **Formação Corupá** para esses depósitos. Não temos estimativas a respeito de sua espessura, porém, em vista de sua grande área de exposição e mergulhos relativamente mais elevados presentes na Bacia de Corupá, deve ser significativamente mais espessa que a Formação Rio do Bugre. Na foto da figura 6.9 observamos um aspecto das intercalações de camadas arenosas em meio a pacotes pelíticos.

A seção tipo localiza-se na estrada que liga a Rodovia SC-301 à localidade de Poço da Anta, a sudeste de Corupá.

A presença de turbiditos sugere que a região da Bacia de Corupá era ocupada por um corpo d'água com maiores profundidades, à margem do sistema fluvial ativo na Bacia de Campo Alegre (pelo menos em sua porção norte). A natureza da transição entre os conglomerados e esses sedimentos turbidíticos precisa ainda ser estudados com detalhe, porém conforme sugerem as características assinaladas por Daitx (1979) e Daitx e Carvalho (1981), e nossas próprias observações, os conglomerados da Bacia de Corupá são muito menos espessos, com granulação menor e com maiores e mais importantes intercalações

arenosas, refletindo ambientes fluviais mais distais.

Petrografia: Os arenitos tem, textura grossa, sob o microscópio (fotos da figura 6.10) apresentam-se como formados por clastos subangulosos a arredondados, com dimensões variando entre 0,1 e 3 mm (predominando aqueles situados entre 0,1 e 1 mm), apresentando contatos planos a pontuais, raramente suturados, contando com pouca matriz argilosa. São compostos por Quartzo com extinção ondulante, plagioclásio, feldspato potássico, quartzo policristalino, opacos e sílica.

Os pelitos são siltitos grossos, constituídos por quartzo (com até 0,26mm), e subordinadamente plagioclásio, opacos, muscovita, clorita e biotita. Tem estrutura granodecrescente com matriz argilosa recristalizados para sericita (fotos da figura 6.11).

6.1.5 - Interpretação paleogeográfica do Grupo Bateias

Para a Bacia de Campo Alegre reconhecemos um sistema de leques aluviais (Formação Papanduvinha) derivados da faixa de granitóides deformados de Rio Piên. Os leques desembocavam em uma planície aluvial dominada por cursos entrelaçados, que depositariam conglomerados organizados em suas barras de canal (Formação São Bento do Sul). Esses rios correriam de oeste para leste, buscando o oceano que por essa época separaria a Microplaca Luís Alves do Domínio Paranaguá. O modelo de rios entrelaçados do tipo Scott (Miall, 1978) é aquele que melhor se encaixa com as características observadas na Bacia de Campo Alegre.

Os leques aluviais permaneceram ativos simultaneamente com a sedimentação fluvial, com seus depósitos situados nas áreas mais planas sendo retrabalhados pelos rios. A fácies conglomerática da Formação São Bento do Sul sofre uma nítida retrogressão de leste para oeste, marcada pelo aparecimento de depósitos fluviais arenosos nessa região. Podemos associar uma elevação do nível de base simultânea à redução da atividade tectônica na faixa cataclástica de Piên, como responsável pela redução do calibre dos sedimentos transportados por esses rios.

Finalmente, a substituição dos sedimentos arenosos fluviais por pelitos laminados marca a entrada de condições subaquosas na porção leste da bacia.

Na Bacia de Corupá, conforme sugerem nossas observações e as de Daix (1979) e Daix e Carvalho (1981), podemos imaginar a presença de um golfo dentro do qual alguns dos rios entrelaçados derramaram sua carga grosseira na forma de leques deltaicos, o afundamento da bacia foi mais acentuado nessa área, com o desenvolvimento de turbiditos de águas profundas ao mesmo tempo em que os pelitos se depositavam mais a norte, possivelmente em águas rasas. Porém não podemos correlacionar com segurança a sedimentação da Formação Corupá com as demais unidades do Grupo Bateias, pode ser que o "Golfo de Corupá" estivesse presente desde o início da deposição dos leques da Formação Papanduvinha, mas é mais provável que sua instalação só ocorreu mais tarde, possivelmente na mesma época de avanço do corpo d'água de leste que deu lugar à progradação da Formação Rio do Bugre sobre os sedimentos fluviais da Formação São Bento do Sul.

6.2 - Grupo Campo Alegre - Clímax da atividade Vulcânica

A Formação Campo Alegre de Ebert (1971) foi definida pela presença de manifestações vulcânicas ácidas a básicas e deposição de rochas piroclásticas variadas: tufos lapillitos, ignimbritos, brechas piroclásticas, além de apresentar intercalações de sedimentos epiclásticos pelíticos a psamíticos. Tal variedade de litologias, distinguíveis em campo, não justifica a manutenção de todo o pacote em uma única formação. Propomos então a designação Grupo Campo Alegre a essas

Figura 6.9 - Visão de um dos afloramentos da Formação Corupá, interpretado como de turbiditos, neste ocorrem camadas de arenito intercaladas em meio a siltitos argilosos.

Figura 6.10 - Arenitos grossos da Formação Corupá (mesma porção da lâmina com nicóis paralelos e cruzados) nas quais podemos observar os contatos levemente suturados e a pequena participação da matriz. Camadas de arenito maciço intercaladas em pelitos.

Figura 6.11 - Pelitos da Formação Corupá. Duas visões distintas de uma mesma lâmina mostrando a presença de níveis finos argilosos e níveis de arenito muito fino a médio, intercalados ritmicamente. Podemos observar ainda o predomínio de grãos de areia angulosos.

rochas, caracterizando-o como constituído por uma sucessão na qual predomina o registro de atividade vulcânica em relação à sedimentação.

6.2.1 - Formação Rio Negrinho

Derrames básicos intercalados em meio a pelitos definem a primeira unidade do Grupo Campo Alegre, a **Formação Rio Negrinho**. As lavas compreendem tipos basálticos e andesíticos, com raros dacitos e riodacitos, rochas vulcânicas mais ácidas, como quartzo-traquitos, estão presentes em intercalações nessas lavas básicas. Os sedimentos finos são semelhantes aos pelitos da Formação Rio do Bugre, refletindo a continuidade das condições deposicionais subaquosas instaladas no final da sedimentação do Grupo Bateias em algumas porções da bacia.

As lavas básicas apresentam dois tipos principais: lavas com vesículas e amígdalas, variando de sub-milimétricas a decimétricas, em grande quantidade e muito próximas umas das outras; e lavas e/ou sub-vulcânicas micro-porfiróides maciças com fenocristais milimétricos de plagioclásio (fotos das figuras 6.12 e 6.13). Ambos os tipos tem cores cinza escuro a preto, alterando-se para tons arroxeados e acinzentados, tanto os fenocristais de plagioclásio quanto as amígdalas alteram para cores brancas, produzindo forte contraste com a matriz, geralmente muito escura. Raramente essas rochas se apresentam sem alteração, tendo sido esse um grande problema para o estudo das mesmas.

As lavas ocorrem intercaladas com os siltitos, em várias porções a norte da Bacia (regiões de Avenquinha, Avenca Grande e Rio Negrinho). Essas ocorrências apresentam estruturas e texturas típicas de derrames e de intrusões rasas em sedimentos inconsolidados e saturados com água, tais como fragmentação hialoclástica, mistura entre fragmentos da lava e sedimentos finos, constituindo-se em possíveis peperitos, lavas em almofadas e almofadas isoladas em meio aos sedimentos (ver fotos das lâminas na figura 6.14).

Os sedimentos associados com essas lavas apresentam-se deformados localmente, com pequenas dobras em *chevron* apertadas, com eixos com direção NE-SW, com fracos mergulhos para SW, associadas a pequenas falhas. É essa a única situação em que se observa tal tipo de deformação na Bacia de Campo Alegre. Não se tratam de deformações atectônicas que poderiam ser esperadas como resposta ao aquecimento e escape de água dos sedimentos, dessa forma tal feição pode ser atribuída a diferenças de competência mecânica entre lavas e sedimentos finos em respostas aos esforços tectônicos que afetaram a área.

Na porção oeste são típicos os derrames de lavas ácidas a intermediárias intercaladas aos basaltos e andesitos. São traquitos e quartzo-traquitos com raros fenocristais de feldspato potássico (alguns identificados como sanidina) e quartzo com características de quartzo vulcânico. Não se observam estruturas de fluxo, seja na escala macroscópica seja sob o microscópio, as lavas ácidas tem um aspecto predominante maciço, com raros planos horizontais de fratura podendo representar feições ligadas a limites entre fluxos sucessivos ou simplesmente juntas formadas pelo alívio de peso.

Essas lavas estruturam elevações que se destacam em relação ao relevo circundante composto por sedimentos finos e lavas básicas, facilmente alteráveis. Destacam-se a leste as Serras do Smith e do Bento e a oeste a serra sem nome situada logo a nordeste de São Bento do Sul.

Faixas com predomínio de lavas ácidas ou de sedimentos podem ser traçadas em mapa. Os pelitos predominam nas porções superiores dessa unidade, principalmente na porção nordeste e a sul. A área de exposição da Formação Rio Negrinho é bastante descontínua, sendo difícil estimar sua área, as espessuras tomadas nas sondagens chegam a 150 metros no furo nº4, sendo 50 metros de sedimentos, nos furos de números 8 e 9 a espessura também é de 150 metros, com a metade superior constituída pelo membro ácido.

Figura 6.12 - Típica textura intersertal dos basaltos e andesitos da Formação Rio Negrinho. Os Plagioclásios são principalmente labradorita, nas porções intersticiais observamos principalmente carbonatos (alteração dos anfibólios e opacos, ocorrendo também antigoiita como alteração de olivinas.

Figura 6.13 - Outros aspectos das lavas básicas da Formação Rio Negrinho, a esquerda textura mais fina, com grande fenocristal, a esquerda textura mais grossa, possivelmente de corpo subvolcânico (ambas fotos com nicóis cruzados)

Figura 6.14 - Aspectos da área de contato entre as lavas básicas e os pelitos da Formação Rio Negrinho. A esquerda observamos grãos de quartzo e fragmentos da lava básica (alterados), a direita aspecto da borda de uma possível pillow-lava, com os cristais de plagioclásio cristalizados com formas esqueléticas e de cauda de andorinha (esquerda)

Petrografia: Os basaltos e andesitos apresentam principalmente textura intersertal a intersticial, com uma trama de plagioclásios limitando cristais máficos alterados (piroxênios, opacos, olivina, e carbonatos, antigorita, clorita e sericita como minerais de alteração). Mais raramente observa-se textura intergranular e poiquiloclástica, neste caso com grandes cristais de piroxênio contendo pequenos cristais de plagioclásio. Raros são os cristais sem alteração, mesmo nas amostras com aparência mais fresca.

A granulometria desses minerais varia 0,2 a 1,5 mm para os plagioclásios, os fenocristais são geralmente um pouco maiores (2 mm), mas podem atingir até 1 cm. Raros agregados radiais de plagioclásios atingem até 2,5 cm de diâmetro.

Os minerais máficos são geralmente pouco menores, sendo muito comum sua alteração para óxidos e calcita, mais raramente ocorre antigorita como alteração de olivinas.

A composição dessas rochas apresenta plagioclásio entre 50 e 70%, piroxênios entre 15 e 25%, olivinas de 0 a 15%, opacos entre 5 e 10%.

Os plagioclásios foram identificados como oligoclásio, andesina e labradorita predominando estes dois últimos. Os piroxênios podem ser pigeonita, augita e diopsídio.

Os pelitos são rochas laminadas muito finas, com argilo-minerais, sericita, quartzo fino e opacos.

As ocorrências de peperitos são caracterizadas por uma massa finíssima de argila e óxido de ferro com vários fragmentos irregulares e angulosos, constituídos principalmente por quartzo, mas também com sílica, plagioclásios subeudrícos quebrados, biotita, sericita e raras glass-shards e possíveis fragmentos de pomes fibroso. Os fragmentos variam de 0,03 a 0,9 mm e tem distribuição caótica pela rocha (ver figura 6.14).

As intercalações ácidas apresentam textura microlítica desenvolvida a partir de devitrificação, com o desenvolvimento de mesósteses em retalhos (*textura patchy*) com o quartzo recristalizado secundariamente, por vezes na forma de cristais maiores em continuidade ótica sob outros cristais e agregados de cristais finos. Texturas esferulíticas reliquias, mascaradas pela recristalização também podem ser observadas. Fenocristais são bastante comuns, podendo compor até 30% da rocha, mas também podendo ser raros. Predominam francamente os fenocristais de feldspato potássico, geralmente sanidina, eudrais a subeudrais, atingindo até 3,5 mm, fenocristais de quartzo são mais raros, menores e corroídos, muitas vezes arredondados.

A mineralogia dessas rochas é extremamente simples, além de feldspato potássico e de quartzo identificam-se na matriz opacos (magnetita) e sericita secundária. Cristais de zircão podem ser comuns, com alguns observados em pequenos agregados de minerais. Xenólitos básicos podem se fazer presentes em algumas ocorrências.

Exemplares mais básicos apresentam também plagioclásio com texturas intersticiais. Possíveis sub-vulcânicas ocorrem com granulometria entre 0,07 e 0,25mm, com ou sem fenocristais.

Geoquímica: Apenas duas amostras das lavas básicas apresentavam condições de serem analisadas, juntamente com três amostras dos termos ácidos. O diagrama TAS situa as lavas básicas no campo dos basaltos e basaltos andesíticos e as ácidas no campo dos traquitos. Conforme assinalado, as rochas básicas, principalmente, apresentam intensa alteração, o que pode levar a erros nessa classificação, os diagramas Zr/TiO_2 X Nb/Y e SiO_2 X Zr/TiO_2 (Winchester e Floyd, 1977) poderia em tese reduzir esse problema, uma vez que se utiliza de elementos com menor mobilidade, a partir dele vemos que as rochas básicas situam-se entre os campos dos andesitos, basaltos e traquiandesitos enquanto que as ácidas podem ser classificadas como riólitos e riodacitos. Com relação à alcalinidade as lavas básicas podem ser classificadas como sódicas e de médio potássio e as

ácidas como potássicas e de alto potássio. No diagrama AFM as lavas da Formação Rio Negrinho situam-se no campo calci-alcálico.

6.2.2 - Formação Avenca Grande

A transição entre as lavas predominantemente básicas da Formação Rio Negrinho para as unidades ácidas mais típicas é marcada por uma camada que pode ser traçada continuamente na metade norte da bacia através de afloramentos e nos furos de sondagem. Trata-se de uma camada com espessura variando de algumas dezenas de centímetros a mais de 20 metros de um fluxo que tanto pode ser um ignimbrito quanto um turbidito piroclástico, ou parcialmente ambos. A partir das descrições dos furos de sondagem não foi possível o reconhecimento com certeza da unidade, porém, pela posição estratigráfica e por algumas das características apresentadas a unidade estaria presente nos furos de sondagem 1, 4 e 8, com espessuras respectivamente de 10, 40 e 60 metros.

Na maioria das exposições observa-se uma camada com foliação anastomosada, com espessura máxima de um metro, intercalada em siltitos laminados sem estruturas deposicionais reconhecíveis, atribuídos a uma continuidade da sedimentação pelítica da Formação Rio Negrinho.

A ocorrência com maior espessura, situada pouco a sul da localidade de Avenca Grande, apresenta-se bastante alterada e apresenta cinco níveis da base para o topo: (1) fluxo piroclástico com foliação anastomosada, clastos líticos, cristalinos e de pomes; (2) "arenito" muito fino com fragmentos de argila; (3) "arenito" fino a médio com níveis argilosos; (4) "arenito" arcoseano grosso a conglomerático com clastos de feldspato quartzo e líticos; (5) "arenitos" finos com estratos cruzados, linsens e bolas de argila; e (6) "arenito" fino alterado. Assenta-se sobre camada de pelitos laminados com alguns metros, ocorrendo mais abaixo níveis irregulares de basalto (podendo algumas porções representar pillows isoladas).

Petrografia: Sob o microscópio comprova-se a origem piroclástica de todas as camadas presentes nesse afloramento. A característica foliação anastomosada presente em todos os afloramentos dessa unidade se caracteriza por clastos de pomes imbricados, ligeiramente soldados e com as bordas irregulares.

A camada basal da grande exposição apresenta matriz com textura fina, recristalizada em quartzo, sericita, argilo-minerais e óxido de ferro, com restos com bordas filamentosas, orientados e achatados (foto 6.15). Esses restos são interpretados como pomes com soldagem moderada. Além desses clastos ocorrem cristais de quartzo com até 0,4 mm, fragmentos de feldspato potássico com até 0,6 mm e líticos muito alterados, provavelmente de basaltos (com até 2,3 mm) e de lavas ácidas. Os líticos compõem 30% da rocha e os pomes perto de 25%. Os pomes apresentam-se imbricados entre si e achatados contra os clastos líticos e cristalinos. Essa camada grada para nível com textura fina, com laminação irregularmente ondulada marcada pela orientação de cristais planos. Composicionalmente é formada por sericita, raros grãos de quartzo (menores que 0,01 mm) em matriz sericítica muito fina (ver foto 6.16). Boa parte da sericita da matriz pode ser atribuída à alteração de vidro fino e alguns dos clastos maiores podem ser shards planos a levemente curvos. Esse primeiro pacote é interpretado como um nível ignimbrito recristalizado recoberto por uma camada de tufo fino.

Acima essa camada segue-se uma sucessão granocrescente separada em duas camadas no campo. A primeira é um ignimbrito extremamente fino, com matriz quartzo-sericítica e fantasmas de pomes intensamente recristalizados, além de raros cristaloclastos de quartzo e feldspato. Acima, ainda com uma matriz fina a camada passa a apresentar 30 a 35% de cristaloclastos (com menos de 0,1 mm). Parte da matriz pode ser atribuída a clastos de pomes intensamente recristalizados. Acima essa camada parece ser menos recristalizada, ficando mais fácil distinguir os

pomes. Os cristaloclastos reduzem-se para 20%, com até 0,5 mm.

Na segunda camada dessa sucessão granocrescente o ignimbrito apresenta ainda em torno de 20% de cristais, em matriz menos cristalizada, com vários fragmentos de pomes imbricados maiores (foto 6.17).

Acima ocorre nova camada de ignimbrito lito-cristaloclástico, com maior volume de clastos individualizáveis, sendo formados por quartzo (23%), ignimbritos (22%), pomes (20%), lavas vítreas (23%), opacos (10%) e muscovita (2%). Os clastos estão em contato linear uns com os outros, com pouca matriz argilosa cimentada por óxido de ferro e vidro (figura 6.18). Ocorre gradação composicional e granulométrica, com níveis nos quais predominam grãos de quartzo finos (menores que 0,6 mm) e com pequenos pomes achatados, passando para níveis com cristais de quartzo fraturados e grandes fragmentos de ignimbritos e de lavas com até 2,2 mm. Não fosse pelo achatamento dos pomes essa camada poderia ser um verdadeiro arenito lítico.

Na última camada que em afloramento apresenta-se com estratificações cruzadas de baixo ângulo, a rocha também é identificada como um ignimbrito com matriz vítrea e pomes achatados (flamme), além de níveis bem definidos com cristaloclastos, paralelos à foliação geral da rocha. Os estratos cruzados podem corresponder a ondulações da laminação ignimbrítica.

Parte desse depósito pode ter se depositado em ambiente subaquoso, principalmente o nível basal, os fragmentos de pomes parecem ter se quebrado bruscamente e se amontoado uns sobre os outros sob a ação do fluxo continuado. Acima ocorre uma camada de tufo de queda (co-ignimbrítico) e que pode também ter se depositado na água.

As camadas situadas acima corresponderiam a dois outros fluxos ignimbríticos, ricos em líticos, com grau de soldagem moderada e reduzindo-se para o topo.

6.2.3 - Formação São Miguel

Corresponde à unidade Vulcânica mais espessa e mais característica da Bacia de Campo Alegre. É constituída principalmente por derrames traquíticos a quartzo-traquíticos, com membros riolíticos e traquiandesíticos subordinados. Ocorrem ainda fluxos piroclásticos, importantes, porém são muito raras intercalações de quedas piroclásticas.

Dominam a porção centro-sul da bacia, sustentando-a topograficamente acima dos terrenos gnáissicos do embasamento, criando o denominado planalto de Campo Alegre. Na porção norte, edificam um anel de cuevas, suavemente inclinadas para o interior da bacia, formando os denominados por Ebert (1971) "cabeços de estratos", que delimitam a porção interna da bacia. Também ocorrem como cristas isoladas em vários pontos marginalmente à bacia, tais como as serras da Igreja (a SW) e do Bento (a leste), podendo ser atribuídas a restos desses derrames (que portanto teriam coberto extensões bem superiores às atuais) preservados da erosão.

São derrames com espessuras individuais indeterminadas, mas podendo formar afloramentos com dezenas de metros de altura, e com espessura mínima de 240 metros em furos de sondagem, conforme podemos ver na figura 6.1 (poço nº2 na Serra da Escada, a sudeste de Campo Alegre). Apresentam três tipos estruturais predominantes: maciços, autoclásticos e com bandamento de fluxo, estes dois últimos intimamente associados entre si e com passagens transicionais.

Nas ocorrências maciças (homogêneas) destacam-se fenocristais de feldspato potássico e subordinadamente de quartzo. Nos afloramentos, a proporção entre fenocristais de feldspato e de quartzo foi o critério utilizado para diferenciar os tipos litológicos: aquelas rochas com presença exclusiva ou predominante de fenocristais de feldspato foram denominadas feno-traquitos, e aquelas com volumes maiores de quartzo (pelo menos 30 % dos fenocristais) feno-riolitos.

Figura 6.15 - Aspecto dos "pomes desfados" do nível basal da exposição tipo da Formação Avenca Grande

Figura 6.16 - Nível de tufo fino (deposição em meio subaquoso), exibindo laminação rítmica.

Figura 6.17 - Cristalastos de quartzo e feldspato (alterado) sobre matriz vítrea, em grande parte composta por pomes achatados. No centro, um pouco abaixo, observamos um clasto em "Y" que pode corresponder a um glass-shard.

Figura 6.18 - Aspecto da camada basal do nível ignimbrítico superior. Observa-se o menor grau de soldamento e maior individualização de clastos.

Além de fenocristais de quartzo e feldspato alcalino, podem aparecer fenocristais de magnetita e xenocristais e xenoclastos (xenólitos), normalmente pequenos e corroídos pela lava. Só foi possível determinar a composição de alguns desses xenólitos através de petrografia, constituindo-se de fragmentos de rochas vulcânicas ácidas e mais raramente de rochas vulcânicas básicas.

Em meio às lavas maciças, são comuns alterações verdes argilosas, por vezes intercaladas com níveis, igualmente alterados, de cores vermelho-alaranjadas, pode se tratar de variações na proporção original de vidro e cristais dessas lavas, com as porções verdes representando níveis mais vítreos (obsidianas alteradas para cloritas, epídoto e sericita), em algumas porções melhor preservadas é possível observar-se inclusive estruturas perlíticas.

As lavas que apresentam bandamento de fluxo, comumente o tem deformado em dobramentos e boudinagens, com dobras apertadas, e recumbentes. Essas lavas bandadas e dobradas geralmente também exibem auto-fragmentação. Os fragmentos dessas brechas invariavelmente apresentam também a foliação de fluxo, geralmente deformada, lembram lavas tipo AA (fragmentárias). Podemos pensar em uma perda progressiva de fluidez da lava em movimento para a sua formação, a quebra dessa lava semi-consolidada seria causada no *front* e na superfície, pela ação do avanço continuado das porções a montante e internas do fluxo, bem como pela ação de pequenas explosões de vapor. Algumas vezes podemos observar a presença de fenocristais nessas lavas foliadas e autoclásticas, porém em número bem mais reduzido que nas lavas maciças. Ver fotos de algumas dessas estruturas nas figuras 6.19, 6.20 e 6.21.

A presença de descontinuidades sub-horizontais em lavas maciças, marcando um possível acamamento vulcânico, é bastante comum, pode indicar a existência de derrames sucessivos ou de diferenças de fluxo dentro de um mesmo derrame (cisalhamento de fluxo). A espessura dos níveis separados por essas superfícies varia de dezenas de centímetros a poucos metros. Também podem ocorrer níveis de disjunções colunares com diâmetro de até um pouco mais de 1,5 m.

As lavas com bandamento de fluxo e autoclásticas são mais comuns que as maciças. O bandamento de fluxo reflete uma segregação de níveis finos (no máximo com até poucos centímetros), intercalando bandas de material argiloso verde a níveis de cores róseas, com textura microcristalina a felsítica, semelhante à lava ácida maciça, outras vezes encontramos níveis de quartzo recristalizado dentro desses níveis. Segundo Bonnicksen e Kauffman (1987), esses níveis refletiriam a intercalação de porções de vitrófiros com porções "líticas", ou mais cristalinas. Nas rochas da Formação São Miguel os níveis de vitrófiros teriam se transformado em massas de sericita e epídoto, de cor verde, possivelmente com a segregação de quartzo. Segundo esses autores as estruturas de bandamento e de autobrechação ocorrem principalmente nas porções basais e de topo, estando as lavas maciças restritas às porções centrais dos derrames.

Nas poucas exposições em que se observam grandes extensões verticais de derrames (figura 6.22), não é possível distinguir-se brechas basais de brechas de topo, parecendo haver uma homogenização entre estas com a passagem do derrame superior.

Não se procedeu uma análise exaustiva das exposições de lavas brechadas da Formação São Miguel, porém, uma vez que predominam lavas brechadas e foliadas em relação às maciças, podemos concluir que a maioria dos derrames da Bacia de Campo Alegre foi de pequena espessura. Os camadas com estruturas esferulíticas e perlitas, esparsamente presentes nessa unidade, geralmente estão presentes no topo das camadas basais, e poderiam representar uma faixa de transição entre a base e o centro dos derrames (seriam faixas com resfriamento mais rápido e características dessa posição dentro dos derrames, segundo o modelo de Bonnicksen e Kauffman 1987).

Com base nesses dados poderíamos tentar reconstruir derrames individuais. Infelizmente, a extensão e distribuição dos afloramentos estudados não permitiu uma boa avaliação das posições relativas dessas diferentes estruturas. As descrições apresentadas por Valiat (1974) para o testemunho do furo de sondagem 1, na cidade de Campo Alegre (figura 6.1), sugerem a presença de cinco derrames sucessivos. O derrame individual melhor definido, com níveis bandado, maciço e autoclástico em sucessão, conta com cerca de 35 metros de espessura. No afloramento do Clube Tigre (figura 6.22), junto a grande queda d'água nas proximidades da sede da Prefeitura de Campo Alegre apresenta-se como um pacote contínuo, da base de uma camada autoclástica até o topo das exposições marcado por dobras apertadas estima-se uma espessura de 30 metros, sendo uma base autoclástica com três metros, seguida de um nível com quatro metros de lavas bandadas, cerca de 15 metros de lavas maciças e cerca de oito metros de lavas bandadas e com dobras bastante apertadas no topo.

Examinando os furos de sondagem podemos observar que cada fluxo individual apresenta uma brecha basal com espessuras de nove metros, porções centrais maciças com nove a dez metros e topo com bandamento dobrado com até 22 metros de espessura. Porções vesiculadas são desprovidas de estruturas de fluxo ou de brechação.

Petrografia: Os termos maciços apresentam uma matriz devitrificada microcristalina a criptocristalina com textura de recristalização em retalhos (*patchy*), também podem apresentar recristalização em esferulitos (submilimétricos a centimétricos) e mais raramente com textura granofírica (figuras 6.23 e 6.24).

Na matriz muitas vezes os cristais de quartzo secundariamente crescidos são os únicos elementos reconhecíveis, embora eventualmente pequenos cristais aciculares de feldspato sejam observáveis. Suas cores, que variam do rosa claro ao marrom avermelhado e castanho-arroxeados, são devidas à grande proporção de óxido de ferro recobrindo os minerais e de cristais de hematita e magnetita dispersos. Rochas com textura mais grossa indicam que o quartzo cristalizou-se tardiamente em relação aos feldspatos potássicos (figura 6.25).

Os tipos porfiróides (microporfiróides) apresentam fenocristais milimétricos (1 a 8 mm, mais comumente entre 1 e 3 mm) de feldspato potássico (figura 6.26), e mais raramente de quartzo (figura 6.27) e agregados mono ou policristalinos. Os fenocristais podem ser raros (2-3%) ou compor até 25% da rocha. Podem apresentar vesículas e amígdalas preenchidas por epidoto, quartzo e zeólitas (?), com dimensões que variam de menos de 1 mm a 4 cm, por vezes as vesículas e amígdalas se alinham horizontalmente.

Os fenocristais de feldspato são principalmente de sanidina, mas em algumas amostras ocorre também microclínio. A matriz pode apresentar texturas felsíticas, traquíticas, subofíticas e poi quilíticas.

As rochas bandadas são marcadas pela intercalação entre níveis milimétricos criptocristalinos e outros mais recristalizados com textura granofírica ou esferulítica (ver figura 6.28). Os níveis mais finos apresentam maior concentração de minerais máficos e uma aparente orientação paralela ao bandamento, isso pode refletir uma persistência na plasticidade desses níveis enquanto os outros já estavam se cristalizando.

As rochas vítreas geralmente não tem fenocristais, apresentam esferulitos pequenos (submilimétricos a milimétricos), mais comumente observam-se perlitas.

Geoquímica: As rochas ácidas da Formação São Miguel agrupam-se em duas concentrações no diagrama TAS (figura 6.29): como traquitos e como riólitos alcalinos a subalcalinos. Nos diagramas Zr/TiO_2 X Nb/Y (figura 6.30) e SiO_2 X Zr/TiO_2 (figura 6.31), de Winchester e Floyd (1977) observamos que no primeiro diagrama as rochas são classificadas como riólitos e riodacitos, uma única amostra apresenta relação Nb/Y suficientemente grande para ser plotado como traquito, com respeito à quantidade de sílica essa amostra foi classificada como um riólito no

diagrama TAS; já para o segundo gráfico as amostras mantêm seu caráter mais alcalino, situando-se entre os campos dos traquitos, riódacitos, riólitos e comenditos/pantelerito.

Para a classificação dessas rochas preferimos adotar o diagrama TAS, que é mais aceito e produziu resultados mais condizentes com as observações petrográficas.

6.2.4 - Formação Fazenda Uirapuru

Daitx e Carvalho (1981) observaram que no topo da agora denominada Formação São Miguel ocorrem brechas oligomíticas grossas que foram consideradas por Ebert (1971) como provenientes de um conduto vulcânico. A área de exposição dessa brecha não é superior a 2 km² e situa-se dentro da cidade de Campo Alegre, predominantemente na sua parte sul. Descrições das amostras dos poços de sondagem apontam para a continuidade dessa unidade sob os sedimentos situados a norte, mas não se pode ter certeza dessa identidade. Em afloramentos a brecha apresenta espessura máxima de 12 metros, sendo recoberta por lavas bandadas e autoclásticas com até 16 metros (ver figura 6.32). Nos furos de sondagem (Furo nº 1) é medida uma espessura de 10 metros de brechas. Podemos observar os aspectos macroscópicos dessas rochas nas fotos das figuras 6.33, 6.34 e 6.35.

Não se tratam de brechas associadas a condutos vulcânicos (ou tufisitos, segundo a classificação de Teruggi et al., 1978), mas sim à brechação explosiva de um domo vítreo, conforme revela a observação microscópica de seus clastos e matriz. A brecha é recoberta transicionalmente por lavas vítreas não fragmentadas com bandamento de fluxo sub-horizontal, o que indica claramente que não se trata de depósitos de conduto vulcânico, mas sim de produtos de explosões associadas a um fluxo viscoso, possivelmente de um domo vítreo. A fragmentação piroclástica foi seguida por um fluxo menos viscoso, semelhante àqueles observados para a Formação São Miguel.

Petrografia: A rocha apresenta uma matriz finíssima, de cor verde clara com seixos e blocos angulosos, também de cor verde, soltos nessa matriz, localmente os seixos podem se apresentar justapostos lado a lado, quase encaixados, como peças de um quebra-cabeças. Raros seixos de litologias do embasamento (gnaisses) podem ser observados em alguns pontos, tratando-se provavelmente de xenólitos arrancados do conduto vulcânico.

Essa rocha passa lateralmente e superiormente para fluxos bandados.

Sob o microscópio compõe-se de uma massa vítrea finíssima devitrificada para quartzo microcristalino contendo seixos vítreos, igualmente devitrificados com estruturas de resfriamento tais como perlitas e alguns esferulitos.

Esse evento explosivo é marcante na história da Bacia, uma vez que após seu desenvolvimento temos a ocorrência de lavas mais ácida a sul da Bacia e a formação da "Caldeira Rio Turvo" que recebeu a sedimentação mista terrígeno-piroclástica final da bacia. Aparentemente tratou-se de uma emissão com volume anormalmente grande, e com uma explosividade incomum nos depósitos anteriores.

6.3 - Formação Arroio Água Fria

Essa é a unidade menos conhecida da Bacia de Campo Alegre, constituindo-se por lavas riolíticas, ignimbritos e tufos. A área de afloramento é apenas aproximadamente definida na porção centro sul da bacia. Essa é uma região intensamente alterada, com poucos afloramentos, entre os quais se destacam as cavas para extração de caulim.

A ocorrência desses depósitos de caolim é um dos critérios usados para definição desses limites, pois supomos que existe algum controle químico e textural que condicionaria o desenvolvimento dessa alteração, outros critérios foram aspectos topográficos (um relevo rebaixado e relativamente plano) e as características de alguns afloramentos menos alterados.

Vários afloramentos apresentam camadas bastante espessas com bandamento de fluxo homogêneo. Intercalam-se camadas com esferulitos milimétricos a decimétricos. Níveis homogêneos bastante alterados podem apresentar grânulos de feldspato potássico e quartzo em meio a massa branca de granulação areia fina, alguns desses níveis foram interpretados como tufos de queda ou ignimbritos, dependendo do grau de seleção e da identificação de algum movimento de fluxo.

A melhor definição dessa unidade (ou sua incorporação na Formação São Miguel) dependerão de estudos mais detalhados de campo.

Uma maior acidez e um maior volume de depósitos piroclásticos de queda parecem ser características importantes da Formação Arroio Água Fria. A espessura dessa unidade não pode ser estimadas com base nos dados disponíveis.

Petrografia: Os ignimbritos presentes na Formação Arroio Água Fria podem variar de pouco a moderadamente soldados. Predominam os tipos com cristaloclastos e litoclastos, com matriz constituída por cinzas muito finas recristalizadas. As lavas ignimbríticas tem textura foliada, com porções autoclásticas e fenocristais de feldspato potássico e quartzo, na matriz podem apresentar também plagioclásio além desses minerais. A matriz pode ser criptocristalina, maciça ou bandada, além de recristalização em esferulitos e perlitas.

6.4 - Formação Rio Turvo - Sedimentação intracaldeira

A última unidade, denominada por Ebert (1971) Formação Rio Turvo, situa-se na porção centro norte da bacia, entre a Cidade de Campo Alegre, onde é limitada a sul por falhamento quase linear de direção aproximada N60E, estendendo-se por cerca de 3 Km para norte, cobrindo uma área de aproximadamente 45 km². A espessura máxima determinada em furos de sondagem atinge 150 m (furo 6, a oeste de Campo Alegre).

Caracteriza-se pela presença de rochas sedimentares de granulação fina (de arenitos finos a argilitos), geralmente alteradas. Intercalações de lavas e de ignimbritos são comuns, níveis de areias grossas de cor verde clara mostraram-se tratar-se de depósitos de tufos lapillíticos, níveis de tufos mais finos foram também identificados.

Essa sedimentação parece ter se dado em ambiente relativamente calmo, com estratos e lâminas plano-paralelas em um ambiente deposicional lacustre, com turbiditos finos intercalados a pelitos e vários níveis de tufos. Também aparecem raros níveis decimétricos de lavas ácidas intercaladas.

A geometria da ocorrência da Formação Rio Turvo, especialmente seu limite por falhas levemente curvadas a sul (ver imagem de radar na figura 7.1) e suas características sedimentares nos fazem acreditar que se trata de uma sedimentação ocorrida em ambiente de um lago de caldeira abatida. Alguns eventos ígneos ainda se intercalam com os sedimentos finos dessa unidade, porém, o que mais marca as manifestações vulcânicas é o grande volume de piroclastos de queda, presentes nos vários níveis de tufos de queda subaquosa e camadas mistas de tufitos. Esses glass-shards, até então extremamente raros no registro da bacia marcam uma importante modificação das características do vulcanismo. Este possivelmente adquiriu características mais ácidas e teve seu centro transferido para o sul da Bacia.

Petrografia: Predominam sedimentos terrígenos, com contribuições subordinadas de material vulcano-derivado, tais como níveis milimétricos de *glass-shards*.

Arenitos finos (foto da figura 6.36) são tufáceos, apresentando grande volume de matriz fina, provavelmente cinzas vulcânicas finas devitrificadas e recristalizadas, raros cristais maiores de quartzo e subordinadamente de feldspato potássico podem estar presentes. Também apresentam alguns níveis ricos em *glass shards*, geralmente sem achatamento.

Os pelitos apresentam proporções variáveis de *glass-shards* (6.37), esferulitos recristalizados isolados são bastante comuns (figura 6.38), esses fragmentos são derivados de lavas ácidas também situadas na Formação Rio do Turvo (figura 6.39).

Em meio a sedimentos laminados finos, observamos alguns clastos milimétricos de pomes deformam essa laminação como estruturas de impacto de microbombas.

As intercalações de ignimbritos apresentam alto grau de soldagem, intensamente recristalizadas e com *fiamme* achatadas apresentando formas lenticulares em lâmina (figura 6.40). Fenocristais de quartzo são comuns nesses ignimbritos, alguns exibindo características típicas de quartzo vulcânico (corrosão, extinção simultânea, e forma biterminada), é comum a deformação dos *fiamme* contra esses fenocristais (figura 6.41). Ao lado de ignimbritos pouco soldados, com *glass shards* não achatadas (figura 6.42) podem ocorrer ignimbritos extremamente soldados com as *fiamme* muito achatadas e dobradas (figura 6.43).

As manifestações vulcânicas na época de deposição desses sedimentos parecem ter amainado, pelo menos na área de sua deposição, com clastos vulcanoclásticos, *shards* e microbombas vítreas ou líticas), possivelmente derivados de fontes situadas a alguma distância.

A petrografia torna patente a intensa contribuição de cinzas vulcânicas em toda essa unidade. Essa contribuição foi derivada de um centro vulcânico distal. A contribuição piroclástica é predominante na base dessa unidade.

Geoquímica: Foram analisadas amostras dos ignimbritos e dos sedimentos da Formação Rio do Turvo. No diagrama TAS observamos que alguns dos ignimbritos apresentam composição traquítica, idêntica àquela da maioria das lavas da Formação São Miguel. Outros tem composição bem mais ácida e de baixa alcalinidade, possivelmente essa composição pode refletir uma "contaminação" do fluxo ignimbrítico por sedimentos epiclásticos, estes apresentam-se ainda mais ácidos e com alcalinidade mais reduzida (ver figura 6.44). No diagrama $Zr/TiO_2 \times Nb/Y$ (Winchester e Floyd, 1977), observamos que o ignimbrito mais alcalino plota no campo dos panteleritos e comenditos, e o mais ácido junto com os sedimentos, como riólito (figura 6.45).

6.5 - Quadro estratigráfico

A figura 6.46 e a tabela 6.1, abaixo, resumem a proposta de estratigrafia para a Bacia de Campo Alegre.

Em discordância angular e erosiva sobre os gnaisses do Complexo granulítico de Santa Catarina, constituinte do embasamento da Bacia de Campo Alegre, assentam-se as rochas detríticas do Grupo Bateias. A norte depositaram-se os leques aluviais da Formação Papanduvinha, passando lateralmente na direção sul e leste para os conglomerados melhor selecionados da Formação São Bento do Sul e mais distalmente para arenitos e pelitos da Formação Rio do Bugre. Essa sucessão lateral também se reproduz como uma sucessão vertical, refletindo uma retrogressão das fácies mais proximais. A leste, na faixa correspondente à Sub-bacia de Corupá, os sedimentos das formações São Bento do Sul e Rio do Bugre são rapidamente sucedidas por turbiditos espessos da Formação Corupá. Conforme assinalado, a sedimentação desses turbiditos ainda não tem suas relações

estratigráficas bem estabelecidas, mas situa-se anteriormente ao início do vulcanismo.

Os ambientes vão se tornando progressivamente mais distais/profundos com o passar do tempo. Simultaneamente aparecem as primeiras manifestações de vulcanismo básico. A leste as lavas básicas intercalam-se com os sedimentos subaquosos, a oeste esses sedimentos demoram mais a ocorrer. A passagem entre a deposição dessa unidade, a Formação Rio Negrinho, e a do Grupo Bateias se fez de maneira gradacional.

Um evento ignimbrítico que afetou a porção norte da Bacia serve como marco do início das atividades magmáticas mais ácidas. A Formação Avenca Grande é um evento instantâneo e, portanto, um marco na bacia.

Em alguns pontos após a deposição do ignimbrito Avenca Grande tem início imediato a atividade vulcânica ácida, enquanto em outros pontos persistem os derrames básicos.

O vulcanismo ácido da Formação São Miguel tem características bastante homogêneas por quase toda a bacia, a espessura é bastante elevada, com os valores máximos possivelmente se encontrando na porção norte da bacia.

Ocorre um evento magmático explosivo, gerador da Formação Fazenda Uirapuru: depósitos piroclásticos proximais recobertos por um fluxo de lava ácido associado, também restrito à porção norte da bacia.

A partir desse momento definem-se duas porções com características deposicionais diferentes: A norte os depósitos da Formação Rio do Turvo circunscrevem-se a um corpo d'água, no qual se depositam pelitos, tufos e tufitos, com intercalações de lavas e ignimbritos. A sul a atividade vulcânica ocorre em ambiente subaéreo, com ignimbritos e tufos e lavas riolíticas subordinadas, caracterizando a Formação Arroio Água Fria. A existência de vários afloramentos de lavas vítreas dessa última unidade sugere que boa parte das lavas ocorrem na forma de domos vítreos de extensão restrita, da mesma forma, o predomínio de *glass shards* finas nos sedimentos da Formação Rio do Turvo, sugerem uma atividade vulcânica com alto poder de fragmentação, isto é, do tipo pliniano.

Quadro 6.1 - Apresentação das unidades reconhecidas na Bacia de Campo Alegre

Grupos	Formações	Membros	Camadas
	Rio do Turvo	Terrígeno	Camadas de tufos Derrames ácidos
		Ignimbrítico	
		Tufáceo	
Campo Alegre	Arroio Água Fria		
	São Miguel	Ignimbrítico	
		Lávico	
	Rio Negrinho	Pelítico	
		Lávico	
Bateias	Rio do Bugre/Corupá		
	São Bento do Sul		
	Papanduvinha

Figura 6.19 - Aspecto do bandamento de fluxo fino desenvolvido nas lavas traquíticas da Formação São Miguel, ao lado da cachoeira do Clube Tigre, na parte Sul da Cidade de Campo Alegre. Observa-se uma leve ondulação do bandamento.

Figura 6.20 - Bandamento de fluxo com dobras apertadas, mesmo afloramento da foto anterior. Caneta no centro como escala.

Figura 6.21 - Estrutura autoclástica típica da Formação São Miguel, com fragmentos de lava foliada. Afloramento no leito do Rio do Turvo dentro do Clube Tigre, sul de Campo Alegre.

Figura 6.22 - Perfil vertical do afloramento 163, cachoeira do Clube Tigre, na Cidade de Campo Alegre.

Figura 6.23 - Textura criptocristalina desenvolvida nas lavas traquíticas e riolíticas da Formação São Miguel, destacando a grande quantidade de opacos presentes e o bandamento incipiente..

Figura 6.24 - Intensa recrystalização das lavas com textura criptocristalina, O bandamento é ressaltado pelos diferentes graus de recrystalização do quartzo.

Figura 6.25 - Recrystalização de quartzo secundário em continuidade ótica, como fundo dos cristais de feldspato potássico e dos opacos.

Figura 6.26 - Fenocristal de sanidina em traquito com textura traquítica marcada pela orientação de pequenos cristais aciculares de feldspato potássico na matriz.

Figura 6.27 - Fenocristal de quartzo com fortes marcas de corrosão em matriz muito fina e rica em opacos.

Figura 6.28 - Bandas irregulares formadas a partir da cristalização de pequenos esferulitos.

Figura 6.29 – Porção do diagrama TAS através do qual as lavas da Formação São Miguel são classificadas como traquitos (quadrados) e riólitos (círculos). Entre os traquitos também se inclui um dique situado a leste da Bacia de Campo Alegre e entre os riólitos está incluída uma amostra do Granito Serra Alta, da mesma região (triângulos)

Figura 6.30 – Diagrama $\text{Zr}/\text{TiO}_2 * 0,0001$ X Nb/Y (Winchester e Floyd, 19778). Observamos que o gráfico situa a maioria das amostras ácidas como riólitos, apenas uma lava, classificada como riólito anteriormente, situa-se no campo dos traquitos.

Figura 6.31 – Diagrama SiO₂ X Zr/TiO₂x0,0001 de Winchester e Floyd, as lavas da Formação São Miguel situam-se nos limites dos campos de riódacitos, traquitos, comenditos/panteleritos e riólitos.

Figura 6.32 - Perfil vertical da Formação Fazenda Uirapurú, no ponto 381, na parte sul da Cidade de Campo Alegre. Ocorre um nível de brecha piroclástica basal em rocha vítrea, encoberto por lavas bandadas e autoclásticas

Figura 6.33 - Foto da brecha piroclástica da Formação Fazenda Uirapurú. Observamos fragmentos angulosos com cores marron alaranjadas e verde acinzentadas correspondendo respectivamente a fragmentos microcristalinos e vítreos (devitrificados)

Figura 6.34 - Detalhe dos clastos vítreos (verde escuros) da brecha da Formação Fazenda Uirapurú, soltos em matriz também vítrea (cor verde clara)

Figura 6.35 - Aspectos das lavas que recobrem a brecha da Formação Rio do Turvo. Na foto superior observamos perlitas milimétricas em massa vítrea maciça. Na foto inferior é possível observar bandamento muito fino, entre níveis mais vítreos (verdes) e outros com cristalização fina. Algumas perlitas ocorrem nos níveis vítreos.

Figura 6. 36 - Duas amostras de arenitos finos da Formação Rio do Turvo, podemos observar a predominância de grãos angulosos de quartzo em volumosa matriz argilosa. Parte dessa matriz é derivada da alteração de cinzas vulcânicas muito finas.

Figura 6.37 - Detalhe de siltitos arenosos com restos (fantasmas) de glass shards concavo-convexas, em cúspide [destacada na foto da direita] e planas.

Figura 6.38 - Pequeno esferulito isolado em meio a siltito arenoso. São estruturas bastante comuns em alguns dos afloramentos da Fm. Rio do Turvo

Figura 6. 39 - Amostra de lava vítrea, com vários esferulitos recristalizados. Essas estruturas se tornam clastos dos sedimentos finos da Formação Rio do Turvo.

Figura 6.40 - Fiamme de ignimbritos fortemente soldados da Formação Rio do Turvo. Observa-se uma grande concentração de opacos nessas estruturas. Em amostras de mão essas fiamme tem cores mais escuras.

Figura 6.41 - Aspectos dos fenocristas dos ignimbritos da Formação Rio do Turvo. A esquerda podemos observar um cristal de quartzo corroído, contra o qual se deforma uma fiamma. A direita um par de cristais de quartzo ricos em vacúolos.

Figura 6.42 - Aspecto de ignimbrito da Formação Rio do Turvo, mostrando restos de glass shards não deformadas, apenas orientadas.

Figura 6.43 - Fiamme muito finas dobradas pelo fluxo em ignimbrito da Formação Rio do Turvo.

Figura 6.44 – Diagrama TAS para as rochas da Formação Rio do Turvo. Os ignimbritos (losangos vermelhos) podem apresentar composição idêntica à da maioria das lavas ácidas da Formação São Miguel ou caráter bem mais ácido e menos alcalino que o observado para as lavas. As rochas sedimentares (quadrados azuis) também apresentam (como seria de se esperar para sedimentos epiclásticos) altos valores de sílica. O ignimbrito mais ácido pode representar uma maior mistura entre piroclastos e epiclastos.

Figura 6.45 – Análises das rochas da Formação Rio do Turvo (losangos vermelhos = ignimbritos, quadrados azuis = pelitos tufáceos) plotados no diagrama $\text{Zr}/\text{TiO}_2 \times \text{Nb}/\text{Y}$ de Winchester e Floyd (1977).

Figura 6.46 - Esquema das relações estratigráficas das bacias de Campo Alegre e Corupá. Não está interposto o Granito Corupá, que teria se encaixado por falhas entre as duas bacias separando-as.

7 - Geologia estrutural local

Observando a imagem de radar da região da Bacia de Campo Alegre (figura 7.1), podemos notar a existência marcante de duas direções estruturais principais, uma N55-60E e outra N25-30W. Essas lineamentos estão em acordo com aquelas apresentadas no capítulo de geologia estrutural regional, e corresponderiam respectivamente às estruturas ligadas a colisão entre as microplacas Curitiba e Luís Alves (esforços de direção noroeste) e a um componente distensivo (esforços les-nordeste) desenvolvido como resposta à colisão e/ou a movimentação destal tardia das falhas situadas a norte (Faixa de Cisalhamento Rio Piên/Lineamento Rio Negro) e a sul (Lineamento Corupá).

As principais estruturas presentes na Bacia de Campo Alegre são as rúpteis, associadas a esses dois sistemas, o basculamento entre blocos tem aspecto secundário e as atitudes do acamamento refletem principalmente eventos de abatimento associados possivelmente com o esvaziamento da câmara magmática na fase final de desenvolvimento do Grupo Campo Alegre. As falhas de direção NE são aquelas que registram deslocamentos laterais (destrais) sendo algumas delas as falhas que supomos ser relacionadas com o abatimento da caldeira, nesse caso são também aquelas nas quais é possível determinar as maiores movimentações normais.

7.1 - Acamamento sedimentar e vulcânico da Bacia de Campo Alegre

A superfície principal presente no preenchimento da Bacia de Campo Alegre corresponde ao acamamento sedimentar. So ou, mais raramente, ao acamamento vulcânico Sv. O primeiro corresponde ao acamamento ou laminação deposicional desenvolvidos pelos processos de sedimentação trativos ou de decantação subaéreos ou subaquosos e envolvem tanto sedimentos epiclásticos como piroclásticos (tufos e ignimbritos). O acamamento vulcânico, por sua vez, está presente em lavas, podendo representar intervalos entre fluxos individuais ou superfícies desenvolvidas dentro de um mesmo fluxo, em resposta à sua movimentação.

As atitudes medidas em campo foram somados os dados apresentados em mapa por Daitx e Carvalho (1980), totalizando mais de 300 medidas.

Os pólos das atitudes foram lançados em estereogramas, separados para cinco áreas da Bacia de Campo Alegre. Os estereogramas dos pólos das foliações principais dessas cinco áreas (ver figura 7.2), indicam o predomínio de mergulhos sub-horizontais e unidirecionais. As concentrações máximas dos pólos de mergulho, tomados para cada uma das áreas indicam mergulhos sempre voltados para a área central da bacia.

Esses dados sugerem que na Bacia de Campo Alegre não se caracterizam dobramentos regionais, mas sim uma distribuição centrípeta do mergulho dos acamamentos, e indicando uma disposição na forma de bacia estrutural, que pode ter sido acentuada com a ação de acomodação do movimento de abatimento vulcânico (colapso de caldeira) da porção centro norte da bacia.

As medidas tomadas na Formação Rio do Turvo, que teria se depositado dentro dessa caldeira, apresentam mergulhos mais baixos e com maior variação, indicando uma movimentação mais intensa de blocos internamente à caldeira (ver perfis no mapa anexo).

Dobramentos locais se fazem presentes em alguns dos afloramentos, os mais notáveis são aqueles presentes no afloramento do ponto 77, a norte da bacia. Na figura 7.3a observamos os pólos de 11 planos desse afloramento com mergulhos médios para NW e SE, o eixo B1 construído (figura 7.3b) indica eixos sub-horizontais, com fraco caimento ($\sim 10^\circ$) para NE, sete eixos medidos (mesma figura), indicam caimento, também predominantemente fraco, para SW. Outros eixos

Figura 7.1 - Imagens de radar da Bacia de Campo Alegre e arredores. As lavas ácidas da bacia destacam-se das demais litologias da bacia e de seu embasamento, criando um relevo mais elevado e aplainado. As bordas dos derrames ácidos, mergulhando para o centro da bacia se destacam na porção norte, constituindo cristas assimétricas, assinaladas em verde, com declividade menor em direção ao centro, correspondendo aproximadamente à atitude de seu acamamento vulcânico. As falhas estão destacadas em azul, e caracterizam bem as duas direções predominantes (NNW e ESE). Em vermelho destacamos as falhas que limitariam a borda sul da caldeira abatida. As camadas das várias unidades situadas a norte dessas falhas se inclinam em direção ao centro dessa caldeira. A sul, as lavas ácidas criam um platô elevado em relação às litologias das unidades inferiores da bacia e do embasamento.

Figura 7.2 – Polos das atitudes do acamamento sedimentar e vulcânico da Bacia de Campo Alegre, agrupados por domínios estruturais. Em todos os setores predominam mergulhos fracos voltados para o centro da bacia. Domínios leste, oeste e central.

T2590

Figura 7.2 (continuação) – Polos das atitudes dos domínios norte e sul da Bacia de Campo Alegre e distribuição dos máximos dos polos do acamamento da bacia, através dos quais se destaca a persistente orientação dos mergulhos em direção ao seu centro.

medidos em outros afloramentos apresentam orientações semelhantes.

Os dobramentos do ponto 77 são dobras decimétricas, apertadas, do tipo em *chevron*. *Kinks* simétricos), presentes em siltitos laminados associados a lavas básicas, da Unidade Vulcânica Básica da Formação Campo Alegre. Conforme discutido no capítulo anterior, essas dobras parecem estar associadas ao ajuste entre camadas com competências bastantes diferentes (basaltos e siltitos).

7.2 - Geometria dos Falhamentos

Dezessete falhas em escala de afloramento foram medidas, predominantemente nos setores norte e oeste da Bacia (figura 7.4). Estas possuem orientação preferencial N25W, com importante concentração secundária em N35E. A maioria das falhas não teve indicadores cinemáticos determinados, entre aquelas nas quais se observaram possíveis indicadores temos: transcorrências (três falhas destrais) orientadas entre N10E e N40E; falhas inversas e normais (uma de cada tipo) apresentam, respectivamente direções de N20W e N36W. No embasamento uma falha vertical com direção N30E parece ter movimentação sinistral.

Falhamentos e fotolineações de escalas maiores, tomadas em imagens de radar e no mapa na escala 1:50.000 da CPRM (Daitx e Carvalho, 1980), compreendem um total de 80 lineamentos, sendo 59 tomadas da imagem de radar, para a bacia e seu entorno e 21 lineamentos do mapa da CPRM (principalmente para a bacia). Para as imagens de radar temos duas concentrações fortes: uma em torno de N60E e outra em N40W (figura 7.5a). Já no mapa da CPRM as maiores concentrações encontram-se em N55E, com concentração menor em N25W (figura 7.5b). As falhas de direção NE situam-se principalmente a sul da cidade de Campo Alegre, e as com direção NW a oeste e norte da bacia.

Os fraturamentos medidos em campo não foram analisados em relação a diferentes gerações. De maneira geral, as mais de 40 atitudes medidas para essas estruturas apresentam mergulhos fortes com distribuição bastante dispersa, com maior concentração para N30W (figura 7.6). Também apresentam concentrações importantes para E-W e N5E.

No mapa geológico anexo, indicamos a interpretação do movimento das principais falhas da bacia. As falhas de direção nordeste são principalmente normais, com mergulhos para norte, apresentando componente de movimentação transcorrente dextral, o lineamento do Rio Negro, também com orientação nordeste provavelmente seria uma falha inversa, também com movimento dextral tardio.

As falhas com direção noroeste também são principalmente normais, com as falhas a oeste da bacia apresentando evidências de alguma movimentação lateral sinistral ou dextral (principalmente). Vários diques ácidos e básicos são intrusivos em fraturas com essa orientação.

7.3 - Bacia de Corupá

Para a Bacia de Corupá, o comportamento das atitudes da foliação mostra-se bastante diferente. Conforme pode ser visto no mapa geológico e na figura 7.9, a bacia é uma faixa estreita, alongada segundo ENE-WSW, bordejada por falhas bastante contínuas a norte e a sul. As atitudes das camadas (em número de 84, tomadas do mapa de Daitx e Carvalho, 1980), apresentam mergulhos nitidamente mais fortes que os presentes na Bacia de Campo Alegre, e concentrados a noroeste e sudeste.

Nas bordas os mergulhos são mais fortes, com atitudes mais dispersas e dobras ligeiramente assimétricas. Na faixa central, as atitudes sugerem tratar-se de dobras simétricas, com os flancos apresentando caimentos suave. Nas três faixas a deformação pode ser atribuída a uma compressão quase perpendicular às falhas limítrofes da bacia.

Figura 7.3 – Estereogramas do afloramento do ponto 77, siltitos laminados da Formação Rio Negrinho, na porção norte da bacia. 7.3a: Polos do acamamento; 7.3b: linhas de contorno das concentrações dos polos do acamamento, eixos de dobras b1 medidos (estrelas) e polo construído (círculo).

Figura 7.4 – Atitudes de planos de algumas das falhas medidas em afloramentos da Bacia de Campo Alegre.

Fig 7.5a – Lineamentos da imagem de radar

Fig 7.5b – Lineamentos do mapa geológico da CPRM

Figura 7.5 – Distribuição de fotolineações da Bacia de Campo Alegre e arredores. 7.5a: Projeção estereográfica dos planos de lineações de imagens de radar (considerados como planos verticais) e sua distribuição estatística em diagrama de rosácea, mostrando preomínio das orientações N65E e N40W; 7.5b: Distribuição estatística das lineações tomadas no mapa geológico 1:100.000 da CPRM (Daitx e Carvalho, 1980).

Figura 7.6 – Diagramas para algumas das fraturas medidas em campo na Bacia de Campo Alegre. 7.5a: Projeção estereográfica dos polos e de suas linhas de contorno; 7.5b: Distribuição das orientações das fraturas, denotando seu caráter radial, com fraco predomínio das orientações N85E, N5E e N30W.

Visando testar a hipótese da influência das falhas na atitude do acamamento, lançamos separadamente, em diagramas estereográficos, as atitudes situadas na borda norte, na borda sul e na porção central da bacia (ver figura 7.7).

Nos três diagramas obtivemos duas concentrações de pólos, indicando um dobramento segundo N45-55W, com eixo sub-horizontal, com caimento suave para sudoeste nas porções junto às bordas e para nordeste na porção central.

Nas bordas os mergulhos são mais fortes, com atitudes mais dispersas e dobras ligeiramente assimétricas. Na faixa central, as atitudes sugerem tratar-se de dobras simétricas, com os flancos apresentando caimentos suave. Nas três faixas a deformação pode ser atribuída a uma compressão quase perpendicular às falhas limítrofes da bacia.

Dividindo-se a bacia transversalmente em três porções, oes-noroeste, central e les-sudeste, obtemos uma distribuição de pólos bastante diferente (ver figuras 7.8):

Para a porção oeste, com 21 medidas, as camadas apresentam um mergulho predominante para ESE de cerca de 45°.

A porção central, contando com apenas 12 medidas apresenta uma distribuição mais simétrica e próxima do padrão de dobras com eixo sub-horizontal, de direção N45W.

A porção leste, por sua vez, apresenta-se também como assimétrica, mas agora com as camadas caindo predominantemente para noroeste.

Na figura 7.9 apresentamos um mapa geológico da Bacia de Corupá, destacando os falhamentos. Estas falhas apresentam orientação ligeiramente diferente da presente nos falhamentos transversais da Bacia de Campo Alegre (N50E para N35E). Existem ainda outras três direções de falhas cortando a bacia: uma N80E, outra N5W e a última N28W.

Se consideramos que as falhas principais (N50E) das bordas da sub-bacia de Corupá apresentam componentes destrais, veremos que os demais elementos poderiam representar as estruturas esperadas para uma zona transcorrente com essa orientação: As falhas de direção N80E seriam sintéticas, as de direção N5W antitéticas e a variação dos eixos construídos das dobras estariam orientados de acordo com o desenvolvimento de dobras em *echelon* dentro desse sistema. Evidentemente essa é apenas uma interpretação, pois faltam evidências diretas de campo que comprovem tanto o sentido de movimentação dessas falhas como a presença de eixos de dobras concordantes com os eixos construídos (ver mapa na figura 7.9).

Figura 7.7 – Distribuição dos polos do acamamento e dos contornos da Sub-bacia de Corupá, separados por diferentes regiões estruturais.

Bacia de Corupá, porção norte
N=17

Bacia de Corupá, porção central
N=35

Bacia de Corupá, porção sul
N=22

Figura 7.8 – Distribuição dos pólos e contornos das atitudes do acamamento da Sub-bacia de Corupá, mostrando a variação das atitudes entre as bordas norte e sul, mais afetadas pela ação dos falhamentos e a porção central.

Formação Corupá
 Formação S. Bento do Sul
 Embasamento granulítico

Aluviões e coluviões
 Grupo Itararé (paleozóico)
 Formação São Miguel

Direção principal
do cisalhamento
 Falhas antitéticas
e sintéticas

Figura 7.9 - Mapa geológico esquemático da Sub-bacia de Corupá, com a movimentação das falhas principais interpretada a partir da hipótese de uma zona de transcorrência destal. Todos os sentidos de movimentação das falhas são interpretativos, não havendo medidas de campo para comprova-los. A direção dos eixos construídos das dobras foram tiradas dos diagramas da figura 7.8.

8 – Hipóteses sobre a evolução paleogeográfica da Bacia de Campo Alegre

Quando, no capítulo 6, discutimos as unidades litoestratigráficas, ficou clara a sugestão de que podemos dividir a história deposicional da bacia em três etapas distintas. Aqui detalharemos as interpretações que foram levantadas a respeito de sua evolução deposicional com base nas observações de campo.

Na primeira etapa observamos a deposição do Grupo Bateias a partir de um sistema fluvial com leques aluviais originados em um relevo resultante da combinação de cavalgamentos e transcorrências desenvolvidas ao longo da Faixa Piên (Formação Papanduvinha). Na área fonte ocorriam restos de vulcões inativos, granitóides com vários graus de milonitização e ganisses graníticos a anfibolíticos do embasamento. Os leques aluviais alimentavam e eram retrabalhados por um sistema fluvial entrelaçado correndo na direção predominante les-sudeste (Formação São Bento do Sul). A leste se encontraria um corpo d'água, provavelmente o remanescente do oceano situado entre as microplacas Curitiba e Luís Alves, recém-unidas, e o Terreno Paranaguá. A sul um braço desse oceano teria avançado até a região de Corupá, essa depressão, que seria provavelmente controlada por falhas, pode ter se desenvolvido já durante a sedimentação dos leques aluviais mais a norte, ou ter se formado mais tardiamente. A sedimentação nesse golfo se caracterizou por leques deltaicos passando para sedimentos turbidíticos (Formação Corupá), apenas localmente se encontravam fácies transicionais de águas rasas apresentando retrabalhamento por ondas.

Ainda nessa etapa observou-se uma subida relativa do nível de base, os sedimentos rudíticos foram substituídos por sedimentos inicialmente arenosos e progressivamente mais finos (Formação Arroio do Bugre). É possível que tenha sido apenas nesse momento que tenha se instalado a sedimentação turbidítica a sul. Não foi possível caracterizar quais ambientes deposicionais teriam ocorrido nessa elevação do nível de base, porém existem evidências na unidade superior (Formação Rio Negrinho) de que condições subaquosas teriam se instalado ao final dessa elevação.

O início da atividade tectônica na margem oeste da bacia, com o desenvolvimento de falhas normais poderia ter sido a responsável pela progressiva retrogressão das fácies fluviais e sua substituição por ambientes mais distais.

A proposta de evolução paleogeográfica dessa etapa da sedimentação está apresentada nos mapas das figuras 8.1 e 8.2.

Os leques aluviais da Formação Papanduvinha cobririam uma vasta área ao sopé da cadeia montanhosa erguida na zona de colisão entre as Microplacas Curitiba e Luís Alves, os depósitos rudíticos que ocorrem na Bacia de Guaratubinha fariam parte desse mesmo sistema de leques, de forma que as duas bacias ainda não se encontravam individualizadas.

O início da segunda etapa é marcado por atividades vulcânicas básicas (Formação Rio Negrinho). Não identificamos com clareza nenhum conduto dessa atividade vulcânica, porém a existência de vários diques básicos e ácidos com direção NNW sugere que as fraturas com essa orientação poderiam ter dado passagem a esses magmas. As ocorrências de lavas ácidas associadas a essa unidade a oeste da bacia se faz na forma de um corpo com orientação NNW, talvez associadas a uma fratura particular entre aquelas com essa orientação.

As texturas e estruturas observadas nas lavas, e sua associação com sedimentos pelíticos indicam o desenvolvimento de derrames básicos em condições subaéreas a oeste e subaquáticas a leste. Dessa forma, se caracteriza a passagem transicional entre o Grupo Bateias e o Grupo Campo Alegre, com a continuidade das condições paleoambientais desenvolvidas e do traçado paleogeográfico geral. Na figura 8.3 mostramos os possíveis limites do avanço do corpo d'água.

Figura 8.1 - Mapa paleogeográfico da Bacia de Campo Alegre na época de sedimentação das formações Papanduvinha e São Bento do Sul, com a área de exposição atual dessas unidades.

Figura 8.2 - Mapa paleogeográfico da fase final da deposição do Grupo Bateias (formações Rio do Bugre e Corupá), com as exposições atuais dessas unidades. Na porção fora do corpo d'água teria continuidade a sedimentação fluvial da Formação São Bento do Sul.

As fraturas teriam se formado como resposta distensiva em alto ângulo à continuidade da colisão entre as placas, ou mesmo em resposta a movimentos transcorrentes destrais desenvolvidos em um regime de transpressão oblíqua. Essas fraturas delimitam atualmente a margem oeste (e possivelmente também leste) da Bacia de Campo Alegre, de forma que podem ser elas as responsáveis pela individualização dessa bacia e de sua separação da bacia de Guaratubinha a nordeste e do campo de lavas básicas e ácidas na área do Morro Redondo.

No topo dessa unidade observa-se, por quase toda a bacia, uma camada de sedimentos finos com intercalações raras de lavas básicas. Os sedimentos são mais espessos a leste e quase ausentes a oeste, indicando que a configuração paleogeográfica geral ainda se mantinha, com as terras mais baixas no leste.

Ocorre então uma significativa mudança na atividade vulcânica. Uma camada ignimbrítica recobre a porção norte da bacia (Formação Avenca Grande). Apresenta espessuras bastante variáveis, talvez refletindo o paleorelevo, algumas porções parecem ter se colocado sobre o corpo d'água ainda presente e outras parecem erodir rochas básicas parcialmente alteradas pela exposição subaérea. É difícil estabelecer-se o ponto de origem desse fluxo ignimbrítico, a área com maior espessura situa-se a nordeste e aquela na qual o fluxo erodiu restos pedogenizados de basalto encontram-se mais a oeste (ver mapa paleogeográfico da figura 8.3), para sul as camadas desse ignimbrito são bem mais finas de forma que podemos pensar que o fluxo dirigiu-se de nordeste para sul e sudeste. Isso implicaria na elevação da porção nordeste da bacia, talvez com a construção de um edifício vulcânico a partir do qual esse ignimbrito se originou.

Em algumas porções o vulcanismo basáltico recobre a camada ignimbrítica, mas de maneira geral esse evento marca a substituição do magmatismo básico pelo predominantemente ácido (Formação São Miguel).

Desaparecem os indícios de sedimentação ou atividade magmática em ambiente subaquoso. O vulcanismo pode ter soerguido progressivamente toda a região, fazendo com que condições subaéreas passassem a predominar na bacia. Não podemos esquecer de que as idades de colocação dos vários corpos graníticos situados em torno da bacia é muito próxima dessa época (ver as discussões no capítulo 10), e esse processo também pode ter contribuído na elevação da área.

Lavas de acidez relativamente baixa (traquíticas) dominam essa fase, bem como ignimbritos, sem depósitos de queda piroclástica associados. Esse tipo de vulcanismo ácido de baixa explosividade é bastante compatível com as características químicas e mineralógicas observadas para a maioria das lavas da Formação São Miguel.

A saída aparentemente de grandes volumes de magma produziu o abatimento diferencial de blocos limitados por falhas com direção NNW e também ENE, conforme comprovam as diferenças nas espessuras observadas nos furos de sondagem (figura 6.1).

Os condutos vulcânicos dessa etapa também não são claramente definíveis. Alguns dos afloramentos tem características que indicam tratarem-se de lavas mais proximais, da mesma forma que para as lavas básicas, da Formação Rio Negrinho, os traquitos e riólitos da Formação São Miguel parecem estar associados a fissuras lineares. Além das fraturas com direções NNW, fraturas com direção ENE teriam condicionado a localização desses condutos (ver figura 8.4). Trataremos da questão dos condutos e edifícios vulcânicos logo adiante.

A terceira etapa da história deposicional da bacia (ver figura 8.5) se inicia com um novo evento vulcânico marcante: Em uma das fraturas de direção ENE eleva-se um domo de lava vítrea, dele projeta-se uma brecha piroclástica formada por fragmentos anguloso de obsidiana, junto com uma massa mais fina e ainda inconsolidada de vidro. Esse fluxo piroclástico violento é sucedido rapidamente por lavas fluídas com autobrechação e desenvolvimento de bandamento de fluxo

Figura 8.3 - Mapa paleogeográfico da Bacia de Campo Alegre durante a fase inicial da deposição do Grupo Campo Alegre (Formações Rio Negrinho e Avenca Grande), mostrando a área de exposição atual dessas unidades, e a posição dos possíveis condutos fissurais das lavas básicas e do possível centro de emissão dos ignimbritos da Formação Avenca Grande. Na Sub-bacia de Corupá assistiríamos a continuidade da deposição dos sedimentos finos da Formação Corupá.

Figura 8.4 - Área de exposição da Formação São Miguel, excluía a cobertura da Formação Rio do Turvo, com a indicação das principais falhas que apresentavam movimentação na época do vulcanismo. Essa falhas provavelmente serviram também de conduto a esses magmas. a presença de diques ácidos e corpos intrusivos rasos (Granito Serra Alta) a leste da bacia indicariam outras prováveis áreas de saída desses magmas.

(Formação Fazenda Uirapuru). Esse evento particularmente violento acelerou o abatimento da porção norte da bacia, talvez por ter promovido o esvaziamento rápido do reservatório de lava.

Após essa explosão tem lugar a instalação de um lago nessa caldeira abatida, com a deposição, em sua porção preservada, de sedimentos finos, em parte turbidíticos, mas sempre apresentando piroclastos com granulometria de cinza fina, principalmente glass shards, além de raros lapilli de pomes. Níveis de tufo de queda, laminados pela sua queda e decantação na água. Pequenas intercalações de derrames ácidos e ignimbritos relativamente bem espessos também se colocaram nesse lago de caldeira. Estudos mais detalhados se fazem necessários para definir melhor as variações estratigráficas dessas variadas litologias englobadas na Formação Rio do Turvo.

A geometria das fraturas mostrada no capítulo anterior (figura 7.1), sugere que a caldeira deveria prosseguir mais para sul, as falhas que limitam sua exposição atual seriam um degrau mais baixo que teria permitido a preservação desses sedimentos da erosão (ver figura 8.5).

A sul, fora do lago da caldeira observa-se a deposição de tufos ácidos e turbiditos pouco soldados, as lavas que acompanham essas rochas piroclásticas parecem ter características mais ácidas, tratando-se principalmente de riólitos. Nessa terceira fase, portanto, a atividade vulcânica torna-se mais ácida e mais explosiva que aquela até então observada, a presença de cinzas vulcânicas nos depósitos de caldeira indicariam o desenvolvimento de vulcanismo do tipo pliniano, possivelmente na região sul da Bacia, associada aos ignimbritos e domos vítreos da Formação Arroio Água Fria.

8.1 - Edifícios vulcânicos

Não foram identificados com segurança edifícios vulcânicos típicos, formados pela intercalação entre camadas piroclásticas e derrames de lavas. As três únicas áreas identificadas como possíveis condutos estão associadas à fratura da borda da Caldeira Rio Turvo. Duas compreendem fluxos de lava com foliação verticalizada atribuídas à Formação São Miguel, a terceira corresponde a brechas proximais de fluxo piroclástico da Formação Fazenda Uirapuru.

Essas ocorrências reforçam a hipótese de que o vulcanismo pré-Rio do Turvo era constituído quase que exclusivamente por derrames traquíticos de baixa viscosidade e fluxos ignimbríticos fortemente soldados, estando praticamente ausentes depósitos de queda piroclástica e ignimbritos pouco soldados. Essas características apontam para uma atividade vulcânica predominantemente efusiva acompanhada de eventos explosivos bastante subordinados com colunas eruptivas de tamanho desprezível a nulo, que favorecem a formação de depósitos ignimbríticos fortemente soldados e inibe a formação de depósitos de queda piroclástica. A composição traquítica e a temperatura provavelmente muito elevada seriam os elementos que facilitariam o desenvolvimento dessas características.

Os corpos riolíticos identificados na formação São Miguel seriam essencialmente corpos hipoabissais e possíveis domos de pequena continuidade lateral.

Por outro lado, a sedimentação posterior ao desenvolvimento da caldeira central é constituída por lavas riolíticas, ignimbritos com graus de soldagem variável e tufos de queda. Essas litologias representam o registro final da Bacia de Campo Alegre. A Formação Rio do Turvo, que conta com inequívocos exemplos de tufos de queda (praticamente todos depositados em ambiente subaquoso), e a Formação Arroio Água Fria, representariam respectivamente os depósitos desse vulcanismo dentro e fora da caldeira.

A atividade vulcânica dessa fase deveria ser do tipo pliniano. A definição formal dessa classificação necessitaria de medidas bastante precisas de fragmentação e dispersão dos piroclásticos, esses dados não podem ser obtidos

para eventos vulcânicos tão antigos quanto os da Bacia de Campo Alegre, de forma que essa é apenas uma suposição baseada no tipo dos magmas e na presença expressiva de glass shards e cinzas muito finas. As características de maior acidez e de desenvolvimento extensivo de depósitos de tufos de queda favoreceriam o desenvolvimento de verdadeiros edifícios vulcânicos junto aos condutos. Essas estruturas estavam fora da caldeira, possivelmente em suas margens e foram desmanteladas pela erosão posterior.

Figura 8.5 - Paleogeografia da Bacia de Campo Alegre durante a deposição da Formação Rio do Turvo. Os limites da caldeira e a posição dos centros vulcânicos são hipotéticas. A Formação Arroio Água Fria provavelmente recobria boa parte do terreno situado a sul da caldeira

9 – Geoquímica e petrologia das lavas da Bacia de Campo Alegre

As rochas vulcânicas presentes na Bacia de Campo Alegre compreendem lavas ácidas e básicas, geralmente com texturas faneríticas muito finas, cripto-cristalinas e microcristalinas. É comum a presença de alteração, no mínimo fraca, em praticamente todos os afloramentos, o que deve ser levado em conta na utilização dos resultados, especialmente para os elementos maiores e menores móveis.

Foram realizadas as análises de 25 amostras, sendo 18 delas seguramente de lavas e de ignimbritos da Bacia de Campo Alegre, outras duas pertencem a diques básicos posteriores (relacionados ao vulcanismo Serra Geral, Cretáceo da Bacia do Paraná), duas de rochas clásticas (tufáceas) da Formação Rio do Turvo, uma do granitóide Serra Alta, uma pertencente a um clasto de rocha vulcânica da Formação Papanduvinha e uma última de rochas básicas, atribuídas com alguma incerteza, a um grande sill, a leste da Bacia de Campo Alegre, possivelmente também da Formação Serra Geral.

As análises realizadas no ACTLABS (Canadá) compreenderam a determinação de elementos maiores (SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , K_2O , Na_2O , MnO_2 e P_2O_5), vários elementos traços (Ag, As, Ba, Be, Bi, Cd, Co, Cr, Cs, Cu, Ga, Hf, In, Mo, Nb, Ni, Pb, Rb, Sb, Sc, Sn, Sr, Ta, Th, Tl, U, V, W, Y, Zn, Zr) e terras raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu). Os resultados estão apresentados nas tabelas do anexo 2, juntamente com análises de lavas da Bacia de Guaratubinha, de lavas associadas ao granito Morro Redondo, desse granitóide, e mais dos granitos Corupá, Agudos do Sul, Dona Francisca e Pirai (dados de Kaul, 1997; Góis, 1995; Machiavelli, 1991 e Harara, 1996).

9.1- Mineralogia:

A análise da composição mineral das lavas permite a correta apreciação dos resultados dos dados geoquímicos, sendo assim possível avaliar se as correlações entre pares de elementos químicos tem real significado genético ou se são apenas acidentais.

Nas lavas da bacia de Campo Alegre é particularmente difícil a identificação de muitas fases minerais, especialmente no caso das rochas ácidas, isso prejudica um pouco a correta análise dos dados geoquímicos, mas algumas inferências importantes puderam ser feitas.

A presença de fenocristais e de fases minerais que acomodam elementos incompatíveis é de particular importância na interpretação de diagramas que podem sugerir a presença de trends evolutivos nessas lavas.

Basaltos e andesitos: As rochas básicas, apresentam texturas intersertais a subofíticas, faneríticas finas a muito finas, são constituídas essencialmente por plagioclásios e piroxênios, subordinadamente com opacos, olivina, alterada para antigorita e vidro, alterado para clorita, sericita, carbonato e epidoto, também podem ocorrer quartzo e feldspato potássico.

Os plagioclásios foram identificados como andesinas, labradoritas e, mais raramente, como oligoclásios. Entre os piroxênios encontramos pigeonita, augita e diopsídio. Os fenocristais são predominantemente de plagioclásio (predomina a labradorita), também podem ocorrer fenocristais de piroxênio.

Lavas ácidas da Formação Rio Negrinho: Com texturas traquíticas, microlíticas e esferulíticas são formadas principalmente por feldspato potássico (sanidina), o quartzo pode ser raro ou comum, ocorre subordinadamente plagioclásio e zircão como acessório, minerais de alteração são sericita, sílica e zeólitas, os opacos são menos comuns que nas lavas ácidas da Formação São Miguel, mas as rochas são ricas em óxido de ferro

disseminado. Os fenocristais dessas lavas são de feldspato potássico e de quartzo. Restos de possíveis xenólitos básicos e autólitos foram também identificados, e sua presença serve para explicar algumas das características químicas observadas nessas lavas.

Lavas ácidas da Formação São Miguel: Tem variadas texturas, predominando as microcristalinas, criptocristalinas com forte recristalização. Os minerais dessas lavas são feldspato potássico (sanidina), quartzo, opacos (magnetita), ocorrendo subordinadamente biotita, turmalina e microclínio, o zircão é acessório mas se faz presente em muitas das rochas dessa unidade, também se registra a presença esporádica de olivina e plagioclásio, além de sericita e epidoto como minerais de alteração. Nos ignimbritos é mais comum a ocorrência de plagioclásio e muscovita em adição aos demais minerais presentes nas lavas. Seus fenocristais são principalmente feldspatos potássicos, sendo o quartzo comum apenas nas lavas mais ácidas.

Lavas dacíticas dessa unidades apresentam principalmente plagioclásio e quartzo, sendo secundário o feldspato potássico. Estão presentes alterações hidrotermais em algumas das amostras analisadas.

Granito Serra Alta: O pequeno corpo intrusivo/hipoabissal a oeste da Bacia de Campo Alegre apresenta uma mineralogia mais complexa que aquela que ocorre nas lavas. Além de quartzo, feldspato potássico (principalmente microclínio), plagioclásio e opacos, podemos observar em algumas amostras ribeckita, anfibólios, biotita, além de, mais raramente, muscovita, zircão e turmalina.

9.2 – Diagramas de variação e trends evolutivos

Diagramas de variação, nos quais plotamos um elemento contra outro, podem apresentar alinhamentos que reflitam processos de evolução do magma por processos de cristalização fracionada e fusão parcial, além de possivelmente serem capazes de identificar contaminação por rochas crustais.

Um grupo de diagramas de variação muito usados são aqueles que comparam o conteúdo de sílica contra outros elementos, eles partem do pressuposto de que um magma básico original pode ir se diferenciando por cristalização fracionada para magmas progressivamente mais ácidos, desse modo a sílica nas ordenadas representaria também o tempo de evolução, do magma mais básico e mais antigo a esquerda para o mais ácido e mais novo a direita.

A estratigrafia da Bacia de Campo Alegre nos permite estabelecer que as lavas evoluíram de manifestações mais básicas para as mais ácidas, embora algumas lavas ácidas também ocorram precocemente na bacia (na Formação Rio Negrinho). Dessa forma os diagramas de Harker podem apresentar resultados interessantes com respeito a existência de um possível trend de evolução magmática, conforme veremos a seguir.

As lavas básicas associadas ao Granito Morro Redondo são aquelas que apresentam menor acidez, estando seu conteúdo em sílica situado em torno de 48%, os basaltos e andesitos da Bacia de Guaratubinha apresentam valores entre 53 e 56%. A amostra SC-SM-377, tem acidez comparável àquela apresentada pelos basaltos do Morro Redondo (47,8%) e a amostra SC-CA-55 situa-se entre as rochas básicas da Bacia de Guaratubinha (originalmente apresenta valores de 49,33%, mas corrigida com relação à elevada perda d'água, essa amostra está plotada em torno de 54% de sílica). Após um intervalo de sílica entre 56 e 65% sem ocorrência de rochas, aparecem as lavas traquíticas da Bacia de Campo Alegre, aparecendo então os riólitos das bacias de Campo Alegre e de Guaratubinha, e finalmente os granitos e riólitos de Morro Redondo e de Serra Alta.

As amostras do Granito Agudos do Sul situam-se principalmente em um pequeno intervalo entre as rochas da Bacia de Campo Alegre e as do Maciço do Morro Redondo, as amostras do Maciço Corupá ocorrem no intervalo entre as lavas básicas e ácidas e junto com as lavas da Bacia de Campo Alegre.

De maneira global observamos os seguintes comportamentos com o aumento da sílica:

Correlação positiva para Th, Nb, Hf, U e para todos os elementos terras raras, com exceção do európio e do samário. Fraca elevação para Y, com grande dispersão entre as rochas mais ácidas, especialmente àquelas ligadas ao Granito Morro Redondo. Correlação negativa para titânio, Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO (pouco nítido), MgO, CaO, P_2O_5 , Sr, Sc, Cr, V, Ni, Eu e Sm. Padrões retos (invariáveis) para tântalo, molibdênio, vanádio, estrôncio e cobre entre as ácidas.

Os gráficos que apresentaremos adiante fazem uso dos seguinte símbolos, salvo quando outros sejam definidos:

Basaltos Formação Rio Negrinho – Bacia de Campo Alegre
Traquitos da Formação Rio Negrinho – Bacia de Campo Alegre
Traquitos da Formação São Miguel – Bacia de Campo Alegre
Riólitos da Formação São Miguel – Bacia de Campo Alegre
Ignimbritos da Formação Rio do Turvo – Bacia de Campo Alegre
Tufitos da Formação Rio do Turvo – Bacia de Campo Alegre
Granito Serra Alta
Andesitos da Bacia de Guaratubinha
Riólitos da Bacia de Guaratubinha
Basaltos do Maciço Morro Redondo
Riólitos do Maciço Morro Redondo
Granitos do Maciço Morro Redondo
Maciço de Corupá
Maciços Piraí e Dona Francisca
Maciço Agudos do Sul
Clasto de traquiandesito – Fm. Papanduvinha – Campo Alegre
Suíte Rio Piên
Diques de diabásio da Formação Serra Geral – Bacia do Paraná

A alumina (ver figura 9.1) apresenta um trend negativo não linear, sua redução é relativamente suave entre as lavas básicas e os traquitos, acentuando seu decréscimo acima de 73% de conteúdo em sílica. Esse comportamento provavelmente reflete o início da remoção mais acentuada de feldspatos a partir de 72-73% de sílica, especialmente de feldspato potássico. Para as lavas da Bacia de Corupá, a alumina apresenta-se estável num patamar de cerca de 14% até o valor de 73% de sílica, quando esse elemento desce para 11%, isso também reflete a remoção de feldspato potássico na transição entre traquitos e riólitos mais ácidos.

Potássio e sódio apresentam comportamentos que a sua maneira acompanham a inflexão do gráfico de alumina. O potássio é ascendente desde os basaltos até 72% de sílica, infletindo negativamente após esse limite, também, podemos atribuir essa marcada modificação de comportamento à remoção de feldspato potássico. O sódio inicia sua inflexão mais precocemente, as lavas mais básicas tem valores muito baixos desse elemento, elevando-se rapidamente até os valores de 56%. Entre os andesitos e os traquitos o sódio continua mantendo um comportamento ascendente, um pouco menos forte, por volta de 67% de sílica o *trend* se torna negativo, dispersando-se entre as lavas ácidas. Esse comportamento associa-se provavelmente à remoção progressiva de plagioclásios cada vez mais sódicos com o aumento da sílica (ver figuras 9.2 e 9.3).

O aumento do rubídio segue o aumento de feldspato potássico, entretanto mostra uma tendência a manter-se constante entre as rochas mais ácidas, não acompanhando a inflexão negativa do potássio. O estrôncio mostra uma tendência à redução, esse comportamento também reflete a separação acelerada de plagioclásios do magma, com concentração de feldspatos potássicos (ver figuras 9.4 e 9.5). Notamos porém uma grande dispersão entre as diferentes rochas basálticas, não sendo possível alinhá-las em nenhum trend, sequer aproximado, entretanto, para cada uma das diferentes ocorrências geográficas (Bacia de Campo Alegre, Bacia de Guaratubinha e Maciço do Morro Redondo) os pontos tendem a se agrupar, isso poderia significar diferenças regionais na fonte desses magmas ou na alteração (observamos essa diferença, em menor monta, também para o sódio).

Magnésio e cálcio tem perfis negativos parecidos, muito fortes entre as rochas básicas e se horizontalizando em direção aos teores mais ácidos, esse comportamento indica que os minerais máficos (olivinas e piroxênios) são extraídos rapidamente, até a formação dos traquitos.

Entre os elementos menores observamos que o zircônio apresenta tendência inicial de aumento, até cerca de 69% de sílica, se abrindo em três ramos nas lavas mais ácidas, com um dos ignimbritos e o granito Serra Alta apresentando os valores mais elevados. As rochas ácidas Morro Redondo (granitos e riólitos) apresentam grande dispersão também para esse elemento (figura 9.6). O háfnio apresenta também clara tendência de elevação das lavas básicas para as ácidas, enfraquecendo depois e apresentando forte dispersão entre as ácidas (figura 9.7). O aumento desses dois elementos, que substituem o titânio em acessórios como esfero e rutilo sugere a concentração desses minerais pelo processo de diferenciação magmática.

O nióbio apresenta uma correlação positiva com o aumento de sílica, porém com grande dispersão para as lavas ácidas, especialmente entre aquelas com mais de 73% de sílica, como conteúdo de nióbio variando entre 45 e 75 ppm. Amostras de granitos e de riólitos do Maciço do Morro Redondo atingem valores de até 200 ppm desse elemento, perfil semelhante também é observado para o tório. O controle da concentração desses elementos pode ser atribuída à variação do conteúdo de biotita nessas rochas, único mineral importante presente nos granitos do Morro Redondo capaz de concentrar esses elementos em magmas ácidos (Rollinson, 1993). Outros elementos também apresentam

Figura 9.1 – Diagrama de variação da alumina contra a sílica para as lavas das Bacias de Campo Alegre e Guaratubinha e do Maciço Morro Redondo. Observamos um comportamento quase plano entre as lavas básicas e aquelas de composição traquítica, em torno de 70% de sílica inicia-se uma inflexão negativa do trend, provavelmente refletindo a remoção de feldspato potássico.

Figura 9.2 – Diagrama de variacao para o potassio. Observamos um aumento progressivo ate o valor de 70% de silica e em seguida, de maneira semelhante ao observado para o aluminio o inicio de uma inflexao negativa.

Figura 9.3 – Diagrama de variacao para o sodio. Apesar da maior dispersao dos pontos o trend e muito semelhante aquele do potassio.

Figura 9.4 – Diagrama de variacao do Rubidio contra a silica. Observamos a tendencia de aumento pouco acentuado ate cerca de 70%, a partir de ond torna-se mais acentuado. As amostras da Suite Rio Pien apresentam uma inflexao negativa para algumas de suas amostras a partir dos 70% de silica.

Figura 9.5 – Diagrama de variacao para o estroncio, a partir desta grafico observa-se que as rochas da Suite Rio Pien e do Macico Agudos do Sul situam-se fora do trend decrescente definido pela maioria das demais amostras. Alguns dos basaltos do Macico Morro Redondo sao anormalmente empobrecidos nesse elemento.

Figura 9.6 – Diagrama de variacao do zirconio contra a silica, no qual e possivel observar comportamentos distintos para as rochas da Suite Rio Pien, Macico Morro Redondo e as demais rochas analisadas. Para as lavas das bacias de Campo Alegre e de Guaratubinha e possivel visualizar um *trend* mal definido, ascendente ate 69% de silica e depois descendente, com excecao a algumas amostras de riolitos da Bacia de Campo Alegre.

Figura 9.7 – Diagrama de variação do háfnio contra a silica. Observamos comportamento semelhante aquele do zirconio, com tendencia inicial de aumento ate 70% com posterior reducao. As rochas da Suite Rio Pien apresentam teores menores e com constante reducao.

grande dispersão entre as rochas do Maciço Morro Redondo, possivelmente também controlados por esse mineral.

Uma questão essencial a respeito das lavas presentes nas bacias de Campo Alegre e de Guaratubinha é a possibilidade de geração dos magmas ácidos a partir dos básicos. Infelizmente foram poucas as amostras de lavas básicas da Formação Rio Negrinho que encontravam alguma condição para as análises químicas, estando geralmente todas muito alteradas, mesmo as duas amostras selecionadas apresentam algum tipo de alteração, de modo que devemos encarar com cautela às interpretações.

Os fenocristais das lavas básicas são plagioclásio e clinopiroxênios (augita, diopsídio e pigeonita), ocorrendo secundariamente também a olivina, esses minerais seriam os primeiros a se cristalizarem e, portanto a serem separados do magma no caso de uma evolução por cristalização fracionada. Os coeficientes de partição de vários elementos químicos entre esses minerais e um líquido basáltico indicam que, entre as lavas básicas e as ácidas, observaríamos um aumento de rubídio, bário, potássio, ítrio, titânio, zircônio, háfnio, nióbio, tântalo, tório, urânio e terras raras (com possível exceção do európio se a quantidade de plagioclásio extraída for muito superior aos outros minerais). Com redução para níquel e cromo, e comportamento indefinido para cobalto, vanádio, escândio e manganês. A extração de olivina e de clinopiroxênios levaria ao aumento de estrôncio, já a extração predominante de plagioclásio levaria à sua redução.

Observamos que de fato ocorre aumento muito claro para rubídio, potássio, zircônio, háfnio, tório, cobalto, vanádio redução para níquel, cromo e escândio (ver os gráficos para Th, V, Cr e Sc na figura 9.8). Os trends são pouco nítidos para Y, Nb e Ta, mas sempre ascendentes. Para U apresenta claro trend positivo (figura 9.9). Para o manganês o trend é pouco decrescente e confuso.

O titânio apresenta uma relação negativa não linear com uma vertente mais acentuada para as lavas básicas e mais suave para as ácidas, conforme mostra a figura 9.10. Esse padrão pode sugerir a remoção inicial de grandes proporções de augita (titano-augita?) na evolução dos basaltos e depois uma remoção de menor quantidade de óxidos tais como ilmenita e titano-magnetita (a magnetita extrai muito titânio e vanádio, assim como outros elementos "básicos"). Zircônio e háfnio substituem o titânio no esfero e no rutilo, esses elementos apresentam um decréscimo fraco para as básicas, grande dispersão entre as ácidas, provavelmente ocorre uma variação um tanto errática desses minerais nas rochas mais ácidas, sem comprometer a remoção do titânio por outros óxidos (figuras 9.6 e 9.7).

O estrôncio (figura 9.5) apresenta clara relação negativa, indicando o predomínio da remoção de plagioclásio na transição entre as lavas básicas e ácidas, entretanto esse processo deveria produzir aumento para o titânio e não sua redução. Isso indica que, no mínimo, a geração das lavas ácidas não se deu por um processo simples de segregação de minerais, provavelmente envolveu também a fusão e assimilação de rochas da crosta.

O níquel e o cromo geralmente tem comportamento semelhante no processo de diferenciação, ambos apresentam decréscimo entre as lavas básicas e as ácidas, mas pode ser observada uma diferença entre as duas amostras do basalto Rio Negrinho (figura 9.11). A amostra mais básica por vezes (como é o caso desses dois elementos) apresenta teores que a aproximam daqueles dos diques da Formação Serra Geral que cortam a bacia. A redução do níquel está geralmente associada ao fracionamento de olivina e para o cromo o fracionamento de clinopiroxênios. A amostra de traquito com alto teor de cromo (ponto SC-CA-66) também apresenta elevado teor em níquel e não está representada no gráfico desse elemento.

Entre os elementos terras raras predominam relações positivas com o aumento de sílica, apenas para o európio para o qual é possível atribuir a remoção de plagioclásio

Figura 9.8 – Diagramas de variação para tório, vanádio (apenas rochas mais ácidas) e escândio.

Figura 9.9 – Diagrama de variação do Urânio contra a sílica, observamos um trend crescente, as rochas da Suíte Rio Piên desloca-se do trend das demais rochas, as lavas da Bacia de Guaratubinha (símbolos azuis) estão no limite de detecção do método analítico utilizado.

Figura 9.10 – Diagrama de variação do titânio contra a sílica., mostrando alinhamento descendente, as amostras da Suíte Rio Piên situam-se um pouco abaixo desse trend.

Figura 9.11 – Diagrama de variação dos elementos níquel e cromo contra a sílica, sem o desenvolvimento de trends muito nítidos.

como responsável. Observamos na figura 9.12 que as amostras da Suíte Rio Piên e do Maciço Agudos do Sul apresentam-se deslocadas da linha de aumento da maioria dos elementos terras raras.

De maneira global podemos afirmar que a sílica funciona como índice de diferenciação eficiente para identificar linhas evolutivas do magmatismo da transição Proterozóico/Fanerozóico na região da Serra do Mar em Santa Catarina e no Paraná. Dessa forma, os diagramas de variação permitem estabelecer uma relação genética entre as lavas básicas e ácidas da Bacia de Campo Alegre, entre estas lavas e aquelas ocorrentes nas proximidades (Bacia de Guaratubinha e Morro Redondo). Entre o vulcanismo e o plutonismo granítico de mesma idade existem diferenças no comportamento das amostras do Maciço Agudos do Sul e principalmente da Suíte Rio Piên, persistem também problemas com relação a variações apresentadas pelas lavas menos evoluídas com respeito a elementos importantes, tais como o estrôncio. A possibilidade de variações regionais sistemáticas deve ser avaliada.

9.2.1 - Explicações para alguns desvios dos trends:

Algumas das rochas da Bacia de Campo Alegre apresentam claros desvios dos trends estabelecidos pela maioria das amostras, longe de invalidar as linhas evolutivas gerais definidas pelos alinhamentos, essas diferenças podem ser explicadas com base em características petrológicas e texturais observadas nas lâminas.

A amostra do ponto 66 apresenta forte enriquecimento em Mo, U, Cr, Ni, K, Pb e Zn. Essa rocha em particular apresenta sinais fortes de alteração hidrotermal, com sericitização e silicificação secundárias. O enriquecimento nesses elementos sugere a ação de pelo menos dois fluidos mineralizantes, depósitos de U, Mo, Pb e Zn podem ocorrer associados em mineralizações mesotermiais (Evans, 1993) já o enriquecimento em cromo e níquel necessita de uma origem diferente e talvez tenham sido extraídos dos corpos ultramáficos do embasamento ou dos corpos ofiolíticos da Faixa Piên, (os teores presentes das rochas básicas das bacias são muito menores que aqueles dessa amostra). O potássio é um elemento comum nas rochas ácidas da Bacia de Campo Alegre e sua concentração por processos metassomáticos através de soluções hidrotermais é comum, acompanhando as mineralizações de Pb, Zn e U. Este último elemento ocorre em teores ainda mais elevados em alguns dos granitos no Maciço de Morro Redondo.

A amostra 25, um quartzo-traquito da Formação Rio Negrinho apresenta teores ligeiramente elevados de P_2O_5 . A apatita não foi identificada em nenhuma outra lava da Bacia de Campo Alegre, o que resulta em valores muito baixos desse elemento em todas as demais amostras, geralmente entre 0,02 e 0,14%, a amostra 25 apresenta 0,31% de fosfato, o que a coloca próxima dos valores observados para os basaltos, podemos atribuir essa pequena anomalia à presença de xenólitos identificados nas amostras, alguns dos quais portadores de zircão.

A amostra 205 é enriquecida em MnO_2 , Cr, Eu e Zr, ela apresenta-se fraturada e com forte impregnação com óxidos secundários, que poderiam explicar seu enriquecimento em manganês, zircônio e cromo. O maior teor de európio pode ser explicado por ser esta uma lava com menor acidez (apenas 63,39% de sílica), e provavelmente ainda retenha cristais de plagioclásio, entretanto, ela também é empobrecida em estrôncio, o que exige uma explicação mais detalhada para a possível separação entre esses dois elementos. Tal explicação foge dos objetivos deste estudo e necessitaria de análises específicas não realizadas.

Figura 9.12 – Diagramas de variação de alguns elementos terras raras contra a sílica, veja discussões no texto.

A amostra mais problemática talvez seja da lava básica do ponto SM-377, ela apresenta algumas características que a aproximam das amostras da Formação Serra Geral, mas não restam dúvidas com relação a sua inclusão na Formação Rio Negrinho. Apresenta-se enriquecida em titânio, potássio, sódio, fósforo, samário, neodímio, térbio e, em menor grau, em zircônio, lutécio, e itérbio e redução em níquel, cromo, cobre, alumínio, manganês e cálcio. Como existem apenas duas amostras de lavas básicas da Bacia de Campo não se podem fazer inferências seguras a respeito das causas desse comportamento. Problemas de alteração devem ser levados em conta, uma vez que as duas amostras apresentam-se alteradas nas lâminas.

O clasto de traquiandesito da Formação Papanduvinha também apresenta várias diferenças das demais rochas, mas esse fato é esperado e só comprova que não está relacionada com o magmatismo da Bacia de Campo Alegre, destacam-se os elevados teores de bário, fósforo, estrôncio, tório, níquel, cromo e vanádio, além de pequenos desvios em outros trends.

As rochas ácidas associadas ao Maciço do Morro Redondo são um caso a parte, apresentam grande dispersão em relação aos trends observados para as demais rochas. Isso pode ser atribuído à maior variação mineral apresentada pelos granitos dessa suíte magmática. Segundo Góis (1995) os granitos apresentam além do quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio, comuns na maioria das demais ocorrências, biotita, hornblenda, anfibólios sódicos (ribeckita/arfvedsonita), piroxênios calcio-sódicos (aegirina/aegirina-augita) e olivina, contando ainda como acessórios titanita, zircão, apatita, rutilo, fluorita e opacos. Evidentemente, como não tivemos acesso às lâminas dessas rochas (e por não ser o Maciço do Morro Redondo objetivo de estudo desta tese), consideramos que são necessários estudos detalhados para avaliar se essas diferenças mineralógicas dos membros mais ácidos do Maciço do Morro Redondo são devidas a diferenças na origem dos magmas (como sugerem as diferenças observadas entre as lavas básicas de alguns elementos) ou apenas no processo de diferenciação final dos termos ácidos, entretanto, nossas comparações através dos diagramas de elementos terras raras e outros diagramas multi-elementos, sugerem uma identidade entre essas rochas e os demais granitos e lavas analisados.

Como uma última observação com relação aos diagramas de variação contra a sílica, observamos que o P_2O_5 pode ser usado como um geotermômetro (Watson e Harrison, 1984), quando mais elevada a temperatura maior seria a solubilidade de apatita no magma, de forma que altos teores de fosfato implicariam em elevadas temperaturas do magma. Os teores presentes nas lavas riolíticas e traquíticas analisadas são baixos, sugerindo temperaturas inferiores a 800°C para a maioria das lavas ácidas, com algumas poucas situando-se entre 800 e 950°C. Os granitóides, as lavas traquíticas menos ácidas e as lavas básicas situam-se entre 800 e 950°. Poucas lavas situam-se acima da linha dos 950°C, incluindo-se aí o clasto de traquiandesito do conglomerado da Formação Papanduvinha, uma lava ácida da Formação Rio Negrinho e um riólito do Morro Redondo (ver figura 9.13). As características de soldamento intenso de alguns ignimbritos e da fluidez observadas nas várias ocorrências dessas lavas sugeririam temperaturas mais elevadas para lavas riolíticas, lavas traquíticas podem apresentar fluidez mais elevada mesmo nessa faixa de temperatura indicada pelo gráfico (Cas e Wright, 1987).

Figura 9.13 - Diagrama SiO_2 X P_2O_5 com a indicação de possíveis temperaturas atingidas pelos magmas (segundo Watson e Harrison, 1984). O diagrama é mais indicado para lavas ácidas e é baseado na solubilidade da apatita sob diferentes proporções de sílica. Podemos observar que as rochas ácidas de maior temperaturas correspondem aos traquitos das formações Rio Negrinho e São Miguel (respectivamente triângulos e quadrados vermelhos), situando-se entre 950° e 800° C.

9.2.2 - Diagramas de variação de elementos incompatíveis:

Elementos incompatíveis são aqueles que concentram-se preferencialmente no magma durante a fusão parcial de determinada fonte, quanto mais incompatível mais o elemento se concentrará na fusão. Diferentes fontes podem modificar a ordem de compatibilidade dos elementos, de acordo com as diferentes condições físicas e diferentes assembléias minerais.

Para basaltos oceânicos Sun e McDonough (1989) propõe a seguinte ordem de compatibilidade, do elemento mais incompatível para o menos incompatível: Cs, Rb, Tl, Ba, W, Th, U, Nb, Ta, K, La, Ce, Pb, Pr, Mo, Sr, P, Nd, F, Zr, Hf, Sm, Eu, Sn, Sb, Ti, Dy, Li, Ho, Y e Yb.

Várias considerações a respeito das proporções em que esses elementos menores ocorrem fazem uso de padrões para sua normalização, existe grande numero de padrões propostos por diferentes autores, de modo que é necessária aqui a definição dos valores adotados neste trabalho:

Para os elementos Terras Raras (ETRs) adotamos a normalização para condrito com base nos valores de Nakamura (1977) complementados pelos dados de Haskin et al. (1968), pois são valores de uso mais disseminado, obtidos pela composição de vários condritos e situam-se aproximadamente na média dos valores propostos por outros autores. Para a comparação com os sedimentos foram adotados os valores do *North American Shale Composite* (NASC) proposto por Gromet et al., 1984 (ver tabela 9.1).

Para os demais elementos menores (elementos litófilos de íons grandes – LILE e elementos de força de campo alto – HFSE) existem valores de normalização que partem de diferentes padrões: condritos, manto primitivo, Basaltos de dorsal oceânica (MORB), basaltos de ilhas oceânicas (OIB), crosta continental, etc., seguindo as recomendações de Rollinson (1993), adotamos os valores de Thompson (1982) baseado em condritos e de acordo com os valores adotados para a normalização das terras raras e os valores de MORB de Pearce, 1983. Adicionalmente fizemos uso de valores médios para crosta continental superior (Taylor e McLennan, 1981) e, para crosta inferior e média da crosta os valores propostos por Weaver e Tarney, 1984 (ver tabela 9.2).

Tabela 9.1 – Valores de normalização de terras raras adotados neste trabalho

Elementos	Condrito – Nakamura 1977	NASC – Gromet et al, 1984
La	0.3290	31.100
Ce	0.8650	67.033
Pr	0.1120	7.900
Nd	0.7160	30.400
Sm	0.2300	5.980
Eu	0.0866	1.253
Gd	0.3110	5.500
Tb	0.0470	0.850
Dy	0.3900	5.540
Ho	0.0700	1.040
Er	0.2550	3.275
Tm	0.0300	0.500
Yb	0.2490	3.113
Lu	0.0387	0.456

Vários dados, inclusive aqueles obtidos nesta pesquisa, sugerem que a fonte para o magmatismo da Bacia de Campo Alegre e das demais manifestações magmáticas

relacionadas (Guaratubinha, Morro Redondo, Granito Agudos do Sul e memo da Suíte Rio Piên) é uma litosfera subcontinental (ver discussões mais adiante). Evidentemente esse ambiente é bastante diferente daquele de basaltos oceânicos, especialmente em relação às condições de pressão em que se encontram as assembléias minerais, entretanto, uma vez que não dispõe-se de estimativas para esse tipo de ambiente, adotamos a ordem proposta por Sun e McDonough (1989) para a análise através dos diagramas de variação. Em tese, elementos com compatibilidades semelhantes (ou seja, com coeficientes de partição mineral/magma muito semelhantes), deveriam manter as proporções de suas fontes se foram originados sob as mesmas condições.

Tabela 9.2 – Valores para a normalização dos elementos menores

Elemento	Condrito ¹	MORB N ²	MORB E ²	MORB ³	Crosta continental superior ⁴	Crosta continental inferior ⁵	Média da crosta continental ⁵
Ba	6.9	6.3	57	20	700	757	61
Rb	0.35	0.56	5.04	2	110	11	707
Th	0.042	0.12	0.6	0.2	10.5	0.42	5.7
K	120	600	2100	0.15*	27393	8301	17430
Nb	0.035	2.33	8.3	3.5	25	5	13
Ta	0.02	0.1323	0.47	0.18			
La	0.329	2.5	6.3		30	22	28
Ce	0.865	7.5	15	10	64	44	57
Sr	11.8	90	155	120	350	569	503
Nd	0.63	7.3	9		26	18.5	23
P	46	510	620	0.12*	742.22	785.88	829.54
Sm	0.203	2.63	2.6	3.3	4.5	3.3	4.1
Zr	6.84	74	73	90	240	202	210
Hf	0.2	2.05	2.03	2.4	5.8	3.6	4.7
Ti	620	7600	6000	1.5*	3597	2997.5	3597
Tb	0.052	0.67	0.53		2.2	0.43	0.24
Y	2	28	22	30	22	7	14
Tm	0.034	0.456	0.356		0.33	0.19	0.24
Yb	0.22	3.05	2.37	3.4	2.2	1.2	1.53
Sc				40			
Cr				250			
U		0.047	0.18		2.5	0.05	1.3

1- Thompson (1982); 2 - Sun e McDonough (1989); 3 - Pearce (1983); 4 - Taylor e McLennan (1981); 5 - Weaver e Tamey (1984)

* valores para os óxidos dos elementos.

Alguns desses pares de elementos são muito pouco afetados por eventos posteriores, o par samário/neodímio é um exemplo, uma vez que qualquer processo posterior à sua geração (segregação magmática, contaminação crustal, difusão de fluidos, etc.) dificilmente seria capaz de fracionar suas razões presentes na área fonte uma vez que os dois elementos teriam comportamentos geoquímicos idênticos.

Esses elementos permitiriam a determinação das razões presentes na área fonte, já aqueles pares afetados por processos posteriores serviriam para a identificação de contaminação e outros processos modificadores.

De acordo com a ordem de compatibilidade proposta por Sun e McDonough, apresentada acima, traçamos vários diagramas de variação para pares de elementos com compatibilidades muito próximas: Cs x Rb, Ba x Rb, Ba x Th, Th x U, U x Nb, Nb x Ta, Ta x La, La x Ce, Ce x Pb, Pb x Pr, Pb x Mo, Sr x Nd, Nd x Zr, Zr x Hf, TiO₂ x Hf, Hf x Sm, Sm x Eu, Dy x Ho, Ho x Y, Y x Yb e Yb x Lu. Com base nesses diagramas analisamos os dados obtidos para a Bacia de Campo Alegre, juntamente com as amostras da Bacia de Guaratubinha e dos maciços de Corupá, Morro Redondo e Agudos do Sul, além das amostras da Suíte Rio Piên. Alguns desses elementos foram dosados em praticamente todas as amostras estudadas, outros porém estão determinados em umas poucas, de

forma que não foi possível uma comparação completa desses dados, além disso, técnicas diversas foram empregadas na determinação de diferentes amostras, de modo que erros (significativos se levarmos em conta os teores em que ocorrem muitos desses elementos) podem estar envolvidos, também ocorreram problemas com o limite de detecção de alguns dos elementos (Cs e U), especialmente para as análises disponíveis para a Bacia de Guaratubinha.

Um primeiro grupo de diagramas, bastante significativo, resultou em alinhamentos bastante consistentes para todas as amostras plotadas. O diagrama lantânio X cério produz um alinhamento passando pela origem segundo a proporção La:Ce de 1:2 (ver figura 9.14). O diagrama zircônio x háfnio também produz um trend bastante reto, levemente deslocado com relação à origem, com uma inclinação (Zr:Hf) de cerca de 42 (figura 9.15). O diagrama de háfnio contra titânio (TiO_2) também produz uma reta passando pela origem, com inclinação de 0,024 (figura 9.16). O diagrama Hf x Sm mostrado na figura 9.17, produz um alinhamento menos nítido, com maior espalhamento das amostras da Bacia de Campo Alegre, a razão Hf:Sm dessas amostras é de aproximadamente 1 (cerca de 0,95). As amostras da Bacia de Campo Alegre podem ser alinhadas em dois trends com inclinação maior ou menor que a apresentada pelo total das amostras.

Os diagramas de terras raras pesadas (ver figura 9.18) produziram os alinhamentos mais fortes dentre os elementos incompatíveis. Para o par disprósio e hólmio observamos uma linha reta passando pela origem com inclinação (Dy:Ho) de 5,2. O gráfico de hólmio contra ítrio produz alinhamento ligeiramente abaixo da origem, com razão Ho:Y de 0,037. Ítrio contra itérbio produz alinhamento pela origem com proporção de 9,33. Finalmente o gráfico Yb x Lu produz trend retilíneo passando pela origem com inclinação de 7,25.

Os alinhamentos desses elementos não comprovam necessariamente a cogeneticidade dessas amostras, dados das rochas vulcânicas da região de Snowdonia em Gales e as amostras dos diques da Bacia do Paraná também alinham-se (com desvios mínimos) em alguns desses diagramas., a proporção Ho/Y, por exemplo, tem valor constante em todos os valores de normalização, inclusive condritos, dessa forma não tem significado geológico. Os demais alinhamentos entretanto (La/Ce, Zr/Hf, Hf/Ti, Hf/Sm, Dy/Ho, Y/Yb e Yb/Lu), podem ser relacionado com a área fonte dos magmas.

Também foram obtidos bons alinhamentos para os pares Tm/Y e Tm/Hf, respectivamente com valores da inclinação de 0,016 e 0,06. O primeiro não sofre fracionamento significativo pelos processos geológicos, de maneira semelhante ao par Ho/Y, já para a relação Tm/Hf, os valores obtidos se aproximam mais daqueles apresentados pela crosta superior.

As razões obtidas através dos alinhamentos não são capazes de definir nenhuma fonte específica para as rochas estudadas, podem ser coincidentes ou mais próximas dos valores de um MORB enriquecido, de basaltos de ilha oceânica e de crosta superior ou inferior (e mesmo de manto primitivo), dependendo do par de elementos envolvido (ver tabela 9.3). Dessa forma não foi possível definir qual a fonte dos magmas com base apenas nas relações entre elementos incompatíveis.

Os demais gráficos de elementos incompatíveis não apresentaram alinhamentos tão persistentes. Os elementos que resultaram em melhores alinhamentos são justamente os menos incompatíveis, portanto menos móveis, dessa forma seriam menos passíveis de serem mobilizados das rochas da crosta, além de apresentam menores concentrações nessas rochas (com exceção do titânio). Esses fatores poderiam inibir uma contaminação nesses elementos pelo material crustal, preservando assim suas razões da área fonte.

Figura 9.14 – Diagrama Ce X La mostrando forte alinhamento de praticamente todas as amostras

Figura 9.15 – Diagrama Zr X Hf mostrando forte alinhamento das amostras (algumas amostras do Granito Morro Redondo situam-se fora do gráfico, com teores maiores para os dois elementos, mas ainda assim alinhadas com as demais).

Figura 9.16 – Diagrama de variação do titânio contra o háfnio, observamos uma leve tendência de redução, não compartilhada por todas as rochas, especialmente aquelas da Suíte Rio Piên.

Figura 9.17 – Diagrama de variação do háfnio contra o samário, observamos uma tendência ascendente com pequena dispersão para as lavas da Bacia de Campo Alegre e mais forte para algumas amostras ácidas do Maciço Morro Redondo.

Figura 9.18 – Diagramas de variação para elementos terras raras pesadas e ítrio. Apesar dos fortes alinhamentos obtidos em todos esses gráficos não pode ser atestada a cogeneticidade entre todas as amostras, apenas um material comum na fonte.

Tabela 9.3 – Comparação entre as razões entre elementos incompatíveis das amostras analisadas e das diferentes fontes possíveis para esses magmas.

	La/Ce	Zr/Hf	Hf/Sm	Dy/Ho	Ho/Y	Y/Yb	Yb/Lu	Tm/Y	Tm/Hf
Amostras	0.5	42	0.95	5.2	0.037	9.33	7.250	0.016	0.06
Condrito	0.3873	36.304	0.697	4.488	0.036	9.235	6.693	0.017	0.17
Manto primitivo	0.3870	36.246	0.696	4.494	0.036	9.229	6.662	0.016	0.24
MORB-N	0.3333	36.089	0.779	4.505	0.036	9.180	6.703	0.016	0.24
MORB-E	0.4200	35.961	0.781	4.494	0.036	9.283	6.695	0.016	0.18
OIB	0.4625	35.897	0.780	5.283	0.037	13.43	7.200	0.012	0.04
Crosta superior	0.4688	41.379	1.289	4.375	0.036	10	6.850	0.015	0.06
Crosta inferior	0.5	56.11	1.091	4.675	0.040	5.83	7.586	0.017	0.15

O diagrama Ta x La (figura 9.19) apresenta um grosseiro alinhamento para as lavas da Bacia de Campo Alegre (relação de 0,065). No diagrama Sm x Eu observamos um nítido alinhamento para as rochas da Suíte Rio Piên, com inclinação de 1,2, as demais amostras se dispersam de maneira mais ou menos errática, na figura 9.20 é possível observar também a separação entre as lavas básicas das ácidas, essas características se devem à segregação do európio no processo de diferenciação magmática, essa separação do európio esteve ausente na Suíte Rio Piên conforme veremos adiante.

O gráfico estrôncio contra neodímio (figura 9.21) separa a Suíte Rio Piên, com teores de estrôncio mais elevados, as amostras do Granito Agudos do Sul, com teores intermediários e as lavas ácidas da Formação São Miguel, da Bacia de Guaratubinha e granitos e lavas ácidas do Maciço de Morro Redondo com pouco estrôncio e valores mais elevados de neodímio. As lavas básicas espalham-se entre os campos da Suíte Rio Piên e do Granito Agudos do Sul.

A figura 9.22 apresenta o diagrama neodímio contra zircônio, no qual podemos observar a grande dispersão e enriquecimento entre as rochas ácidas da Bacia de Campo Alegre, que contrastam marcadamente com as demais amostras, especialmente com relação à suíte Rio Piên que produz um alinhamento grosseiro com inclinação de 0,195.

O diagrama tório contra urânio também separa a Suíte Rio Piên das lavas da Bacia de Campo Alegre e do Granito Agudos do Sul e do Granito Corupá. As primeiras rochas alinham-se segundo uma reta de inclinação 2,2 e as demais em uma reta com inclinação 7,4 (ver figura 9.23).

Os diagramas Nb x Ta e Ba x Rb apresentam grande espalhamento dos dados, o primeiro diagrama permite separar as amostras Rio Piên (baixo Nb), das lavas do Maciço Morro Redondo (alto Nb) e Campo Alegre e Agudos do Sul, com valores intermediários. O segundo as separações entre as diferentes rochas é mais difícil, com as rochas Rio Piên e Corupá apresentando altos teores de bário, as rochas Morro Redondo e as ácidas da Bacia de Guaratubinha com valores muito baixos de bário e relativamente elevados de rubídio. As rochas da Bacia de Campo Alegre apresentam grande dispersão. Esse comportamento sugere a presença de contaminação crustal para as lavas mais ácidas da Bacia de Campo Alegre, com enriquecimento em rubídio, tório, nióbio e zircônio.

Na tabela 9.4 podemos observar que os alinhamentos observados para algumas das amostras não tem qualquer relação com possíveis fontes únicas para o magmatismo, a melhor aproximação aponta para uma mistura entre crosta inferior e superior, mas a maioria dos casos indica fracionamento entre os pares de elementos, provavelmente produzido pela contaminação crustal.

Figura 9.19 – Diagrama tálio contra lantânio, exibindo grande dispersão de pontos, com grosseiro alinhamento das amostras da Bacia de Campo Alegre.

Figura 9.20 – Gráfico Európio X Samário. Observamos um trend definido para as rochas da Suíte Rio Piên, e a separação entre as lavas básicas e as ácidas

Figura 9.21 – Diagrama de variação de elementos incompatíveis estrôncio e neodímio. Nele separam-se campos para as rochas da Suíte Rio Piên, as lavas básicas em geral, as rochas do Maciço Agudos do Sul e as demais amostras de lavas ácidas e granitóides. O seixo de traquiandesito da Formação Papanduvinha aproxima-se das rochas da Suíte Rio Piên.

Figura 9.22 – Diagrama de variação de elementos incompatíveis Zr X Nd.

Tabela 9.4 – Comparação entre as proporções entre pares de elementos incompatíveis que apresentam alinhamentos mal definidos e as proporções esperadas para variadas áreas fontes.

	Ta/La	Sm/Eu	Nd/Zr	Th/U
Amostras	0.065	1.2	0.195	2.2 – 7.4
Condrito	0.061	2.34	0.092	5.25
Manto primitivo	0.056	2.64	0.121	4.05
MORB-N	0.053	2.58	0.099	2.55
MORB-E	0.075	2.86	0.123	3.33
OIB	0.073	3.33	0.138	3.92
Crosta superior	0.073	5.11	0.108	4.20
Crosta inferior	0.054	2.82	0.091	11.4

9.2.1- Diagramas de elementos menores e a identificação de assinatura de arco ou contaminação pela ação e fluidos.

Pearce e Peat (1995) fazem uma extensa revisão da denominada “assinatura de arco” em rochas vulcânicas, esta se caracteriza por uma modificação nas proporções entre elementos incompatíveis, com enriquecimento em elementos litófilos de íons grandes (LILE) em relação aos elementos de alta carga (HFSE). Esses autores explicam essa característica pela transferência preferencial de determinados elementos da placa em subducção para o magma situado sob o arco, através principalmente de fluidos quentes, alterando assim as características do manto astenosférico. Os elementos seriam classificados de acordo com seu grau de conservação sob a ação desses fluidos hidrotermais.

- Os elementos **altamente conservativos** seriam Zr, Hf, Ti, TRPs, Y, Sc, Ga, Ni, Cr, Co e os elementos maiores excluindo-se K, Na e P.
- Elementos **ligeiramente não conservativos** seriam as TRMs e o sódio
- Elementos **não conservativos** seriam P e as TRLs
- Finalmente os elementos **altamente não conservativos** seriam Rb, Ba, K, Pb, Th, U e Sr.

Não coincidentemente, os elementos menos conservativos são os LIL e os mais conservativos os HFS.

Já identificamos o caráter conservativo dos HFSs através dos diagramas de variação entre pares de elementos incompatíveis e efeitos de algum tipo de contaminação nos elementos menos conservativos. Pearce e Peat (1995) sugerem o uso do itérbio como elemento de normalização desses diagramas para que se evite os efeitos da fusão parcial e da cristalização fracionada, permitindo que se identifique a ação de fluidos hidrotermais sem a interferência desses processos.

Os diagramas são do tipo $M/Yb \times Nb/Yb$, nos quais M é o metal em análise quanto aos efeitos de soluções hidrotermais derivadas do processo de desidratação da placa oceânica subductada.

Pearce (1984) já havia sugerido o uso de um diagrama semelhante ($K_2O/Yb \times Ta/Yb$, ver figura 9.24) para a discriminação entre basaltos de arcos vulcânicos, basaltos de dorsais e basaltos de ilhas oceânicas (intra-placa), tendo por base também a ação de soluções hidrotermais.

As amostras analisadas constatamos inicialmente um enriquecimento marcante em relação aos valores de um MORB normal (a relação Nb/Yb é sempre maior que 1 no eixo X em escala logarítmica), isso indicaria que a fonte do magmatismo seria ou um manto enriquecido ou trata-se de uma fonte não mantélica essa posição é tipicamente ocupada por rochas de arcos continentais (ou seja, formados em litosfera mais espessa).

Figura 9.23 – Diagrama de variação de elementos incompatíveis, Th X U. as amostras da Bacia de Guaratubinha estão alinhadas no limite de detecção do método empregado

Figura 9.24 – Diagrama proposto por Pearce (1984), para a identificação de rochas de arco magmático e de MORB (sem os campos). Esse diagrama identifica o enriquecimento em potássio que ocorre pela ação de fluidos em ambientes de arco. As amostras da Suíte Rio Piên e a maioria das amostras da Bacia de Campo Alegre e do Maciço Morro Redondo se alinham em uma posição que poderia ser interpretada como de arco.

Observamos que para os elementos menos conservativos o bário apresenta um bom alinhamento entre as lavas básicas e para todas as amostras da Suíte Rio Piên além de algumas do Maciço Agudos do Sul, as amostras mais ácidas dispersam-se abaixo desse alinhamento. Comportamento igual tem o estrôncio (figura 9.25). Para o rubídio praticamente todas as amostras se alinham, assim como para o potássio e chumbo.

Para o tório observamos que os basaltos do Maciço Morro Redondo apresentam-se menos enriquecidos que nas demais amostras (ver figura 9.26), as ácidas de maneira geral se situam acima das básicas. Para o urânio todas as amostras se dispersam.

Entre os elementos moderadamente não conservativos o P_2O_5 apresenta alinhamento entre as lavas básicas, a Suíte Rio Piên e para alguns traquitos da Formação São Miguel. Para as terras raras leves (La até Nd) observamos dispersão grande entre todas as amostras. Os elementos fracamente não conservativos também tem grande dispersão.

Entre os elementos conservativos o espalhamento é ainda maior, porém podemos observar entre as terras raras mais pesadas uma tendência de a suíte Rio Piên situar-se abaixo das demais amostras especialmente das lavas da Bacia de Campo Alegre e das amostras mais ácidas do Morro Redondo. Uma grande dispersão é observada entre as lavas ácidas para vários dos elementos altamente conservativos.

Segundo Pearce e Peate (1995) perturbações entre os elementos conservativos indicam envolvimento de magmas e não apenas de fases fluídas. As rochas da Suíte Rio Piên tem uma maior tendência de manterem-se agrupadas, e vários dos gráficos sugerem que tenham se formado em ambiente de arco, mostrando mais evidências da ação de processos associados a transporte de elementos por fluídos que as demais amostras.

Arculus, 1987 assinala que os efeitos de contaminação de magmas intraplaca pela crosta continental e pelo manto litosférico tem efeitos semelhantes àquele produzido pela ação de fluídos derivados da placa em subsidência em ambientes de arco, envolvendo principalmente alterações nos teores de K, Rb, Sr e Ba. Segundo o autor essa contaminação seria a responsável pela incapacidade de muitos diagramas discriminantes em separar corretamente o magmatismo intraplaca do magmatismo associado a arcos.

A discussão para as amostras das bacias de Campo Alegre e Guaratubinha e demais ocorrências de granitóides e lavas associadas na Serra do Mar de Santa Catarina e do Paraná, não trata da escolha entre um magmatismo de arco vulcânico ou intra-placa. As evidências geológicas indicam claramente que se trata de magmatismo intra-placa, exceção feita à Suíte Rio Piên, que tem características químicas e mineralógicas e situação geológica que permitem considerá-la como formada em um arco vulcânico, um pouco anterior às demais manifestações magmáticas.

A questão para essas lavas é definir se a contaminação pelos elementos litófilos pode ser atribuída exclusivamente a processos de contaminação crustal ou se existe uma assinatura de arco persistente na área de origem desses magmas, assinatura esta talvez produzida pela ação do arco magmático Rio Piên.

Pelos diagramas acima discutidos a conclusão, até o momento obtida, é de que, com exceção da Suíte Rio Piên, não podemos associar a gênese da grande maioria das amostras a processos típicos de ambientes de arco.

Figura 9-25 – Gráfico proposto por Pearce e Peat (1995) para a identificação de ambiente de arco. O alinhamento das amostras da Suíte Rio Piên é marcadamente de ambiente de arco, as lavas básicas também se alinham nesse campo (e algumas do Maciço Agudos do Sul). As demais rochas mais ácidas (e uma da Formação Serra Geral, se situam bem mais dispersas, provavelmente refletindo a extração de plagioclásio na formação dessas rochas.

Figura 9.26 – Diagrama Nb/Yb X Th/Yb proposto por Pearce e Peate (1995) para identificação de ação de fluidos em ambiente de arco magmático. As amostras situam-se na transição entre a faixa não contaminada e a contaminada por processos associados a fluidos.

9.3 - Padrões de Elementos Terras Raras:

Esses elementos são todos incompatíveis e pertencentes ao grupo dos elementos de alta carga iônica (*High Field Strength* – HFS), a compatibilidade cresce ligeiramente com o aumento do número atômico (do Lantânio para o Lutécio), de forma que são uma ferramenta sensível para estudo de processos petrogenéticos. Conforme já observamos nos diagramas de variação de elementos incompatíveis os elementos terras raras apresentam poucos sinais de contaminação, mantendo padrões retos que parecem ter sido herdados de suas fontes originais, exceção deve ser feita no caso do európio que está fracionado pela separação do plagioclásio.

A quantidade total de elementos terras raras nas rochas da Bacia de Campo Alegre, varia de 212 a 803 ppm, o enriquecimento em terras raras leves, dada pela razão $(La/Lu)_{CN}$ varia de 7,5 a 18,75.

As rochas básicas tem os teores mais baixos, entre 212 e 329 ppm, mas uma variação muito grande no enriquecimento relativo em terras raras $((La/Lu)_{CN} = 10$ a 18,33.

Já as lavas ácidas apresentam ΣTRs variando de 252,65 a 803 ppm, com a amostra do Granitóide Serra Alta (SC-JS-156) apresentando o valor máximo de 803,37 ppm. A variação TRL/TRP de 7,5 a 18,75 para as rochas ácidas apresenta associação com a anomalia de európio, que é menor quanto menor for a razão entre TRPs e TRLs. Um dos ignimbritos apresenta valores mais elevados de terras raras, atingindo um total de 1330 ppm.

Para a análise em diagramas multi-elementos, as rochas foram separadas de acordo com suas regiões geográficas e por suas características químicas. Desse modo apresentamos os dados separados em 11 diagramas.

No primeiro diagrama (figura 9.27) apresentamos os dados das lavas ácidas das formações Rio Negrinho e São Miguel, para os traquitos da Formação Rio do Turvo e pelo granitóide Serra Alta. Podemos observar que existe um persistente paralelismo entre praticamente todas as amostras com fraco mas nítido fracionamento das terras raras pesadas em relação às leves. Existe uma certa correlação entre a acidez das rochas e o tamanho da anomalia negativa de európio, a lava menos ácida é a única que não apresenta essa anomalia.

Esses padrões de terras raras tem teores muito mais altos que aqueles encontrados em ambientes “orogênicos”, isto é, associados a ambientes de convergência de placas e colisionais.

Os ambientes intraplaca são os mais compatíveis com os padrões observados para as lavas da Bacia de Campo Alegre. Em especial aqueles relacionados com rifts continentais, seja para as rochas básicas (Wilson, 1989), seja para as rochas ácidas, que se caracterizariam como “sienogranitos” e “monzogranitos” (Cullers e Graf, 1984). Embora manifestações magmáticas de alto potássio, típicas de regiões cratônicas (kimberlitos, leucititos, basaltos alcalinos) possam apresentar padrões de terras raras semelhantes aos apresentados pelas rochas da Bacia de Campo Alegre, as demais características geoquímicas e petrográficas descartam completamente essa possibilidade.

As terras raras das rochas básicas apresentam comportamento semelhante ao observado para basaltos shoshoníticos e álcali-basaltos, no que diz respeito a concentração de TRs totais, e relações $(La/Lu)_N$ e Eu/Sm . Entretanto, a proporção K_2O/Na_2O é menor que aquela esperada para essas rochas. Com relação à quantidade total de álcalis e à relação K_2O/Na_2O , as lavas ácidas da Bacia de Campo Alegre se aproximam mais dos álcali-basaltos, embora, neste caso, mostrem quantidades um pouco menores de TRs totais (ver figura 9.28).

Entre as rochas ácidas encontramos uma grande semelhança com os sienogranitos com grande concentração de terras raras e pequena anomalia de európio, para as amostras do Granito Serra Alta e para o ignimbrito da Fm Rio do Turvo o padrão

Figura 9.27 - Diagrama de Terras Raras para as lavas ácidas da Bacia de Campo Alegre, separadas pelo seu tipo:

Traços transversais ascendentes para a direita: ignimbritos da Formação Rio do Turvo;

Traços horizontais : riólitos da Formação São Miguel;

Traços verticais traquitos da Formação São Miguel;

Traços transnsversais descendentes para a direita (pequena faixa mais escura quase totalmente incluída na área dos traquitos): lavas ácidas da Formação Rio Negrinho.

Observamos que a anomalia de európio tende a aumentar com o aumento da acidez, e que os ignimbritos da fase magmática final (Rio do Turvo), tem teores mais elevados de terras raras totais.

se parece com o dos sienogranitos com grande anomalia de európio. (Cullers e Graf, 1984b).

Para os Maciços Corupá (figura 9.29) observamos dois padrões principais: o primeiro é muito semelhante ao dos basaltos, com forte empobrecimento das TRPs em relação às TRLs, sem anomalias negativas de európio, até padrões típicos de lavas ácidas: enriquecido em todas as TRs e com forte perfil em "asa de andorinha". Para o Granito Agudos do Sul (figura 9.30) observamos um terceiro padrão, além dos dois primeiros, caracterizado por altos teores de TRs, mas sem anomalia de európio. Vários autores reconhecem a grande variabilidade de tipos litológicos presentes nesses maciços (Harara, Machiavelli e Kaul), desse modo a variabilidade dos padrões de TRs é apenas um reflexo desse fato. A amostra do clasto de traquibasalto da Formação Papanduvinha está lançada junto com essas rochas sendo possível observar que a mesma apresenta maior fracionamento entre TRLs e TRPs. A variação TRL/TRP desses maciços são mais variadas que aquelas observadas para as lavas ácidas da Bacia de Campo Alegre (e com valores máximos ainda mais altos), para o Maciço de Corupá os valores de La/Lu variam de 5 a 150, já para o Maciço Agudos do Sul entre 10 e 35,3.

Destaca-se o paralelismo entre esses padrões e aqueles apresentados pelas lavas ácidas e básicas, muito embora no caso dos riólitos os teores totais sejam geralmente mais elevados. No caso do Maciço Corupá existe uma relação entre a formação da anomalia de európio e a acidez das rochas, já para as rochas do Maciço Agudos do Sul essa relação não existe, como vemos na figura 9.31, onde destacamos algumas das amostras desse maciço, as rochas com acidez semelhante apresentam padrões com e sem a anomalia de európio, a amostra mais ácida do conjunto analisado tem teores extremamente baixos de TRs e nenhuma anomalia de európio, isso reforça a impressão de que estão sendo analisadas litologias diferentes sob uma mesma denominação.

Na figura 9.32 apresentamos os dados dos granitos do Maciço Morro Redondo, observamos a persistência da anomalia negativa de európio, muito acentuada em algumas das amostras. São todos granitos com teores relativamente elevados de sílica (> 73%), e a dimensão da anomalia é proporcional a essa acidez. A razão La/Lu é mais próxima daquela exibida pelas lavas da Bacia de Campo Alegre, entre 2 e 20.

As lavas associadas ao Maciço Morro Redondo (figura 9.33) apresentam perfis semelhantes àqueles observados para as lavas ácidas e básicas da Bacia de Campo Alegre, entretanto, as lavas básicas de Morro Redondo tem menores conteúdos de TRs e padrões bem mais planos (pelo menos para duas das três amostras) isso pode refletir o caráter mais primitivo desses basaltos que apresentam os teores mais baixos de sílica entre todas as amostras analisadas.

Para as lavas da Bacia de Guaratubinha dispõe-se de apenas uma análise para os riólitos e outra para os andesitos. O andesito tem teores mais elevados em sílica que as demais rochas básicas analisadas, isso reflete-se em um perfil mais enriquecido em terras raras e com leve anomalia de európio. A amostra de riólito por sua vez tem comportamento idêntico ao de alguns riólitos da Formação São Miguel (ver figura 9.34).

Para os Granitóides Rio Piên os padrões (figura 9.35) não apresentam anomalia de európio e tem teores significativamente mais baixos que os apresentados pelas demais rochas ácidas (granitóides e lavas). Essas características permitem a distinção entre esses granitóides e os demais, embora algumas das amostras do Granito Agudos do Sul também possam se encaixar nesse padrão (não podemos excluir a possibilidade de se tratarem de análises de amostras de encraves do Granito Rio Piên contidos no Agudos do Sul). A relação La/Lu nesses granitóides varia entre 30 e 50.

Comparando a geoquímica dos Granitóides Rio Piên com os do Granito Agudos do Sul observamos que os primeiros tem maior variabilidade em seu conteúdo de sílica,

Figura 9.28 – Diagrama de Elementos Terras Raras para as lavas da Formação Rio Negrinho, Bacia de Camo Alegre.

Figura 9-29 – Diagrama de Elementos Terras Raras para as rochas do Maciço de Corupá.

Figura 9.30 – Diagrama de Terras Raras para as amostras do Maciço Granítico Agudos do Sul e para o clasto de traquiandesito da Formação Papanduvinha.

Figura 9.31 – Diagrama de Terras Raras para algumas das amostras do Maciço Agudos do Sul. O triângulo aberto corresponde a uma amostra com 75,18% de sílica, o triângulo invertido fechado é de uma amostra com 76,49% de sílica, o círculo semi-preenchido é de amostra com 73,67% de sílica, o quadrado semi-preenchido tem 71,58% e o triângulo em pé, verde escuro é de amostra com apenas 56,75%.

Figura 9.32 – Diagrama de Elementos Terras Raras para os granitos do Maciço Morro Redondo.

Figura 6.33 – Diagrama de Elementos Terras Raras para as lavas do Maciço Morro Redondo.

Figura 9.34 – Diagrama de Elementos Terras Raras para as lavas da Bacia de Guaratubinha.

Figura 6.35 – Diagrama de Terras Raras para as rochas da Suíte Piên e para o seixo de traquiandesito da Formação Papanduvinha.

entre 61 e 72,7%, já o Agudos é um pouco mais ácido, variando entre 68,94 e 76,5% (há uma análise de um enclave com 56,75% de sílica, mas como não é representativo este não está representado no gráfico). Pela comparação entre seus padrões de Terras Raras observamos que o clasto da Formação Papanduvinha tem padrão paralelo ao da Suíte Rio Piên, embora seus teores são mais elevados não fica clara sua identidade com nenhuma das duas possíveis fontes, entretanto, o paralelismo dos padrões sugere uma maior afinidade com os Granitos Rio Piên (as razões La/Lu são de 30 a 50 para a Suíte Rio Piên, 10 a 35,5 para o Maciço Agudos do Sul e 65 para o clasto da Formação Papanduvinha).

Conforme já assinalado, os padrões observados para todas as lavas ácidas e básicas de todas as três ocorrências são muito semelhantes entre si. Uma consistente linha de evolução pode ser traçada entre lavas básicas e ácidas (reforçando a identidade sugerida por quase todos os diagramas de variação). Essa evolução se faria principalmente pela remoção de plagioclásio, que produziria a anomalia de európio, acompanhada também da remoção de fases diluentes de TRs (olivinas e em menor monta clinopiroxênios e o próprio plagioclásio e posteriormente feldapato potássico).

9.4 - Outros diagramas de multielementos:

A análise de elementos menores das lavas da Bacia de Campo Alegre através de multielementos seguiu a aproximação proposta por Sun e McDonough (1989), já discutida anteriormente. Os autores propõem a utilização de um diagrama manto-normalizado que poderia identificar os fatores que controlam o padrão dos basaltos de ilha oceânica (OIB). Embora não se trate do caso das amostras analisadas a aplicação do diagrama apresenta alguns resultados. Inicialmente detecta-se um grande paralelismo entre as amostras ácidas, com forte e característico empobrecimento de estrôncio e enriquecimento em chumbo e tungstênio, também com certo empobrecimento de európio. Comparando-se com o padrão proposto pelos autores observamos que os desvios desse padrão são característicos de assimilação de sedimentos pelo magma, as anomalias de európio e, especialmente de estrôncio não podem ser atribuídas a um ambiente de arco magmático (ver figuras 9.36 a e b). Entretanto, não podemos esquecer que a separação de plagioclásios também produziria uma anomalia negativa de estrôncio e de európio, como esse deve ter sido um processo importante para a geração das lavas ácidas, devemos encarar as afirmações acima com ressalvas.

As lavas básicas, que não teriam sofrido a separação do estrôncio, mostram teores mais elevados de estrôncio e európio o que tornaria essas rochas mais compatíveis com o padrão de controle por ambiente de arco magmático, entretanto os teores dos elementos mais incompatíveis (Cs e Rb) deveriam ser mais altos (figura 9.36c).

As rochas da Suíte Rio Piên, por sua vez, apresentam-se bem mais próximas do perfil esperado para um ambiente de arco magmático (figura 9.36d). Aqui também podemos observar que o clasto de traquiandesito da Formação Papanduvinha também tem semelhanças fortes com as rochas da Suíte Rio Piên.

Ver uma comparação entre lavas ácidas e básicas da Formação Rio Negrinho na figura 9.36e.

Em conclusão observamos que, embora muitos diagramas atestem a cogeneticidade entre as lavas ácidas e as básicas, parece existir uma assinatura de arco entre os basaltos e andesitos, especialmente para os termos mais básicos. Como os diagramas são elaborados para rochas básicas podemos supor que os processos de diferenciação magmática (tais como a segregação de plagioclásio já citada) seriam capazes de destruir tal assinatura entre as lavas mais evoluídas. Processos de

Figura 9.36a – Diagrama multielementos das rochas riolíticas da Bacia de Campo Alegre (formação São Miguel) e da amostra do Granito Serra Alta, normalizado para valores de manto primitivo propostos por Sun e McDonough, 1989. O perfil exibe anomalias elevadas de Rb, W e Pb. Segundo os autores que propõe os valores de normalização as anomalias para o chumbo e para o nióbio poderiam ser explicadas podem ser explicadas pela contaminação por sedimentos ou para ambientes de arco, os valores extremamente reduzidos de estrôncio e relativamente baixos de európio seriam compatíveis apenas com a hipótese de assimilação de sedimentos. Os autores não discutem se a contaminação por material crustal não sedimentar poderia produzir os mesmos efeitos.

Figura 9.36b – Diagrama multielementos das rochas traquíticas da Bacia de Campo Alegre (formações São Miguel – quadrados, e Rio Negrinho - triângulos), normalizado para valores de manto primitivo propostos por Sun e McDonough, 1989. O perfil é essencialmente paralelo àquele apresentado pelos riólitos.

Figura 9.36c – Diagrama multielementos das rochas básicas das bacias de Campo Alegre (campo verde), Guaratubinha (campo Azul) e Maciço Morro Redondo (campo ocre), normalizado para valores de manto primitivo propostos por Sun e McDonough, 1989. O gráfico indica a existência de significativas diferenças para as três ocorrências nas proporções dos elementos mais incompatíveis (situados a direita do gráfico), para os menos incompatíveis os padrões são praticamente coincidentes. Destacamos os valores baixos de Cs e Rb para os basaltos da Bacia de Campo Alegre, segundo Sun e McDonough, 1989 esse comportamento pode indicar presença de flogopita na área fonte dos magmas, porém o padrão não pode ser explicado apenas por essa possibilidade, uma vez que os valores de Ba também deveriam ser baixos. O európio elevado sugere que não ocorreu contaminação por sedimentos, enquanto o estrôncio elevado sugere ambiente de arco. De maneira geral podemos pensar em uma fonte com características bastante diferentes daquelas de um manto primitivo.

Figura 9.36d – Diagrama multielementos das rochas da Suíte Granítica Rio Piên e do clasto de traquiandesito da Formação Papanduvinha, normalizado para valores de manto primitivo propostos por Sun e McDonough, 1989. Segundo a proposta desses autores o padrão apresenta fortes indícios de formação em ambiente de arco magmático (elevação dos valores de Cs, Rb, Ba, Pb e Sr, e empobrecimento de Nb).

Figura 9.36e – Diagrama multielementos das rochas riolíticas (vermelho) e basálticas (verde) da Bacia de Campo Alegre (formações São Miguel e Rio Negrinho), normalizado para valores de manto primitivo propostos por Sun e McDonough, 1989. Os perfis são coincidentes em grande parte, com exceção da anomalia negativa de estrôncio. Esse comportamento pode ser explicado tanto por uma contaminação por sedimentos como pelo processo de remoção de plagioclásios na transformação de um magma em outro.

contaminação crustal, segundo Arculus (1988) longe de mascarar tal relação deveriam intensificá-la.

Conforme já assinalamos, a assinatura de arco nas lavas básicas não pode ser atribuída a um ambiente de arco, as evidências de campo atestam que são rochas formadas em crosta continental sob regime distensivo. Podemos especular que essa característica pode ter sido herdada das rochas que foram fundidas para gerar esses magmas.

Não podemos esquecer que o comportamento de alguns elementos que imitam aqueles padrões esperados para um ambiente de arco pode ser também explicada pela contaminação seletiva por material crustal (Arculus, 1987).

9.5 – Isótopos

Apenas uma parte das análises propostas e encaminhadas para o laboratório do Centro de Pesquisas Geocronológicas, teve seu processamento concluído até a data de redação desta tese, desse modo as interpretações adiante apresentadas são preliminares, embora, em alguns casos, tenha sido possível a obtenção de preciosas informações a respeito da origem dos magmas da Bacia de Campo Alegre.

Os dados dessas análises estão apresentados no anexo 3.

9.5.1 - Dados Rb-Sr

Um total de seis determinações Rb-Sr em rocha total foram obtidas, dessas uma pertence aos tufitos da Formação Rio do Turvo, uma outra é de um dos ignimbritos dessa mesma unidade, duas pertencem às lavas ácidas da Formação Rio Negrinho e as duas últimas são de traquitos da Formação São Miguel. A análise de todas essas determinações em diagrama isocrônico não resultou em alinhamento adequado, outros arranjos que levavam em conta o contexto geológico e as unidades estratigráficas não foram também bem sucedidos. Às duas amostras da Formação Rio Negrinho foi possível agregar três determinações de Basei (1985) tomadas também em rochas de um dos afloramentos da Formação Rio Negrinho. Nesse caso foi obtida uma isócrona bastante razoável, com idade de 570 ± 39 Ma, com razão inicial de 0,70690 (ver figura 9.37). Conforme veremos adiante essa idade é concordante com a maioria das idades disponíveis para as lavas dessa bacia e para determinações U-Pb, apesar de seu elevado erro é possível considerar a idade de 570 Ma como a de cristalização das lavas da Formação Rio Negrinho. O valor de R_i de 0,70690 aponta para uma fonte litosférica inferior ou de manto enriquecido. As razões Rb/Sr variando entre 0,450 a 2,465, predominando valores entre 0,608 e 0,720, apontam para uma fonte na crosta superior ou em litosfera sub-continental pós-arqueana.

9.5.2 – Dados U-Pb

A análise de zircões não resultou em boas determinações, podemos atribuir isso à má qualidade desses zircões que apresentam-se sempre ricos em inclusões variadas, sendo muito difícil a obtenção de populações desses minerais que proporcionem determinações satisfatórias. Das mais de 20 determinações já obtidas para as rochas ácidas da Formação Rio Negrinho, o melhor resultado em diagrama de concórdia $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \times ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ foi de 579 ± 30 Ma, também com grande erro (ver figura 9.38). Dependendo dos conjuntos de zircões analisados essa idade pode variar bastante. Determinações em Shrimp, também comprovam a má qualidade desses zircões para a obtenção de idades mais precisas, a melhor aproximação até o momento conseguida indica apenas idades pouco inferiores a 600 Ma (Ohyma, tese em preparação).

9.5.3 – Dados Sm-Nd

Essas análises produziram os melhores resultados do ponto de vista de interpretações petrogenéticas. As idades modelo obtidas para quatro amostras, uma lava básica da Formação Rio Negrinho, um dique ácido da Formação São Miguel, para a amostra do Granito Serra Alta e para um tufito da Formação Rio do Truvo, foram de, respectivamente 2,168; 1,923; 1,971 e 2,422 Ga, com ϵ_{Nd} bastante negativos (-22,49; -20,77; -16,42 e -10,20), esses valores, recalculados para a suposta idade de cristalização, 570 Ma, desses magmas ainda apresentam valores negativos (-15,79; -13,57; -10,68 e -7,20), para as idades modelos os valores de ϵ_{Nd} apresentam-se fracamente positivos. Esses resultados, coincidentes com muitos daqueles obtidos para as demais manifestações do magmatismo pós-orogênico da região (ver síntese dos dados em Siga Jr., 1995), e indicam que a fonte do magmatismo é um conjunto de rochas separadas do manto em torno de 2.0 Ga atrás, possivelmente uma litosfera subcrustal. A amostra do tufito apresenta idades significativamente mais elevadas que resultam da mistura entre materiais eruptivos e rochas do embasamento granulítico (que apresenta idades metamórficas – Rb/Sr e U/Pb - situadas entre 2,8 e 2,4 e idades Sm-Nd de 3,2 Ga).

A pequena variação das idades modelo obtidas (não só neste estudo) indicam que a contaminação crustal teve pequena importância na geração desses magmas, o que produziria uma maior dispersão das idades (como por exemplo observamos na amostra de tufito).

9.6 - Diagramas discriminantes:

Apesar de terem aplicabilidade discutível, existem vários diagramas que tem sido utilizados na caracterização tectônica de rochas ígneas. Esses diagramas, denominados genericamente discriminantes, não podem obviamente definir sozinhos os ambientes tectônicos, devendo ser aplicados em conjunto com outros dados.

Geralmente os diagramas discriminantes baseiam-se em análises estatísticas que envolvem estudo de centenas a milhares de amostras cuja ambientação tectônica é conhecida. Vários elementos maiores e menores podem ser utilizados na elaboração desses diagramas, alguns dos quais são também diagramas de variação.

As análises geralmente consideram um agrupamento particular de rochas, tais como basaltos ou granitos, sendo muito mais comuns os diagramas dos primeiros, uma vez que nas rochas ácidas podem ocorrer processos de diferenciação em maior número e mais complexos, além da maior influência da contaminação crustal.

Os dados de campo indicam que as rochas vulcânicas da Bacia de Campo Alegre formaram-se em um ambiente continental. Sua associação com granitóides alcalinos, e as relações cronológicas e de campo com o embasamento, tem sugerido um desenvolvimento dessa bacia em uma situação de rift continental, em regime anorogênico (Kaul et al., 1982, Citroni, 1993, Siga Jr, 1995, Kaul, 1997).

O uso dos diagramas discriminantes buscaria, em uma primeira aproximação, distinguir entre um vulcanismo tipicamente associado a rifts continentais, portanto de ambiente intra-placa, daquele relacionado a um regime de margem de placa convergente, não um vulcanismo de arco magmático, mas talvez em uma bacia de retro-arco incipiente, ou ainda para a detecção de uma assinatura de arco persistente na área fonte. As discussões tratadas acima com respeito ao uso de diagramas de variação e pela análise de elementos menores e terras raras em diagramas multi-elementos,

praticamente já resolveram essa questão, de forma que os comentários a respeito dos diagramas discriminantes será breve.

9.6.1 – Lavas básicas:

Os vários diagramas discriminantes (não-discriminantes segundo Myers e Breitkopf, 1989) mostram-se contraditórios na classificação das lavas básicas estudadas. Um bom número de diagramas situam as lavas no campo dos MORBs, outros tantos entre os arcos vulcânicos, e outros ainda como toleitos continentais. As lavas não apresentam características de basaltos alcalinos, conforme já discutido no capítulo 6, os únicos diagramas que identificam um caráter alcalino para esses basaltos e andesitos são os de terras raras, nos quais podemos observar um fracionamento entre TRLs e TRPs compatível com lavas alcalinas de ambientes de rifts.

O diagrama $TiO_2 \times Y/Nb$ (com os campos propostos por Floyd e Winchester, 1975) apresenta as várias lavas situadas principalmente no campo dos toleitos continentais, embora exista grande recobrimento entre os campos e as amostras possam situar-se também no campo dos MORBs (principalmente para as lavas da Bacia de Guaratubinha). As únicas amostras que caem no campo alcalino (embora também no toleítico) são as dos diabásios da Formação Serra Geral (ver figura 9.39). Os demais diagramas desses autores, Winchester e Floyd (1976) ($P_2O_5 \times Zr$; $TiO_2 \times Zr/P_2O_5$ e $Nb/Y \times Zr/P_2O_5$) também situam as rochas preferencialmente no campo dos toleitos.

Grosso modo, em termos de ambientes tectônicos rochas toleíticas são atribuíveis a ambiente de dorsais oceânicas e rifts evoluídos, mas também podem estar presentes em outros ambientes; as rochas alcalinas situam-se em ambientes intra-placa, sejam em rifts, ilhas oceânicas ou derrames basálticos.

Fazendo uso de alguns elementos menores, cujo comportamento geoquímico em ambientes ígneos é previsível, vários diagramas discriminantes foram propostos. Entre eles destacam-se aqueles que se utilizam dos elementos incompatíveis Ti-Zr-Y-Sr. As variações nas proporções entre esses elementos refletiriam heterogeneidades no manto e diferentes taxas de fusão parcial dessa fonte (Pearce e Norry, 1979), e portanto se prestariam à classificação de ambientes tectônicos.

Pearce e Cann (1973) fazem uso desses elementos para a separação de basaltos de variados ambientes tectônicos através de três diagramas diferentes. Essas rochas devem ter uma faixa composicional de $CaO+MgO$ situada entre 20% e 12%.

O primeiro desses diagramas é o que envolve os elementos $Ti/100 - Zr - Y^*3$ (figura 9.40) apresentando quatro campos. O campo **A** engloba basaltos toleíticos de arcos de ilha; o campo **C** basaltos calci-alcalinos; o campo **D** basaltos intraplaca, incluídos aí ilhas oceânicas e derrames basálticos continentais; no campo **B** misturam-se basaltos tipo MORB, toleitos de arco de ilha e basaltos calci-alcalinos. Observamos que a única amostra situada em um campo definido (o dos basaltos intraplaca) é uma amostra de um dique de diabásio.

Os demais diagramas desse grupo mantém a indefinição a respeito do ambiente dessas rochas, o diagrama $(Ti/100 \times Zr \times Sr/2)$, também de Pearce e Can (1973) por exemplo, classifica as amostras da Bacia de Campo Alegre entre as calci-alcalinas, porém todas as demais situam-se persistentemente nos limites entre os campos ou fora de qualquer um deles. O diagrama $Zr/Y - Zr$ de Pearce e Norry (1979) define bem as várias amostras como pertencentes ao campo dos basaltos intraplaca (figura 9.41), já para o diagrama de Pearce e Gale (1977), relacionando $Zr/Y - Ti/Y$. As rochas básicas novamente situam-se no limite entre basaltos intraplaca e basaltos de margem de placa. Um diagrama triangular que relaciona $NbX2 - Zr/4 - Y$ (Meschede, 1986) situa as rochas

Figura 9.39 – Diagrama Yb/Nb X TiO₂, para discriminação tectônica de rochas básicas, com os campos propostos por Floyd e Winchester, 1975. O diagrama apresenta grande sobreposição entre os campos, e as amostras podem ser classificadas como toleitos continentais ou como de MORB.

Figura 9.40 – Diagrama Ti/100 X Zr X Y*3 para as lavas básicas das bacias de Campo Algre e Guaratubinha e do Maciço Morro Redondo. Observamos que as amostras apresentam-se dispersas e sistematicamente nos limites entre os vários campos propostos por Pearce e Can (1973): A – Basaltos toleíticos de arcos de ilha; C – Basaltos calci-alcalinos ; D – Basaltos intraplaca, oceânicos e continentais, B – Sobreposição dos três campos.

básicas entre os campos de basaltos alcalinos e toleíticos intraplaca e toleitos intraplaca e basaltos de arco vulcânico.

Diagramas de Wood (1980) utilizam-se dos elementos Th, Hf, Ta e Nb. O diagrama $Hf/3 \times Th \times Nb/16$ situa as amostras no campo dos basaltos calci-alcalinos de arco magmático (figura 9.42), o outro diagrama desse autor ($Th \times Hf/3 \times Ta$) espalha as mesmas amostras nos campos de arco magmático, MORB normal e basaltos alcalinos intraplaca.

Esse pequeno número de exemplos mostra que os vários diagramas discriminantes não conseguem definir o ambiente tectônico das lavas básicas das bacias de Campo Alegre e Guaratubinha e associadas ao Maciço Morro Redondo.

9.6.2 – Lavas ácidas:

As rochas ácidas seriam ainda mais difíceis de serem caracterizadas a partir de seus dados químicos, uma vez que são muitos os fatores que podem intervir em sua composição alterando as características químicas de seu ambiente tectônico, seja os diversos processos de diferenciação seja a possibilidade de contaminação em várias etapas da evolução do magma. Entretanto também existem diagramas discriminantes elaborados especificamente para rochas ácidas.

Pearce et al. (1984) usa as relações entre os elementos Rb - Y - Yb - Nb - Ta. Nesses diagramas as amostras de riólitos e traquitos situam-se persistentemente no campo dos granitos intraplaca (ver o diagrama Nb x Y, na figura 9.43), embora em uma faixa de transição com outros campos.

Os diagramas de Maniar e Picoli, que se utilizam de elementos maiores, situam as amostras preferencialmente no campo intraplaca quando não estão envolvidos o magnésio e o cálcio, que em função de sua baixa quantidade nessas rochas as situam nos campos dos granitos de arco insular e continental e granitos colisionais.

Pelos diagramas propostos por Harris et al. (1986) as lavas ácidas da Bacia de Campo Alegre e do Maciço do Morro Redondo as lavas ácidas também estão situadas no campo dos granitos intraplaca, com algumas situadas no campo tardi a pós-colisionais (ver figura 9.44).

As lavas ácidas, contrariamente ao observado para as lavas básicas apresentam-se preferencialmente nos campos intraplaca, ou seja, associado a processo de rifteamento.

O conjunto dos dados geoquímicos e isotópicos aponta para a existência de cogeneticidade entre as várias ocorrências de lavas da Suíte Serra do Mar, e entre estas e alguns dos corpos intrusivos. O ambiente de geração dessas lavas é sugerido como intraplaca, embora uma assinatura de arco possa ser percebida entre as rochas básicas. Os dados isotópicos e diagramas de variação de elementos incompatíveis indicam uma fonte comum para esses magmas, diferenciada do manto a 2,0 Ga.

Os diagramas discriminantes mostraram-se pouco eficientes na análise das rochas ácidas, porém indicaram sistematicamente um ambiente intraplaca (anorogênico) para as lavas ácidas.

Figura 9.41 – Diagrama Zr X Zr/Y para as lavas básicas das bacias de Campo Alegre e Guaratubinha e do Maciço de Morro Redondo, vemos que neste caso as amostras concentram-se no campo dos basaltos intraplaca.

Figura 9.42 – Diagrama Th X Hf/3 X Nb/16 (campos propostos por Wood, 1980), para as lavas básicas das bacias de Campo Alegre e Guaratubinha e para o Maciço Morro Redondo. Campo A – MORB normal, Campo B – MORB enriquecido e basaltos intraplaca; Campo C – Basaltos alcalinos intraplaca; Campo D – Basaltos de arco, (toleíticos acima e calci-alcalinos abaixo). Apesar de se concentrarem no campo de basaltos calci-alcalinos de arco, as amostras situam-se nas proximidades do limite desse campo.

Figura 9.43 – Diagrama Nb x Y para as lavas ácidas das bacias de Campo Alegre e Guaratubinha e do Maciço Morro Redondo, com os campos discriminantes propostos por Pearce (1984). Observamos que a maioria das amostras situa-se no campo de granitóides intra-placa, porém na faixa de transição com os demais campos.

Figura 9.44 – Diagrama Rb/30 X Hf X Ta*3 para as lavas ácidas da Bacia de Campo Alegre e do Maciço Morro Redondo. Os campos propostos por Harris et al., 1986. Observamos que as lavas alinham-se principalmente no campo Intraplaca.

10 - Discussões e Conclusões

- Origem da Bacia de Campo Alegre e de seu magmatismo

Conforme discutido nos capítulos 6 e 8, a história deposicional da Bacia de Campo Alegre pode ser dividida em três etapas:

- i) Complexo aluvial situado nos sopés de uma cadeia montanhosa originada da colisão oblíqua entre as microplacas Curitiba e Luís Alves (Grupo Bateias). Os sedimentos dessa fase da Bacia de Campo Alegre estariam situados sobre a Placa Luís Alves, que foi cavalgada pela Placa Curitiba, estaria assim em uma posição geomorfológica semelhante àquela ocupada pelo sistema fluvial do Rio Ganges, no norte da Placa Indiana, ao sopé dos Himalaias. Nessa fase, o sistema montanhoso seria constituído por rochas subvulcânicas e plutônicas como composições traquíticas a basálticas, plútons graníticos calci-alcalinos com graus variáveis de milonitização e rochas gnáissicas do embasamento, não sendo registrados de sedimentos entre os clastos derivados da cadeia montanhosa.
- ii) Estabelecimento de algumas zonas deprimidas, delimitadas por falhas distensivas, dentro dessa planície aluvial. As falhas com orientação predominante NNW teriam sido as responsáveis pela individualização da Bacia de Campo Alegre, dando-lhe uma conformação de gráben ou hemigráben. Também teriam servido como conduto para as primeiras manifestações vulcânicas (Formação Rio Negrinho).
- iii) Intensificação do vulcanismo, com predomínio de termos ácidos, provocando soerguimento regional e progressivo abatimento relativo de uma zona de caldeira, dentro da qual as espessuras das diversas unidades se apresentariam maiores (Formação São Miguel). Além das falhas de direção NNW, os limites dessa caldeira estariam controlados por falhas de direção ENE, muitas das quais com traço curvilíneo em superfície. Essa caldeira passou por uma fase final de abatimento mais acelerado, associado a um evento vulcânico com explosividade acentuada (Formação Fazenda Uirapurú), terminando por se estabelecer um lago no centro da caldeira (Formação Rio do Turvo).

Na região da provável cadeia montanhosa, as evidências estruturais falam de uma movimentação transcorrente importante. A orientação do *fabric* milonítico dos granitóides deformados e as lineações de baixo ângulo, com direção paralela à disposição da Faixa Milonítica Piên foram desenvolvidas em regime transpressivo.

A deposição da porção norte do Grupo Bateias, não estaria conformada por uma estrutura particular de bacia sedimentar, seria antes um tipo depósito de piedmont, fadado ao desaparecimento pela erosão caso não fosse aprisionado dentro da depressão tectônica posteriormente formada.

Estritamente, poderíamos situar a formação da Bacia de Campo Alegre no segundo momento de sua história deposicional, quando a estrutura da bacia é definida pelos falhamentos normais. A sedimentação anterior, do Grupo Papanduvinha apresenta um posicionamento geomorfológico e geotectônico de uma antefossa (*foredeep basin*), entretanto, não apresenta as deformações que seriam esperadas para as bacias desse tipo. Adicionalmente, uma bacia de antepaís apresentaria uma estruturação característica, com o depocentro situado junto à cadeia montanhosa, tal estruturação não é registrada nas espessuras dos sedimentos do Grupo Bateias, seja em superfície, seja nos poucos furos de sondagem que o cortam. Também não é registrada nenhuma evidência de falhamentos normais ou de empurrão delimitando essa área de depocentro. Os dados de paleocorrentes indicam que a paleodeclividade se fazia para leste. Essas evidências reforçam as interpretações de que a colisão entre as duas microplacas foi principalmente oblíqua.

O evento que teria provocado a formação das bacias de Campo Alegre e Guaratubinha e das intrusões graníticas teria sido portanto a colisão oblíqua entre as

microplacas Luís Alves e Curitiba, com o cavalgamento parcial desta última por sobre a primeira. A colisão teria sido a responsável pela "ativação" da borda norte da Microplaca Luís Alves, gerando um esforço distensivo orientado em alto ângulo com relação à colisão. Isso caracterizaria às bacias de Campo Alegre e de Guaratubinha como impactógenos, na definição de Sengör et al., 1979.

Os dados geoquímicos e isotópicos sugerem que, sob esse regime distensivo, os magmas teriam sido gerados a partir da fusão parcial do manto litosférico, provavelmente, pelo efeito da descompressão e subida do manto astenosférico.

O magma básico gerado por esse processo de fusão parcial alojou-se na base da crosta, a partir de onde sofreu diferenciação, principalmente por cristalização fracionada e secundariamente por contaminação crustal.

Não foi possível determinar se a composição do magma primário era igual àquela das lavas mais básicas observadas nas ocorrências de Campo Alegre e do Morro Redondo (as lavas básicas da Bacia de Guaratubinha são andesíticas, o que indicaria que já teriam sofrido alguma diferenciação), entretanto as variações observadas em alguns diagramas indicam quase com certeza que esse magma primário apresentaria heterogeneidades que poderiam ser atribuídas (sempre como hipóteses de trabalho) a diferentes taxas de fusão parcial da litosfera subcontinental.

Os dados isotópicos do sistema samário-neodímio (idades TDM e valores bastante negativos do ϵ_{Nd} , em torno de -15) são os principais argumentos para descartarmos as hipóteses de envolvimento de material mantélico juvenil em volumes importantes na geração dos magmas primários ou de contaminação por material crustal nessa origem ou no processo de diferenciação posterior. Isso por que as idades modelo obtidas por esse método situam-se sempre em torno de 2,0 Ga o envolvimento de material mantélico de idade neoproterozóica reduziria esses valores, enquanto a entrada de material da crosta continental antiga, como a dos terrenos Luís Alves e Dom Feliciano, (com idades de acreção em torno de 2,7-3,4 Ga) as elevariam.

As intrusões e o vulcanismo exibem controle estrutural por falhas NNW. Essa direção é provavelmente relacionada com a antiga orientação regional presente na Microplaca Luís Alves (ver capítulo cinco). A formação preferencial de lavas ou de intrusões também deve estar relacionada com variações nesta estrutura e com a resposta apresentada por estas ao evento compressivo de direção norte-sul.

O alojamento de magma básico primário na base da crosta (*underplating*) é aqui sugerido inicialmente pela necessidade de um reservatório intermediário no qual pudesse ocorrer a diferenciação magmática por cristalização fracionada, mas principalmente pelos dados gravimétricos apresentados por Hallinan et al., 1993, nos quais podemos apreciar (figuras 10.1 e 10.2) a presença de anomalias positivas sob as bacias de Campo Alegre e Guaratubinha e junto ao Granito Dona Francisca. Essas anomalias podem ser explicadas pela presença de rochas densas cristalizadas na base da crosta, capazes de compensar a menor densidade dos sedimentos e das lavas ácidas presentes nas bacias.

Figura 1.10 - Mapa de Anomalia Bouget, valores em μgaus

Simplificado de Hallinan et al, 1993

49

Figura 10.2 - Principais anomalias gravimétricas e estruturas geológicas relacionadas, extraído do mapa da figura 10.1

As análises geoquímicas apresentadas e discutidas no capítulo nove sugerem a existência de afinidades entre as lavas das Bacias de Campo Alegre, Guaratubinha e Morro Redondo e destas com os granitóides Morro Redondo, Corupá, Dona Francisca e Piraí. Os granitóides do Maciço Agudos do Sul apresenta variados tipos litológicos, alguns dos quais apresentam semelhanças geoquímicas com as ocorrências acima citadas, enquanto outras aproximam-se mais das características dos granitóides da Suíte Rio Piên.

As idades de cristalização muito próximas e, principalmente, as idades modelo Sm-Nd são evidências adicionais que reforçam essa identidade.

- Sucessão de eventos da Bacia de Campo Alegre

Os métodos U-Pb em zircões e Rb-Sr isocrônico para as lavas ácidas da Formação Rio Negrinho, conforme assinalado no capítulo nove, produziram idades em torno de 570 Ma. Em ambos os casos essas idades apresentam um erro elevado, com cerca de 30 Ma, de modo que não foi possível estabelecer a posição do vulcanismo da Bacia de Campo Alegre em uma seqüência cronológica segura dos seguintes eventos intimamente relacionados:

- Deformação dos granitóides da Suíte Rio Piên;
- Intrusão dos granitóides Corupá e Agudos do Sul; e
- Colisão do Terreno Paranaguá contra o conjunto unido das microplacas Curitiba e Luís Alves.

A idade da geração dos granitóides Rio Piên é situada em torno de 620-600 Ma (Machiavelli, 1991 e Siga Jr., 1995), a deformação desses granitóides é situada em 615±30 Ma (Siga Jr., 1995). Os granitóides Corupá e Agudos do Sul tem idades em torno de 580-590 Ma e teriam se cristalizado após a cessação dos esforços que geraram a milonitização da Suíte Rio Piên. A colisão do Terreno Paranaguá seria posterior a essa justaposição dos terrenos Luís Alves e Curitiba, também em torno de 600 Ma. As deformações rúpteis de direção ESE presentes nos granitóides e na Bacia de Campo Alegre podem refletir esforços tardios dessa colisão. Os dados de campo indicam que a deformação milonítica dos granitóides Rio Piên foi anterior ao início da sedimentação do Grupo Bateias, pois este apresenta seixos de granitóides milonitizados.

A sucessão relativa de eventos estabelecida seria: (1) cristalização dos granitóides da Suíte Rio Piên, (2) colisão entre as microplacas Luís Alves e Curitiba, (3) deformação dos granitóides da Suíte Rio Piên culminando com a elevação de uma cadeia montanhosa na região. Os eventos de cristalização dos granitóides anorogênicos, início da sedimentação e do vulcanismo na Bacia de Campo Alegre, bem como a subida dos granitóides intrusivos para posições mais elevadas são posteriores a esses três primeiros eventos, mas estão com suas idades relativas ainda indefinidas.

- Problemas encontrados e perspectivas futuras

Este estudo teve como proposição inicial efetuar uma apreciação geral das características da Bacia de Campo Alegre sob variados aspectos, a partir de uma série de análises realizadas na porção norte da bacia. Sob esse ponto de vista foram atingidos os principais objetivos:

(i) reconhecimento das litologias sedimentares epiclásticas, piroclásticas e vulcânicas;

(ii) estabelecimento de uma sucessão litoestratigráfica com dez formações (Papanduvinha, São Bento do Sul, Rio do Bugre, Corupá, Rio Negrinho, Avenca Grande, São Miguel, Fazenda Uirapurú, Arroio Água Fria e Rio do Turvo). Foi possível o estabelecimento de dois marcos na evolução do magmatismo; (1) a deposição dos ignimbritos da Formação Avenca Grande, marcando o início do magmatismo ácido, caracterizado por uma baixa explosividade e formação de extensos derrames traquíticos com corpos riolíticos e fluxos ignimbríticos bastante soldados subordinados; (2) a

Formação Fazenda Uirapurú, um evento explosivo marcadamente violento e que produziu o abatimento de uma estrutura identificada como uma caldeira;

(iii) obtenção e tratamento de um conjunto de análises geoquímicas de 25 amostras de rochas presentes na bacia, com a identificação de sua ambientação em um ambiente de rift, assim como a identidade entre estas e outras lavas e granitóides situados no mesmo contexto geotectônico;

(iv) obtenção de novas determinações geocronológicas através das quais foi possível situar a cristalização dessas lavas em torno de 570 Ma, e sua idade de residência crustal em torno de 2,0 Ga, os dados Sm-Nd em particular reforçam a hipótese de que a fonte do magmatismo foi a fusão de porções da litosfera subcrustal.

Várias questões puderam ser levantadas e melhor definidas para futuras análises:

Rochas de composição básica são aquelas que oferecem os melhores controles para a identificação da origem e evolução dos magmas, bem como para a identificação do ambiente tectônico de sua geração, dessa forma, apesar da grande concordância obtida na maioria das análises dos dados geoquímicos, devemos levar em conta o pequeno número de amostras de lavas básicas analisadas. Um número maior de dados geoquímicos dessas lavas daria maior segurança às inferências feitas com relação à cogeneticidade entre lavas ácidas e básicas e ao processo de evolução magmática. Não parecem ser promissora a busca de afloramentos menos alterados nas porções meridionais da bacia, porém o estudo de amostras menos alteradas das lavas básicas nos testemunhos dos furos de sondagem poderia trazer novos dados.

As idades fornecidas pelas análises geocronológicas não foram capazes de definir com precisão a posição do vulcanismo da Bacia de Campo Alegre dentro do contexto dos demais eventos magmáticos observados na Serra do Mar de Santa Catarina e do Paraná. Os dados U-Pb em zircões de rochas ácidas da Formação Rio Negrinho foram especialmente decepcionantes, apresentando uma margem de erro muito elevada. Já a construção de uma isócrona Rb-Sr em amostras de rocha total de dois afloramentos da unidade ácida da Formação Rio Negrinho trouxe resultados mais positivos que aqueles esperados, mas que ainda assim não foram suficientemente precisos. Abre-se assim a perspectiva de que novas análises Rb-Sr possam compor novas isócronas, com algum significado cronológico, para a Formação São Miguel.

As considerações feitas a respeito da paleogeografia da Bacia de Campo Alegre e da Sub-bacia de Corupá poderão ser melhor detalhadas a partir do estudo da Sub-bacia de Corupá, que oferece exposições mais extensas das rochas sedimentares anteriores ao início do vulcanismo, adicionalmente poderiam ser resolvidas as questões a respeito do momento da separação entre as duas bacias e da correta identificação dos depósitos como turbiditos, e de sua relação com as demais unidades. O detalhamento das exposições situadas nas margens sudeste e sudoeste da Bacia de Campo Alegre também contribuiriam nesse aspecto.

A análise cinemática dos falhamentos na faixa de cisalhamento Rio Piên e nas falhas que afetam os principais maciços graníticos da área poderão fornecer informações importantes para o estabelecimento das componentes de movimentação das falhas presentes na faixa de contato entre as duas microplacas e seus efeitos em toda a porção norte da Microplaca Luís Alves. Tal estudo é talvez aquele que poderá trazer maior número de informações a respeito da evolução do contato tectônico entre as Microplacas Curitiba e Luís Alves, com evidentes reflexos no modelo evolutivo da Bacia de Campo Alegre apresentado neste trabalho.

Bibliografia

- Albuquerque, L.F.F.; Arioli, E.E.; Dias, A.D.A. e Kirchner, C.A., 1971. Geologia das quadriculas de Blumenau e Joinville, SC. Porto Alegre, DNPM/CPRM, 101 pp. Relatório Interno.
- Almeida, F.F.M. de, 1949. Novo campo de riólitos no sul do Brasil. *Miner. e Metalurgia*, 14(82):101-103.
- Almeida, F.F.M. de, 1967. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. *Bol. DGM/DNPM* (241), 36 pp.
- Arculus, R.J., 1987. The significance of source versus process in the tectonic controls of magma genesis. *J. Volc. Geothermal Res.*, 32:1-12.
- Arioli, E.E., 1981. Geologia do Grupo Castro na Folha SG-22-D-IV-4. In *Simp. Regional de Geol.*, 3. Curitiba, 1981. Atas ... Curitiba, SBG. V.1, p.185-200.
- Bard, J.P., 1986. Microtextures of igneous and metamorphic rocks. Dordrecht, D., Reidel, 264 pp.
- Bailey, J.C., 1981. Geochemical criteria for a refined tectonic discrimination of orogenic andesites. *Chem. Geol.*, 32:139-154.
- Basei, M.A.S., 1985. O Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina. Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de Geociências – USP, 191 p., inédito.
- Basei, M.A.S., 1990. O Grupo Brusque: Uma evolução monocíclica ? In: *Congr. Bras. Geol.*, 36, Natal, 1990. Anais, ..., Natal, SBG. V.6, p.2649-2657.
- Basei, M.A.S. e Cordani, U.G. 1984a. The geologic evolution of the Upper Proterozoic Dom Feliciano Belt in Santa Catarina State, Southern Brazil. In *Symposium on fold belts and plate tectonics in the Precambrian*, Congr. Inter. Geol., 27, Washington, 1984. Abstracts, ..., Washington, IUGS.
- Basei, M.A.S. e Cordani, U.G. 1984b. Evolução geológica do Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina. In: *Congr. Bras. Geol.*, 33, Rio de Janeiro, 1984; não publicado.
- Basei, M.A.S. e Teixeira, W., 1987. Geocronologia dos terrenos Pré-Cambrianos a Eopaleozóicos de Santa Catarina. In: Silva, L.C. da e Bortoluzzi, C.^a (ed.), *textos básicos de geologia e recursos minerais de Santa Catarina – Número 1 – Texto explicativo do Mapa Geológico do Estado de Santa Catarina – Escala 1:50.000*, p. 91-129.
- Basei, M.A.S., Siga Jr, O e Machiavelli, A., 1990. Tectônica de nappes do Proterozóico Superior e Eopaleozóico da porção Sul Brasileira. In: *Terceira Reunião Internacional do Projeto 270 do PICG*, São Paulo, 1990. *Correlacion Geológica*, ..., Tucumán, Inst. Sup. De Cor. Geol., 1992. Nº 9, p. 215-217.

- Basei, M.A.S., Siga Jr., O. e Mancini, F., 1992. Evolução tectônica dos terrenos entre os cinturões Ribeira e Dom Feliciano (PR- SC). Ver. Bras. Geoc., 22 (2):16-221.
- Blair, T.C. e Bilodeau, W.L., 1988. Development of tectonic cyclothems in rift, pull-apart and foreland basins: Sedimentary response to episodic tectonism. *Geology*, 16:517-520.
- Bonnichsen, B. e Kauffman, D.F., 1987. Physical features of rhyolite lava flows in the Snake River Plain, volcanic province, southwestern Idaho. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, 212, p. 119-145.
- Braney, M.J.; Duncan, A.R. e Ewart, A., 1982. The Bad Step Tuff: a lava-like rheomorphic ignimbrite in a calc-alkaline piecemeal caldera, English Lake District. *Bull of Volcanology*, 54(3):187-199.
- Briggs, N.D., 1976. Welding and cristalization zonation in Whakamaru ignimbrite, central North Island, New Zealand. *N.Z. Journ. Geol. Geophys.*, 19:189-212.
- Cabanis, B. e Lecolle, M., 1989. Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil por la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de melange et/ou de contamination crustale. *C.R. Acad. Sci., Ser., II*, 309:2023-2029.
- Campanha, G.A.C.; Gimenes Filho, A. e Sadowski, G.R., 1994. Tectônica da Faixa Ribeira. In: Congr. Bras. Geol., 38, Camboriú, 1994. Bol. De Resumos Expandidos, ..., SBG. V1., p. 271-272.
- Cas, R.F.A. e Wright, J.V., 1987. Volcanic successions: Modern and ancient. London, Allen & Unwin, 487 pp.
- Catro, N.A.; P.Jr, V. e Reis Neto, J.M., 1994. Formação Guaratubinha: a importância das rochas vulcanoclásticas. In: Congr. Bras. Geol., 38, Camboriú, 1994. Bol. de Resumos Expandidos, ..., Camboriú, SBG. V3., p. 72-73.
- Citroni, S.B.C., 1993. Ambientes deposicionais e significado geotectônico da sedimentação do Grupo Itajaí – SC. Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociencias – USP, 145 p., inédito.
- Citroni, S.B.C., 1996a. Estratigrafia da Bacia do Itajaí. In: Congr. Bras. Geol., 39, Salvador, 1996. Bol. de Resumos Expandidos, ..., Salvador, SBG. V3, p.33
- Citroni, S.B.C., 1996b Aplicação da estratigrafia de seqüências à Bacia do Itajaí. In: Congr. Bras. Geol., 39, Salvador, 1996. Bol. de Resumos Expandidos, ..., Salvador, SBG. V3, p.32.
- Cordani, U.G., 1974. Comentários sobre as determinações geocronológicas disponíveis nas folhas Assunção e Curitiba. In: DNPM – Carta Geológica do Brasil ao Milhonésimo, folhas Assunção (SG.21) e Curitiba (SG.22). Brasília, DPM, p.58-69.

- Cordani, U.G.; Teixeira, W.; Tassinari, C.C.G.; Kawashita, K. e Sato, K., 1988. The growth of the Brazilian Shield. *Episodes*, 11(3):163-167.
- Cullers, R.L e Graff, J.L., 1984a. Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: predominantly basic and ultrabasic rocks. In: Henderson, P. (ed.), *Rare earth elements geochemistry*. Amsterdam, Elsevier, P. 237-274.
- Cullers, R.L e Graff, J.L., 1984a. Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: intermediate and silicic rocks ore petrogenesis. In: Henderson, P. (ed.), *Rare earth elements geochemistry*. Amsterdam, Elsevier, P. 275-316.
- Daitx, E.C., 1979a. Contribuição ao conhecimento geológico dos depósitos molássicos relacionados à Região de Dobramentos Sudeste: 1 – Bacia de Campo Alegre, SC. In: *Simpósio Regional de Geol.*, 2, Rio Claro, 1979. Atas, ..., Rio Claro, SBG. V.1, p.131-146.
- Daitx, E.C., 1979a. Contribuição ao conhecimento geológico dos depósitos molássicos relacionados à Região de Dobramentos Sudeste: 2 – Bacia de Corupá. In: *Simpósio Regional de Geol.*, 2, Rio Claro, 1979. Atas, ..., Rio Claro, SBG. V.1, p.147-156.
- Daitx, E.C. e Carvalho, M.^a da S., 1981. Projeto geoquímica na área de Guaratubinha-Piên. Vol. 1 – Relatório Final. Conv. DNPM-CPRM, 184 pp.
- De la Roche, H; Leterrier, J. Grande, C.P. e Marchal, M., 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major elements analyses – its relationships and current nomenclature. *Chem. Geol.*, 29:183-210.
- Dutra, E.B., 1926. Reconhecimento topográfico e geológico no Estado de Santa Catarina. *Bol. Serv. Geol. Mineral. Bras.*, Rio de Janeiro, DNPM (21):31-56.
- Ebert, H., 1971. O Grupo Guaratubinha no norte do Estado de Santa Catarina. In: *Congr. Bras. Geol.*, 25, São Paulo, 1971. Anais, ..., São Paulo, SBG, V.2, p. 153-157.
- Ebert, H.; e Brochini, M.F., 1971. A Formação Campo Alegre, Santa Catarina. In: *Congr. Bras. Geol.*, 25, São Paulo, 1971. *Bol. De Resumos*, ..., São Paulo. SBG, p. 181-182.
- Evans, A.M., 1993. *Ore geology and industrial Minerals*, Blackwell Scient. Public., 3^a ed., 389 pp.
- Figueiredo, M.C.H. de; Basei, M.A.S.; Mantovani, M.S.M. e Fryer, B.J., 1991. O Complexo Granulítico de Santa Catarina: um arco insular arqueano? *Boletim IG-USP, Public. Especial*, 9:35-40.
- Fiori, A.P., 1985^a. A Falha da Lancinha no Pré-Cambrianoparanaense: reflexo de uma falha profunda? *Boletim Paranaense de Geociências*, 36:03-14

- Fiori, A.P., 1985b. Avaliação preliminar do deslocamento dúctil das falhas Lancinha e Morro Agudo no Estado do Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*, 36:15-30.
- Fiori, A.P., 1985c. Aplicação do modelo de cisalhamento simples na análise da deformação dúctil de alguns granitos paranaenses. *Boletim Paranaense de Geociências*, 36:31-40.
- Fischer, R.V., 1961. Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. *Geol. Soc. America Bull.*, 72(2):1409-1414.
- Fischer, R.V., 1966. Rocks composed of volcanic fragments and their classification. *Earth Science Rev.*, 1:287-298.
- Fischer, R.V. e Schmincke, H.U., 1984. *Piroclastic rocks*. Berlin, Springer, 472pp.
- Floyd, P.A. e Winchester, J.A., 1975. Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 27:211-218.
- Fragoso Cesar, A.R.. Tectônica de placas no Ciclo Brasileiro: As orogenias dos cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul. Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de Geociências – USP, 367 pp. Inédito.
- Francis, P.W.; Roobol, M.J.; Walker, G.P.L.; Copbold, P.R. e Coward, M.P., 1974. The San Pedro and San Pablo volcanoes of North Chile and their hot avalanche deposits. *Geol. Rundschau*, 63(1):357-388.
- Fuck, R.A., 1966. Nota explicativa da Folha Geológica de Quero-Quero. *Boletim da Univ. Federal do Paraná. Geologia*, 19, 21 pp.
- Fuck, R.A.; Marini, O.J. e Trein, E., 1967. A Formação Guaratubinha. In Bigarella, J.J.; Salamuni, R. e Pinto, V.M., *Geologia do Pré-Devoniano e intrusivas subsequentes da porção oriental do Estado do Paraná. Bol. Paran. Geoc.*, (23,25):237-255.
- Fuck, R.A.; Marini, O.J.; Trein, E. e Muratori, A., 1971. Geologia do leste paranaense. In *Congr. Bras. Geol.*, 25, São Paulo, 1971. Anais, ..., São Paulo, SBG. V.1, p. 121-130.
- Fynk, J.H., 1983. Structure and emplacement of a rhyolitic obsidian flow : Little Glass Mountain, Medicine Lake Highland, northern California. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 94:362-280.
- Girardi, V.A.V., 1974. Petrologia do Complexo Básico-Ultrabásico de Piên – PR. Tese de Livre Docência apresentada ao Instituto de Geociências – USP, 146 pp. Inédito.
- Girardi, V.A.V., 1976. Geologia e petrologia do Complexo Básico-Ultrabásico de Piên – Paraná. *Rev. Bras. Geoc.*, 6(2):109-124..

- Girardi, V.A.V. e Ulbrich, H.H.G.J., 1980. Origin and evolution of the Piên Mafic-Ultramafic Complex, souther Brazil. *Jour. Of Geol.*, 88(3):251-269.
- Góis, J.R., 1995. Contribuição à petrografia e geoquímica da parte setentrional do Complexo Vulcano-Plutônico Morro Redondo, divisa do Paraná com Santa Catarina. Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências – USP, 86 pp. Inédito.
- Hallinan, , S.E., Mantovani, M.S.M.; Shukowsky, W e Braggion Jr, I., 1993. Estrutura do Escudo Sul Brasileiro: Uma revisão através de dados gravimétricos e magnetométricos. *Rev. Bras. Geoc.*, 23 (2).
- Hanson, R.E., 1981. Quenching and hydrioclastic disruption of andesitic to rhyolitic intrusions in a submarine island-arc sequence, northern Sierra Nevada, California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 103(6):804-816.
- Harara, O.M., 1996. Análise estrutural, petrológica e geocronológica dos litotipos da região de Piên (PR) e adjacências: Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências - USP, 196 pp. Inédito.
- Harris, N.B.W.; Pearce, J.A. e Tindle, A.G., 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward, M.P. e Reis, A.C. (eds.), *Collision tectonics*. Spec. Public. Geol. Soc., 19:67-81.
- Hartman, L.A.; Silva, L.C. e Orlandi Filho, V., 1979. O Complexo Granulítico de Santa Catarina. Descrição e implicações genéticas. *Acta Geol. Leopold.*, 3(6):93-112.
- Hasui, Y; Carneiro, C.D.R. e Coimbra, A.M., 1975. The Ribeira Folded Belt. *Rev. Bras. Geoc.*, 5(4): 257-266.
- Henry, C.D. e Wolf, J.A., 1992. Distinguishing strongly rheomorphic tuffs from extensive silicic lavas. *Bull of Volcanology*, 54(3):171-186.
- Honjo, N.; Bonnichsen, B.; Leeman, W.P. e Stormer Jr., J.C., 1992. Mineralogy and geothermometry of high-temperature rhyolites from the central and western Snake River Plain. *Bull of Volcanology*, 54(3):220-237.
- Irvine, T.N. e Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. of Earth Sci.*, 8:523-548.
- Kaul, P.F.T., 1979. Precambriano e Eopaleozóico do nordeste de Santa Catarina e leste do Paraná: Reavaliação dos dados e correlações com a África. In.: *Simp.regional de Geol.*, 2, Rio Claro, 1979. Atas, ..., Rio Claro, SBG. V.1, p. 1-15.
- Kaul, P.F.T., 1980. O Cráton Luís Alves. In.: *Congr. Bras. Geol.*, 31, Camboriú, 1980. Anais, ..., Camboriú, SBG. V.5, p. 2677-2683.
- Kaul, P.F.T. e Teixeira, W., 1982. Archean and Early Proterozoic complexes of Santa Catarina, Paraná and São paulo states, southeastern Brazil: an outline of their geological evolution. In: *International Symposium on Archean and Early*

Proterozoic geological evolution and metallogenesis – ISAP. Anais do ..., Rev. Bras. Geoc., 14(1/3):172-182.

Kaul, P.F.T., Coitinho, J.B.L. e Issler, R.S., 1982. O episódio Campo Alegre. In: Congr. Bras. Geol., 32, Salvador, 1982. Anais, ..., Salvador, SBG. V.1, p.47-54.

Kaul, P.F.T., 1997. O magmatismo na Serra do Mar e adjacências (sul do Brasil) no final do Neoproterozóico e seus condicionantes tectônicos. Tese de doutorado apresentada ao Instituto de Geociências - USP, 293p. Inédito.

Kawachi, Y; Pringle, I.J. e Coombs, D.S., 1983. Pillow lavas of the Eocene Oamaru volcano, North Otago. Tour Bh. 3. Pacific Sci. Congr., Dunedin, New Zealand.

Krebs, A.S.J.; Caldasso, A.L. da S. e Lopes, R. da C., 1988. Interpretação preliminar da sequência deposicional da Bacia do Itajaí, na área da Folha Botuverá, Santa Catarina. In: Congr. Bras. Geol., 35, Belém, 1988. Anais, ..., Belém, SBG. V.2, p.592-605.

Krebs, A.S.J.; Lopes, R. da C. e Camozato, E., 1989. Caracterização faciológica e estrutural do Grupo Itajaí com ênfase à folha Botuverá, Santa Catarina. In Simp. Sul Brasileiro de Geol., 4, Porto Alegre, 1989. Não publicado.

Krebs, A.S.J.; Lopes, R. da C. e Camozato, E., 1990. Caracterização faciológica do Grupo Itajaí na folha Botuverá (SC). In: Congr. Bras. Geol., 36, Natal, 1990. Anais, ..., Natal, SBG. V.1, p.82-92.

Lajoie, J., 1984. Volcaniclastic rocks. In: Walker, R.G. (ed.), Facies Models (2ª ed.), Geoc. Can. Repr.Series, Geol. Ass. Canada, p. 39-52.

Laznicka, P., 1988. Breccias and coarse fragmentites – petrology, environments, associations, ores. Developments in Economic Geology, 25, Amsterdam, Elsevier, 832 pp.

Le Bas, M.J. e Sabine, P.A., 1980. Progress in 1979 on the nomenclature of pyroclastic materials. Geol. Magazine, 117(4):389-391 (Correspondence).

Le Bas, M.J. e Streckeisen, A.L., 1991. The IUGS systematics of igneous rocks. Journ. of the Geol. Soc., 148(5):825-833.

Le Maitre, R.W.; Bateman, P.; Dudek, A.; Keller, J.; Lameyre Le Bas, M.J.; Sabine, P.A.; Schmid, R.; Sorensen, H.; Streckeisen, A.; Wolley, A.R. e Zanettin, B., 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford, 193 pp.

Lopes, O.F., 1987. Zoneamento metamórfico da Formação Rio das Cobras do Pré-Cambriano do Estado do Paraná. In: Simp. Sul-Brasileiro de Geol., 3, Curitiba. Atas,..., Curitiba, SBG. V.1, p.303-312.

Maack, R., 1947. Breves notas sobre a geologia dos estados do Paraná e Santa Catarina. Arq. Biol. Tecnol., Curitiba, (2):63-154.

- Machiavelli, A., 1991. Os granitóides deformados da região de Piên (PR): Um provável arco magmático do Proterozóico Superior. Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências – USP, 89 pp., Inédito.
- Machiavelli, A.; Basei, M.A.S. e Siga Jr., O., 1993. Suíte granítica Rio Piên (PR): um provável arco magmático do Proterozóico Superior da Microplaca Curitiba. *Geochimica Brasiliensis*, 7(2):113-129.
- Maniar, P.D. e Piccoli, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 101:635-643.
- Mantovani, M.S.M.; Shukowisk, W.; Basei, M.A.S. e Vasconcelos, A.C.B.C., 1989. Modelo gravimétrico das principais descontinuidades crustais nos terrenos pré-cambrianos dos estados do Paraná e Santa Catarina. *Rev. Bras. Geoc.*, 19(3):367-374.
- Meschede, M., 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chem. Geol.*, 56:207-218.
- Miall, A.D., 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In: Miall, A.D. (ed.), *Fluvial sedimentology*. Can. Soc. Petrol. Geol., Mem, 5:597-604.
- Milner, S.C.; Duncan, A.R. e Ewart, A., Quartz-lattice rheoginimbrite flows of the Etendeka Formation, north-western Namibia. *Bull of Volcanology*, 54(3):200-219.
- Mullen, E.D., 1983. MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminator for basaltic rocks oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 62:53-62.
- Muratori, A., 1966. Nota explicativa da Folha Geológica de Campo Largo. *Boletim da Univ. Fed. do Paraná, Geologia*, 21, 33 pp.
- Muratori, A.; Fuck, R.A. e Bigarella, J.J., 1967. Contribuição ao estudo da Formação Camarinha. In: Bigarella, J.J.; Salamuni, R. e Pinto, V.M., *Geologia do Pré-Devoniano e intrusivas subsequentes da porção oriental do Estado do Paraná*. Bol. Paran. Geoc., (23,25):221-235.
- Pearce, J.A., 1976. Statistical analysis of major element patterns in basalts. *J. Petrol.*, 17, *Nature*, 288:571-574.
- Pearce, J.A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe, R.S. (ed.) *Andesites*. Chichester, Wiley, p.525-548.
- Pearce, J.A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C.J. e Norry, M.J. (eds.), *Continental basalts and mafic xenoliths*. Nantwich, Shiva, p. 230-249.

- Pearce, J.A. e Cann, J.R., 1973. Tectonic settings of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19:290-300.
- Pearce, J.A. e Gale, G.H., 1977. Identification of ore-deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 7, 14-24.
- Pearce, J.A.; Harris, N.B.W e Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, 25(4):956-983.
- Pearce, J.A. e Norry, M.J., 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69:33-47.
- Pearce, J. A. e Peate, D.W., 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annu. Ver. Earth Planet. Sci.*, (23):251-285.
- Petrov, V.P., 1965. Petrologic properties of ignimbrites and tuffaceous lavas and their place among rocks intermediate between lavas and tuffs. In: Cook, E.F. (ed.), *Tufflavas and ignimbrites*, p. 16-27.
- Pettijohn, F.J.; Potter, P.E. e Siever, R., 1987. *Sand and sandstones*. Berlin, Springer-Verlag, 553 pp., 2ª ed.
- Reis Neto, J.M., 1993. Faixa Itaiacoca: registro de uma colisão entre dois blocos continentais no Neoproterozóico. Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de Geociências – USP, 254 pp. Inédito.
- Reineck, H.E. e Singh, I.B., 1980. *Depositional sedimentary environments*. Berlin, Springer-Verlag, 2ª ed., 549 pp.
- Robin, C., Eisen, J.P. e Monzer, M., 1994. Ignimbrite of basaltic andesite and andesite compositions from Tanam New Hebrides Arc. *Bul. Volcanology*, 56(1):10-22.
- Rollinson, H., 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Essex, Longman Scientific & Technical, 352 pp.
- Rostirolla, S.P., 1991. Tectônica e sedimentação da Bacia do Itajaí – SC. Dissertação de Mestrado apresentada ao Departamento de Geologia – UFOP, 131 pp. Inédito.
- Schimid, R. 1981. Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: recommendations of the IUGS Subcommission on the Systematics of igneous rocks. *Geology*, 9(1):41-43.
- Shervais, J.W., 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ancient ophiolitic lavas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59:101-118.
- Siebert, L., 1984. Large volcanic debris avalanches: characteristics of some areas, deposits and associated eruptions. *J. Volc. Geotherm. Res.*, 22(3/4):163-197.

- Siga Jr., O, 1995. Domínios tectônicos do sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina: geocronologia e Evolução Crustal. Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de Geociências – USP, 212 pp. Inédito.
- Siga Jr., O; Basei, M.A.S. e Machiavelli, A., 1990a. Evolução geotectônica do Maciço de Joinville, PR e SC. Jornadas Científicas do Inst. de Geociências – USP, Bol. Espec. p. 116-118.
- Siga Jr., O, Basei, M.A.S. e Kawashita, K., 1990b. Perfil térmico K-Ar através do Maciço de Joinville, PR e SC e do Cinturão Dom Feliciano (SC). Implicações tectônicas. In: Congr. Bras. Geol, 36, Natal, 1990. Anais, ..., Natal, SBG. V.6, p.2773-2785.
- Siga Jr., O; Basei, M.A.S. e Machiavelli, A., 1993. Modelagem geocronológica do setor NE de Santa Catarina e SE do Paraná, Brasil. In: Simposio Internacional del Neoproterozoico – Cambico de la Cuenca del Plata, 1, La Paloma – Minas, 1993. Resúmenes Extensos, ..., La Paloma – Minas, Uruguai, V.2, nº30.
- Silva, L.C. da, 1984. Os terrenos de médio e alto grau do Pré-Cambriano de Santa Catarina. In: Congr. Bras. Geol., 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais, ..., Rio de Janeiro, SBG. V.6, p.3069-3080.
- Silva, L.C. da e Dias, A. de A., 1981a. Os segmentos Mediano e Setentrional do Escudo Catarinense: I – Geologia. Acta Geol. Leopoldensia, 5(10):3-120.
- Silva, L.C. da e Dias, A. de A., 1981b. Os segmentos Mediano e Setentrional do Escudo Catarinense: II – Organização e evolução geotectônica. Acta Geol. Leopoldensia, 5(10):121- 140.
- Sparks, R.S.J.; Wilson, L. e Hulme, G., 1978. Theoretical modeling of the generation, movement and emplacement of pyroclastic flow by column collapse. J. Geophys. Res., 83 (B4):1727-1739.
- Sun, S.S. e McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D. e Norry, M.J. (eds.), 1989, Magmatism in the Ocean Basins, Geol. Soc. Spec. Publ., (42):313-345.
- Trainini, D.R., 1974. Projeto Campo Alegre/74. Relatório, convênio CNEN-CPRM, 70 pp.
- Trein, E. e Fuck, R.A., 1967. O Grupo Castro. In: Bigarella, J.J.; Salamuni, R. e Pinto, V.M., Geologia do Pré-Devoniano e intrusivas subsequentes da porção oriental do Estado do Paraná. Bol. Paran. Geoc., (23,25):257-305.
- Trein, E. e Fuck, R.A. e Muratori, A., 1969, Folha Geológica de Tijucas do Sul (escala 1:70.000). Curitiba, Comissão da Carta Geológica do Paraná.
- Ui, T., 1983. Volcanic dry avalanche deposits – identification and comparison with nonvolcanic debris stream deposits. J. Volc. Geothermal Res., 18(1/4):135-150.

- Valiat, D., 1974. Projeto Sondagem Campo Alegre/74. Relatório, conv. CNEN-CPRM, 2 vol., 66 pp.
- Walker, G.P.L., 1973. Explosive volcanic eruptions – a new classification scheme. *Geol. Rundschau*, 62(2):413-446.
- Walker, G.P.L., 1983. Ignimbrites types and ignimbrite problems. *J. Volcanol. Geothermal Res.*, 17(1):65-88.
- Walker, G.P.L., 1985. Origin of coarse lithic breccias near ignimbrite source vents. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 25(1/2):157-171.
- Walker, G.P.L., Self, S e Froggatt, P.C., 1981. The ground layer of the Taupo Ignimbrite: a striking example of sedimentation from a pyroclastic flow. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 10(1/3):1-11.
- Walker, R.G., 1984. Facies models. *Geoc. Can. Repr. Series*, Geol. Ass. Canada, 2ª ed., 317 pp.
- Willians, H., Turner, F.J. e Gilbert, C.M., 1970. Petrografia. Uma introdução ao estudo das rochas em seções delgadas. São Paulo, EDUSP/Polígono, 424 pp.
- Winchester, J. A. e Floyd, P.A, 1976. Geochemical magma type discrimination; application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 28:459-469.
- Winchester, J. A. e Floyd, P.A, 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, 20:325-343.
- Wilson, M., 1989. *Igneous petrogenesis*. Unwin Hyman, London.
- Wood, D.A., 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Province. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 44:11-30.

Anexo 2 - Datos Geoquímicos

ANEXO 2

	São Miguel											
	CA-205	SB-155	CA-166	CA-58	CA-206	CA-32	SM-07	SM-66	CA-42	SB-57	CA-74	CA-119
SiO ₂	63,39	65,15	65,22	67,09	71,47	72,83	74,77	68,78	73,21	76,21	66,88	67,56
Al ₂ O ₃	13,63	13,93	13,52	18,1	13,8	14,4	12,18	14,89	12,15	12,29	13,97	14,5
Fe ₂ O ₃	7,28	7,17	6,43	5,5	3,89	1,65	2,57	3,07	3,54	1,39	6,89	5,08
FeO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO total	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃ total	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,48	0,09	0,16	0,04	0,03	0,02	0,11	0,11	0,06	0,02	0,02	0,19
MgO	0,17	0,64	0,47	0,22	0,14	0,13	0,16	0,22	0,34	0,21	0,18	0,75
CaO	0,77	1,18	0,6	0,22	0,14	0,009	0,29	0,07	0,08	0,11	0,1	0,24
Na ₂ O	4,43	4,87	3,6	6,38	3,73	0,57	3,88	2,62	3,81	2,94	4	4,24
K ₂ O	5,65	4,6	5,75	3,35	5,91	5,02	5,26	8,56	4,2	5,26	5,68	4,36
TiO ₂	0,74	0,75	0,62	0,37	0,47	0,15	0,31	0,29	0,24	0,14	0,65	0,65
P ₂ O ₅	0,14	0,23	0,09	0,15	0,08	0,02	0,03	0,06	0,05	0,02	0,15	0,19
H ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
LOI	1,84	0,97	1,05	1,33	1,91	4,85	1,21	1,24	0,94	1,3	0,96	2,2
Total	98,82	99,58	97,52	100,55	100,86	99,61	100,76	99,9	98,62	99,9	99,44	99,95
Ag	0,5	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	1	0,4	0,4	0,4	0,4
As	-	-	-	-	-	-	17	85	4	13	4	4
Ba	1001	239	381	1411	512	746	68	795	114	687	652	284
Be	2	2	2	4	3	2	2	3	4	2	2	3
Bi	4	4	4	4	4	4	0,05	0,11	0,04	0,18	0,04	0,04
Cd	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	-	-	-	-	-	-
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Co	-	-	-	-	-	-	57	27	67	23	38	48
Cr	13,7	0,9	8	0,9	2,3	8,4	15	113	16	17	13	23
Cs	0,4	0,4	0,4	0,4	1,2	0,4	0,3	0,5	0,1	1,6	0,4	0,3
Cu	7	2	3	5	7	4	9	15	9	9	9	9
F	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ga	21	22	22	19	19	14	24	33	30	19	23	34
Ge	-	-	-	-	-	-	1,8	1,1	1,5	1,5	1,4	1,9
Hf	14,4	13,3	13,9	12,6	16,5	5,1	16	19	17	5,2	16	14
In	-	-	-	-	-	-	0,1	0,1	0,09	0,09	0,09	0,1
K	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Li	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mo	-	-	-	-	-	-	1,2	7,4	1,8	1,6	1,5	1,2
Nb	18	26	21	41	24	18	28	41	33	18	20	29
Ni	2	2	2	2	2	2	9	175	9	9	38	12
Pb	13	17	18	37	19	21	41	232	9	40	11	18
Rb	82	104	80	81	125	148	100	179	97	145	88	72
Sb	-	-	-	-	-	-	0,08	0,27	0,04	0,44	0,04	0,23
Sc	18	25	14	7	10	2	1	3	2	2	14	17
Sn	-	-	-	-	-	-	4,7	5,6	4,9	3,7	3,2	3,5
Sr	32	39	146	215	36	23	9,3	25,7	22,7	63,3	86,3	53,7
Ta	2,9	8,6	2,5	3,5	2,8	1,8	4,01	3,87	3,35	3,36	2,29	5,53
Th	7,8	8,8	6,4	19,3	15,5	25,2	13,6	23,4	14,6	23,3	10	11,4
Ti	4436	4496	3717	2218	2818	899	1858	1739	1439	839	3897	3897
Tl	-	-	-	-	-	-	0,57	2,06	0,19	0,81	0,36	0,41
U	0,1	1,5	0,1	0,1	1,4	1,9	2,68	7,48	1,66	2,31	0,79	1,81
V	2	8	2	9	2	2	4	4	10	8	4	13
W	-	-	-	-	-	-	322	175	333	192	203	269
Y	53	50	49	77	54	34	62	76	71	37	46	56
Zn	110	105	91	61	84	20	69	567	167	64	56	148
Zr	566	550	651	679	642	150	637	779	773	142	740	606
La	71,9	127	60,9	96	92	84	105	118	117	63,8	66,5	147
Ce	159	265	120	197	183	124	200	236	322	108	129	277
Pr	-	-	-	-	-	-	20,94	22,15	33,44	10,98	14,44	27,81
Nd	78	112	53	80	86	51	85,8	89,4	131	41,8	61,9	118
Sm	12,2	16,2	9,7	15,9	14,1	8,68	16,3	16,1	22,5	8,58	12,1	19,3
Eu	3,66	2,94	1,65	2,01	2,13	0,62	0,739	1,09	0,523	0,539	2,498	2,327
Gd	-	-	-	-	-	-	11,6	12,2	14,3	6,69	9,09	12,5
Tb	2,1	1,9	1,7	2,3	2	1,5	2,24	2,38	2,56	1,32	1,75	2,05
Dy	-	-	-	-	-	-	12,2	13,8	13,7	7,31	9,6	11,2
Ho	-	-	-	-	-	-	2,37	2,76	2,63	1,36	1,84	2,16
Er	-	-	-	-	-	-	7,09	8,43	7,74	3,85	5,38	6,35
Tm	-	-	-	-	-	-	1,043	1,256	1,116	0,553	0,747	0,928
Yb	6,24	5,71	5	8,25	6,3	3,75	7,03	8,12	7,16	3,39	4,96	5,85
Lu	0,93	0,9	0,7	1,24	0,87	0,5	1,121	1,257	1,088	0,5	0,762	0,913

Bacia de Campo Alegre

ANEXO 2

	Rio Negrinho				Rio Turvo				Serra Alta		Papanduvinha
	CA-55	CA-25	CA-28	SM-377	CA-22	CA-18	SM-06	CA-282	CA-156	CA-285	
SiO ₂	49,33	67,27	67,6	47,81	67,74	78,78	79,48	77,02	78	64,41	
Al ₂ O ₃	15,43	13,84	15,76	13,28	14,51	11,27	10,3	11,82	9,1	13,72	
Fe ₂ O ₃	7,33	5,24	5,44	11,86	6,21	2,09	2,56	2,75	5,57	4,59	
FeO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
FeO total	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Fe ₂ O ₃ total	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
MnO	0,14	0,09	0,04	0,16	0,03	0,02	0,04	0,06	0,08	0,05	
MgO	3,14	0,25	0,24	3,69	0,12	0,53	0,84	0,34	0,34	0,76	
CaO	10,17	0,83	0,15	6,35	0,03	0,09	0,16	0,08	0,27	3,02	
Na ₂ O	2,76	4,16	4,88	3,41	4,27	2,73	2,23	3,99	4,26	4,26	
K ₂ O	0,77	4,49	4,71	1,59	5,99	2,82	3,2	2,58	3,5	4,81	
TI ₂ O	1,14	0,61	0,41	2,89	0,52	0,11	0,23	0,19	0,34	0,42	
P ₂ O ₅	0,46	0,31	0,1	1,39	0,06	0,03	0,07	0,01	0,02	0,54	
H ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
CO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
LOI	7,65	1,2	1,4	6,23	1,09	2,35	1,96	1,6	0,79	2,39	
Total	98,33	98,35	100,75	98,66	100,57	100,81	100,87	100,43	100,25	98,98	
Ag	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,6	0,4	
As	-	-	-	4	-	-	4	9	-	6	
Ba	810	1968	1969	3630	133	1102	578	177	33	6321	
Be	1	4	5	3	3	4	2	3	8	3	
Bi	4	4	4	0,04	8	4	0,09	0,22	4	0,06	
Cd	0,4	0,4	0,4	-	0,4	0,4	-	-	0,4	-	
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Co	-	-	-	28	-	-	25	80	-	39	
Cr	98	8	0,9	9	0,9	13,6	40	16	10	53	
Cs	0,5	1,1	0,4	0,09	1,1	0,4	1,6	1	0,4	1	
Cu	28	4	6	9	5	6	83	9	8	17	
F	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Go	15	22	22	21	27	16	19	34	28	18	
Ge	-	-	-	1,5	-	-	1,7	1,8	-	1,6	
Hf	5,1	10,3	18,2	7,6	15,8	6,8	3,9	31	31,4	8,1	
In	-	-	-	0,09	-	-	0,09	0,1	-	0,09	
K	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Li	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Mo	-	-	-	1,2	-	-	0,3	1,8	-	1	
Nb	18	35	40	14	30	26	13	51	65	22	
Ni	52	3	2	9	2	3	21	9	2	50	
Pb	13	30	28	12	25	38	19	89	36	23	
Rb	9	129	131	14	145	126	108	71	149	89	
Sb	-	-	-	0,04	-	-	0,12	0,23	-	0,21	
Sc	18	8	7	29	17	3	7	0,9	1	6	
Sn	-	-	-	2	-	-	2,8	9,1	-	2,4	
Sr	844	219	257	1197	62	193	108	112	15	988	
Ta	1	2,4	6,7	0,92	4,4	5,1	162	4,84	18	2,37	
Th	4,6	11,9	17	4,18	13,3	26,1	9,5	24	20,8	33,5	
Ti	6834	3657	2458	-	3117	650	1379	1139	2036	2518	
Tl	-	-	-	0,18	-	-	0,73	0,59	-	0,99	
U	0,9	1,1	1,6	0,61	1,4	3,8	3,47	3,65	3,6	4,28	
V	107	4	6	182	6	4	25	4	2	35	
W	-	-	-	45	-	-	130	334	-	220	
Y	28	60	73	50	58	55	26	129	159	23	
Zn	72	86	72	109	92	79	138	267	155	59	
Zr	247	453	716	312	747	164	124	1306	1290	295	
La	55,2	96,3	85	60,2	152	35,5	28,4	328	180	125	
Ce	100	173	228	128	312	95	56,5	508	397	237	
Pr	-	-	-	14,33	-	-	6,238	68,81	-	19,79	
Nd	45	67	71	71	125	44	27,2	281	170	79	
Sm	6,89	12,5	15	14,3	18	10,4	5,98	50,6	29,8	13,2	
Eu	2,03	2,46	1,94	5,009	1,73	0,56	0,685	0,937	1,26	2,763	
Gd	-	-	-	11,4	-	-	4,63	27,5	-	7,28	
Tb	1	2	2,7	1,91	2,4	1,7	0,88	4,66	5,1	1,09	
Dy	-	-	-	10,3	-	-	4,83	24,6	-	4,84	
Ho	-	-	-	1,99	-	-	0,96	4,77	-	0,83	
Er	-	-	-	5,34	-	-	2,9	14,5	-	2,28	
Tm	-	-	-	0,684	-	-	0,435	2,067	-	0,26	
Yb	2,45	5,75	7,96	4,38	6,89	5,19	2,86	12,9	17,8	1,69	
Lu	0,31	0,8	1,19	0,642	1,04	0,7	0,451	1,93	2,41	0,243	

Bacia de Campo Alegre

ANEXO 2

	Andesitos Guaratubinha				Rióltos Guaratubinha		
	Gua 13a	Gua 13b	Gua 14a	Gua 22 a	Gua 1a	Gua 1b	Gua 2a
SiO ₂	53,9	54,9	56	56,2	74,6	74,3	74,6
Al ₂ O ₃	15,6	15,8	15,9	15,8	12,6	12,4	12,5
Fe ₂ O ₃	6,6	7,6	9,3	8,1	1,2	1,4	1,4
FeO	1,7	2,9	1,7	1,7	0,78	0,71	0,78
FeO total	7,64	9,74	10,7	8,99	1,86	1,97	2,04
Fe ₂ O ₃ total	8,49	10,82	11,19	9,99	2,07	2,19	2,27
MnO	0,15	0,15	0,1	0,12	0,03	0,4	0,03
MgO	2,9	2,7	2	1,9	0,17	0,17	0,16
CaO	5,8	3,1	5,1	4,8	0,75	0,69	0,97
Na ₂ O	3,2	3,5	3,4	4,2	3,7	3,2	4
K ₂ O	3,2	3,4	1,7	1,9	5,1	6	4,5
TiO ₂	1,3	1,2	1,5	1,3	0,11	0,11	0,14
P ₂ O ₅	0,44	0,43	0,52	0,47	-	-	-
H ₂ O	-	-	-	-	-	-	-
CO ₂	-	-	-	-	-	-	-
LOI	5,02	3,99	2,4	3,17	0,71	0,72	0,87
Total	99,81	99,73	99,62	99,66		99,74	99,95
Ag	-	-	-	-	-	-	-
Ba	1100	1170	1140	1070	33	40	49
Be	-	-	-	-	-	-	-
Bi	-	-	-	-	-	-	-
Cd	-	-	-	-	-	-	-
Cl	-	-	-	-	-	-	-
Co	-	-	-	-	-	-	-
Cr	-	-	-	-	-	-	-
Cs	4	4	4	4	4	4	4
Cu	-	-	-	-	-	-	-
F	-	-	-	-	-	-	-
Ga	-	-	-	-	-	-	-
Hf	7	7	7	7	9	7	9
K	-	-	-	-	-	-	-
Li	-	-	-	-	-	-	-
Nb	14	17	20	16	46	45	42
Ni	-	-	-	-	-	-	-
Pb	-	-	-	-	-	-	-
Rb	70	71	42	49	250	280	200
Sc	-	-	-	-	-	-	-
Sr	450	460	760	360	35	30	25
Ta	-	-	-	-	-	-	-
Th	4	4	4	4	11	8	15
Ti	-	-	-	-	-	-	-
U	9	9	9	9	9	9	9
V	-	-	-	-	-	-	-
Y	51	51	50	48	130	130	150
Zn	-	-	-	-	-	-	-
Zr	330	320	380	390	390	390	380
La	-	63,17	-	-	-	61,5	-
Ce	-	139,5	-	-	-	150,5	-
Nd	-	54,84	-	-	-	56,87	-
Sm	-	11,26	-	-	-	14,68	-
Eu	-	2,02	-	-	-	0,37	-
Gd	-	8,52	-	-	-	12,55	-
Tb	-	-	-	-	-	-	-
Dy	-	7,33	-	-	-	12,44	-
Ho	-	1,49	-	-	-	2,46	-
Er	-	4,17	-	-	-	6,46	-
Yb	-	3,69	-	-	-	5,61	-
Lu	-	0,55	-	-	-	0,72	-

Bacia de Guaratubinha

ANEXO 2

[illegible]

Lavas Morro Redondo

ANEXO 2

	Granitos Morro Redondo														
	Jr85	Jr67a	Jr69b	Jr71a	Jr72	Jr74a	Jr75a1	Jr75c	Jr79a	Jr81b	PK-089	PK-099	PK-104	PK-090	PK-100
SiO2	47,6	76,67	75,72	75,2	76,87	78,45	76,57	75,85	75,75	77,3	74,37	74,39	74,88	75,42	75,49
Al2O3	16,6	10,22	11,08	10,92	11,88	10,83	12,8	13,91	9,89	10,88	11,14	10,88	11,77	10,93	11,59
Fe2O3	3,4	2,4	1,7	3,2	1,8	3,5	0,67	0,28	5,6	2,1	3,24	3,76	2,44	3,15	2,89
FeO	7,1	2,1	2,1	1,4	0,42	1,1	0,71	0,85	0,28	0,71	-	-	-	-	-
FeO total	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe2O3 total	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,16	0,07	0,05	0,1	0,05	0,06	0,01	-	0,03	0,04	0,06	0,06	0,04	0,06	0,05
MgO	7,9	-	-	-	-	-	0,21	0,12	-	-	0,02	0	0,03	0	0,01
CaO	3,1	0,15	0,39	-	0,16	-	0,08	0,57	0,67	0,15	0,28	0,42	0,06	0,07	0,14
Na2O	1,1	3,99	4,33	4,75	4,32	3,95	3,22	3,33	4,79	3,83	4,35	3,88	4,13	4,19	4,73
K2O	1,1	4,91	4,63	4,45	4,72	4,15	5,14	5,45	3,87	4,74	4,78	4,53	4,87	4,7	4,41
TiO2	1,9	0,1	0,15	0,1	0,13	0,17	0,15	0,18	0,17	0,23	0,21	0,25	0,12	0,19	0,13
P2O5	0,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
H2O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CO2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
LOI	2,1	0,1	0,24	0,27	0,23	0,51	0,55	0,74	0,66	0,12	0,21	0,21	0,2	0,24	0,18
Total	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	98,66	98,4	98,56	98,97	99,6
Ag	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ba	292	22	120	21	20	27	551	864	-	23	62	50	77	9	38
Be	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bi	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cl	0,05	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Co	45	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ce	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cu	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
F	0,32	1,8	2,6	1,3	0,5	0,9	1,3	1,7	0,3	2,3	-	-	-	-	-
Ga	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hf	3,66	15,33	10,07	48,51	11,05	73,92	0	0	112,14	22,17	-	-	-	-	-
K	9131	40759	38435	36941	39182	34450	42669	45242	32126	39348	-	-	-	-	-
Li	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Nb	8	25,6	24,2	37,4	35,2	105,3	24,2	17,1	143,7	46,4	-	-	-	-	62
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Pb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Rb	27	328	154	225	161	255	2	185	374	156	150	120	154	173	219
Sc	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sr	313	8	16	9	7	7	65	96	12	9	12	5	4	4	6
Ta	0,22	-	-	-	-	7,09	-	-	10,19	-	-	-	-	-	-
Th	0,49	20,45	11	32,34	25,12	41,52	38,29	33,28	114,19	36,28	-	-	-	-	-
Ti	11391	600	899	600	779	1019	899	1079	1019	1379	-	-	-	-	-
U	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
V	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	14	14	14	14	14
Y	40	96	11,08	125	368	110	156	251	204	310	132	134	25	36	68
Zn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zr	167	728	67	1766	656	2977	218	228	4691	1109	811	313	412	737	1016
La	15	-	76,7	-	96,54	99,77	142,7	-	-	222,3	159	221	23	32	40,18
Ce	34	-	174,4	-	231,4	241,1	289,8	-	-	347,2	-	-	-	-	88,59
Nd	21	-	68,89	-	133,2	128,4	95,15	-	-	225,5	-	-	-	-	34,37
Sm	5,7	-	14,5	-	31,09	29,71	17,59	-	-	41,85	-	-	-	-	7,472
Eu	2,3	-	0,642	-	1,449	1,162	0,0875	-	-	1,741	-	-	-	-	0,363
Gd	0	-	11,79	-	24,35	20,46	15,02	-	-	40,75	-	-	-	-	6,827
Tb	1,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Dy	0	-	1,71	-	21,53	24,18	15,35	-	-	38,67	-	-	-	-	9,516
Ho	0	-	2,335	-	3,969	5,983	2,86	-	-	7,23	-	-	-	-	2,177
Er	0	-	6,234	-	9	21,84	6,561	-	-	16,95	-	-	-	-	7,233
Yb	4,4	-	6,519	-	4,631	33,07	5,289	-	-	11,05	-	-	-	-	8,611
Lu	0,56	-	0,901	-	0,464	3,52	0,611	-	-	1,283	-	-	-	-	1,126

Granito Morro Redondo

ANEXO 2

	Granitos Morro Redondo														
	PK-105	PK-093	PK-092	PK-117	PK-111	PK-119	PK-095	PK-121	PK-098	PK-118	PK-097	PK-110	PK-101	PK-120	PK-102
SiO ₂	75,55	75,74	76,39	73,17	74,53	74,91	75,07	75,07	75,43	75,52	75,55	75,56	75,68	75,68	76,14
Al ₂ O ₃	11,59	10,61	10,14	13,27	12,93	12,61	12,67	12,61	12,55	12,6	12,68	12,79	12,61	12,98	12,87
Fe ₂ O ₃	3,2	3,61	4,52	1,9	1,57	1,45	1,42	1,58	1,22	1,16	1,15	1,46	1,42	1,62	1,22
FeO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO total	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃ total	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,06	0,06	0,11	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,01
MgO	0,07	0,01	0,01	0,39	0,2	0,15	0,14	0,2	0,14	0,14	0,13	0,18	0,09	0,2	0,1
CaO	0,23	0,22	0,21	1,13	0,68	0,65	0,76	0,77	0,65	0,49	0,27	0,72	0,48	0,77	0,38
Na ₂ O	4,29	4,54	4,82	3,59	3,61	3,5	3,51	3,49	3,39	3,45	3,28	3,49	3,57	3,61	3,35
K ₂ O	4,73	4,2	3,06	4,56	5,11	4,88	5,04	4,92	5,07	5,33	5,15	5,12	5,03	5,15	5,29
TiO ₂	0,27	0,18	0,15	0,22	0,21	0,17	0,18	0,19	0,16	0,19	0,17	0,18	0,13	0,2	0,17
P ₂ O ₅	0,02	0	0,01	0,04	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	0	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01
H ₂ O															
CO ₂															
LOI	0,21	0,09	0,12	0,78	0,57	0,46	0,44	0,63	0,45	0,59	0,68	0,45	0,52	0,62	0,65
Total	100,24	99,26	99,55	99,08	99,5	98,84	99,27	99,52	99,11	99,53	99	99,99	99,58	100,89	100,2
Ag															
Ba	115	32	14	1237	683	577	589	628	590	582	559	656	473	654	617
Be	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bi	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Co	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cu	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
F	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ga	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hf	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Li	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Nb	50	59	-	28	25	-	38	-	-	-	-	-	45	-	45
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Pb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Rb	105	174	84	100	176	152	144	163	153	138	150	134	132	157	144
Sc	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sr	7	7	5	170	72	51	59	61	53	50	42	61	53	65	46
Ta	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Th	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
U	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
V	14	14	14	14	11	16	14	7	14	14	14	14	10	14	14
Y	70	118	240	38	39	47	49	53	61	60	27	109	73	84	71
Zn															
Zr	897	1044	685	158	179	150	153	166	141	157	173	163	143	161	147
La	113,7	67,67	27	98,18	57,62	69	72,36	70	78	59	54	115	102,5	134	112,4
Ce	239,9	157,2		179	123,7		144						147,4		185,7
Nd	95,7	65,83		59,36	42,13		47,99						73,47		74,63
Sm	17,38	15,85		9,929	7,371		9,651						14,84		14,18
Eu	0,804	0,647		0,999	0,64		0,638						0,804		0,845
Gd	11,8	15,12		7,308	5,42		7,756						11,46		10,75
Tb															
Dy	11,4	18,75		6,814	5,807		8,331						11,79		11,38
Ho	2,434	4,139		1,38	1,192		1,748						2,422		2,308
Er	7,335	13,09		3,821	3,364		5,123						6,844		6,382
Yb	8,535	14,08		3,368	3,695		4,974						6,545		5,873
Lu	1,127	1,849		0,411	0,45		0,605						0,767		0,696

Granito Morro Redondo

ANEXO 2

	Granito Agudos do Sul										
	m257b	m109a	om80	om67	om66	m128a	m109a	m129a	PK-038	PK-037	PK-074
SiO2	76,05	75,18	73,8	68,94	72,35	75,41	75,18	73,49	71,51	73,67	73,87
Al2O3	10,43	14,21	14,08	13,78	14,39	14,2	14,21	15,52	13,91	13,7	13,29
Fe2O3	4,74	0,56	1,93	4,73	2,21	0,71	0,56	1,13	2,23	2,01	2,04
FeO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO total	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe2O3 total	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,07	0,03	0,04	0,08	0,05	0,04	0,03	0,03	0,05	0,05	0,04
MgO	0,13	0,14	0,4	1,03	0,66	0,15	0,14	0,33	0,5	0,38	0,27
CaO	0,11	0,8	1,23	2,24	1,88	0,61	0,8	0,62	1,72	1,22	0,83
Na2O	4,88	5,59	3,47	3,97	3,7	5,34	5,59	5,74	3,65	3,61	3,76
K2O	3,81	4,15	5,31	4,22	4,41	3,85	4,15	3,47	4,4	5,03	5,46
TiO2	0,11	0,04	0,24	0,93	0,27	0,02	0,04	0,14	0,25	0,23	0,26
P2O5	0,04	0,03	0,04	0,24	0,09	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,03
H2O	-	-	0,01	0,62	0,8	-	-	-	-	-	-
CO2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
LOI	0,26	0,33	-	-	-	0,42	0,33	0,58	0,74	0,5	0,31
Total	-	-	-	-	-	-	-	-	99	100,44	100,17
Ag	-	-	0,5	0,5	0,5	-	-	-	-	-	-
Ba	27	355	1010	532	1580	110	355	-	1367	865	491
Be	-	-	3	5	3	-	-	-	-	-	-
Bi	-	-	5	5	5	-	-	-	-	-	-
Cd	-	-	0,5	0,5	0,5	-	-	-	-	-	-
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Co	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr	1	16	43	12	24	19	16	-	-	-	-
Cs	-	-	2,4	2,5	3,2	-	-	-	-	-	-
Cu	1	-	4	10	7	-	-	-	-	-	-
F	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ga	38	33	19	25	19	35	33	-	-	-	-
Hf	-	-	7,4	11,4	5,7	-	-	-	-	-	-
K	31682	34450	44080	35031	36609	31960	34450	28806	-	-	-
Li	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Nb	9	22	20	29	16	14	22	-	14	27	37
Ni	7	-	2	3	3	1	-	-	-	-	-
Pb	5	166	19	17	20	172	166	-	-	-	-
Rb	144	194	194	196	160	198	194	-	159	212	170
Sc	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sr	3	253	215	200	407	131	253	-	337	187	79
Ta	-	-	3,9	3,6	2,9	-	-	-	-	-	-
Th	5	11	20,1	16,5	13,6	6	11	-	-	-	-
Ti	659	240	1439	5575	1619	120	240	839	-	-	-
U	-	-	3	2,6	2	-	-	-	-	-	-
V	3	-	10	49	17	5	-	-	16	18	28
Y	34	7	24	71	16	9	7	-	15	28	29
Zn	182	58	40	79	38	44	58	-	-	-	-
Zr	271	69	207	363	173	55	69	-	177	176	215
La	12,13	2,92	93,5	92,5	58,1	7,2	2,92	-	41,92	55,71	80,85
Ce	28,47	4,7	172	201	115	7,1	4,7	-	87,9	109,6	172,4
Nd	14,78	1,8	58	78	44	7,7	1,8	-	33,53	39,39	54,83
Sm	3,38	0	6,91	11,7	5,67	1,25	-	-	5,073	6,074	9,401
Eu	0,16	0,19	0,91	1,74	1,17	0,35	0,19	-	0,731	0,671	0,72
Gd	4,5	-	-	-	-	-	11,05	-	3,143	4,121	6,588
Tb	-	0,12	0,4	1,8	0,4	0,17	-	0,17	-	-	-
Dy	4,23	-	-	-	-	-	-	-	2,815	4,214	6,132
Ho	0,91	-	-	-	-	-	-	-	0,547	0,869	1,229
Er	2,98	-	-	-	-	-	-	-	1,404	2,483	3,326
Yb	3,87	0,42	2,6	7,63	1,54	0,51	0,42	-	1,487	2,628	3,401
Lu	0,62	-	0,34	0,96	0,21	0,07	-	-	0,196	0,336	0,362

Granito Agudos do Sul

ANEXO 2

	Granito Agudos do Sul											
	PK-055	PK-054R	PK-054	PK-032	PK-061	PK-057	PK-060	PK-031	PK-076	PK-075	PK-065	PK-062
SiO2	74,48	74,05	75,23	75,14	75,4	76,05	76,15	76,49	72,09	73,97	74,24	56,75
Al2O3	13,02	13,02	12,51	12,83	12,66	12,45	12,31	12,43	14,39	15,04	14,81	15,2
Fe2O3	1,53	1,64	1,72	1,46	1,8	1,23	1,16	1,38	2,21	1,48	0,87	9,44
FeO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO total	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe2O3 total	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,02	0,03	0,02	0,01	0,03	0,15
MgO	0,14	0,16	0,16	0,07	0,12	0,02	0	0,02	0,17	0,07	0,16	3,37
CaO	0,57	0,71	0,66	0,57	0,67	0,46	0,43	0,47	0,67	0,98	1,01	5,46
Na2O	3,89	3,88	3,76	4,09	3,87	4,26	4,1	4,24	4,47	5,54	5,37	4
K2O	5,08	5,13	5,02	4,49	4,82	4,43	4,32	4,26	5,27	3,65	3,62	3,23
TiO2	0,14	0,17	0,17	0,09	0,16	0,03	0,07	0,04	0,16	0,13	0,09	1,84
P2O5	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0	0,02	0,02	0,03	0,03	0,62
H2O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CO2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
LOI	0,46	0,56	0,57	0,46	0,52	0,39	0,51	0,42	0,23	0,35	0,46	0,57
Total	99,36	99,36	99,87	99,28	100,09	99,37	99,06	99,8	99,78	101,25	100,72	100,63
Ag	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ba	261	290	267	135	185	9	10	9	1569	1707	1381	1240
Be	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bi	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Co	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cu	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
F	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ga	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hf	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Li	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Nb	40	-	-	52	46	-	-	50	-	-	-	22
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Pb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Rb	238	-	233	385	338	320	427	256	167	82	88	76
Sc	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sr	47	62	53	20	36	9	5	6	534	791	889	445
Ta	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Th	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
U	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
V	14	14	14	14	14	14	14	14	14	21	14	154
Y	40	37	37	61	39	74	54	54	42	115	9	41
Zn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zr	130	162	164	145	179	119	90	128	188	161	37	339
La	71,06	-	64	24,99	57,81	14	14	20,27	14	195	14	79,09
Ce	153,3	-	-	58,36	128,2	-	-	56,18	-	-	-	180,7
Nd	50,36	-	-	25,53	42,76	-	-	29,36	-	-	-	84,81
Sm	8,746	-	-	5,768	7,388	-	-	7,252	-	-	-	16,13
Eu	0,454	-	-	0,23	0,424	-	-	0,091	-	-	-	3,289
Gd	6,303	-	-	4,76	6,257	-	-	4,871	-	-	-	12,28
Tb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Dy	6,671	-	-	6,382	5,838	-	-	8,717	-	-	-	11,31
Ho	1,383	-	-	1,353	1,244	-	-	1,814	-	-	-	2,19
Er	3,972	-	-	4,031	3,737	-	-	5,253	-	-	-	5,538
Yb	4,48	-	-	4,398	4,467	-	-	6,135	-	-	-	4,409
Lu	0,52	-	-	0,546	0,556	-	-	0,75	-	-	-	0,514

Granito Agudos do Sul

ANEXO 2

		Granito Corupá							Granito Dona Francisca		Granito Piraj	
	mg/100g	PK-131	PK-127	PK-128	PK-132	PK-126	PK-129	PK-130	PK-122	PK-112	PK-123	PK-125
SiO ₂	64,02	59,96	62,68	62,97	63,03	67,39	74,89	75,04	73,42	74,25	73,23	75
Al ₂ O ₃	17,2	15,09	15,87	16,38	16,08	14,78	11,79	10,84	12,94	12,97	12,98	12,99
Fe ₂ O ₃	4,36	9,25	6,33	5,34	5,15	4,61	3,08	4,09	1,9	1,77	1,54	1,6
FeO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO total	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃ total	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,14	0,22	0,2	0,19	0,18	0,12	0,09	0,1	0,04	0,02	0,03	0,07
MgO	0,44	1,68	0,47	0,47	0,38	0,14	0,02	0,1	0,2	0,14	0,19	0,15
CaO	1,42	3,76	1,77	1,93	1,59	0,94	0,51	0,46	0,43	0,22	0,95	0,43
Na ₂ O	5,51	5,29	5,33	5,46	5,37	5,48	4,34	4,29	3,63	3,5	3,39	3,42
K ₂ O	6,37	3,88	5,67	5,52	5,95	5,45	4,51	4,01	5,24	5,56	5,47	5,54
TiO ₂	0,54	1,59	0,85	0,71	0,67	0,42	0,38	0,23	0,25	0,23	0,22	0,22
P ₂ O ₅	0,07	0,43	0,17	0,16	0,1	0,03	0,01	0,04	0,02	0,02	0,02	0
H ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
LOI	0,4	0,68	0,35	0,45	0,38	0,39	0,39	0,44	0,58	0,61	1,05	0,58
Total	-	98,84	99,69	99,57	98,9	99,75	100	99,62	98,65	99,28	99,09	99,99
Ag	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ba	462	1163	996	1647	338	219	48	112	699	810	754	542
Be	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bi	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Co	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr	7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cu	5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
F	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ga	20	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hf	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K	52879	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Li	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Nb	9	27	-	25	-	52	129	0	-	-	-	25
Ni	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Pb	8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Rb	51	56	49	54	2	93	164	102	149	141	119	146
Sc	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sr	39	244	55	76	33	23	17	24	66	58	57	45
Ta	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Th	4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ti	3237	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
U	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
V	-	75	15	14	14	14	17	14	14	14	14	14
Y	26	48	41	30	32	82	290	123	42	42	33	34
Zn	49	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zr	260	488	353	373	398	1300	949	1110	200	219	165	175
La	32,95	111,1	-	38,73	-	228,2	90,61	-	-	-	-	63,49
Ce	76,85	236,5	-	93,95	-	461,6	207,8	-	-	-	-	128,2
Nd	35,95	98,42	-	40,71	-	170,2	92,61	-	-	-	-	41,02
Sm	6,3	16,09	-	7,253	-	27,16	24,39	-	-	-	-	7,049
Eu	1,86	2,528	-	2,251	-	1,002	0,472	-	-	-	-	0,562
Gd	3,3	11,38	-	5,144	-	18,52	26,02	-	-	-	-	5,546
Tb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Dy	4,28	9,379	-	4,712	-	15,35	45,75	-	-	-	-	5,554
Ho	0,88	1,874	-	0,933	-	3,114	10,61	-	-	-	-	1,14
Er	2,62	5,04	-	2,467	-	8,61	35,87	-	-	-	-	3,216
Yb	2,51	4,719	-	2,641	-	8,962	37,15	-	-	-	-	3,387
Lu	0,4	0,607	-	0,369	-	1,192	4,121	-	-	-	-	0,425

Vários Granitóides da Suíte Serra do Mar

Anexo 3 - Dados Isotópicos

DADOS ANALÍTICOS Rb-Sr DOS TRAQUITOS DA BACIA DE CAMPO ALEGRE

AMOSTRA	LITOLOGIA	UNID. ESTRAT.	Rb(ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
SC-CA-18	Tufito	Fm. Rio do Turvo	123.4	194.6	$1,838 \pm 0,052$	$0,72237 \pm 0,00010$
SC-CA-22	Ignimbrito	Fm. Rio do Turvo	149.4	60.6	$7,173 \pm 0,202$	$0,76125 \pm 0,00008$
SC-CA-25	Traquito	Fm. Rio Negrinho	150.2	236.6	$1,840 \pm 0,052$	$0,72138 \pm 0,00009$
SC-CA-28b	Traquito	Fm. Rio Negrinho	123.4	274.7	$1,301 \pm 0,037$	$0,71747 \pm 0,00008$
SC-CA-58	Traquito	Fm. São Miguel	164.7	208.2	$2,291 \pm 0,065$	$0,71469 \pm 0,00010$
SC-CA-116	Traquito	Fm. São Miguel	95.4	156.8	$1,762 \pm 0,050$	$0,71534 \pm 0,00010$
SCMB-45A	Traquito	Fm. Rio Negrinho	150.0	246.1	$1,770 \pm 0,050$	$0,72100 \pm 0,00010$
SCMB-45B	Traquito	Fm. Rio Negrinho	156.1	217.2	$2,080 \pm 0,050$	$0,72420 \pm 0,00010$
SCMB-45C	Traquito	Fm. Rio Negrinho	140.0	311.2	$1,310 \pm 0,050$	$0,71790 \pm 0,00010$

DADOS ANALÍTICOS Sm-Nd DAS ROCHAS DA BACIA DE CAMPO ALEGRE

Amostra	Litologia	Sm (ppm)	Nd (ppm)	Sm/Nd	Nd/Nd	TDM	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(570)$
SC-CA-55	Basalto	$7,652 \pm 0,003$	$44,502 \pm 0,018$	$0,1040 \pm 0,0001$	$0,511485 \pm 0,000037$	$2168,8 \pm 47,9$	-22,49	-15,79
SC-CA-18	Tufito	$10,203 \pm 0,027$	$39,815 \pm 0,084$	$0,1550 \pm 0,0005$	$0,512115 \pm 0,000042$	$2422,6 \pm 97,4$	-10,20	-7,20
SC-SB-155	Traquito	$16,085 \pm 0,042$	$100,092 \pm 0,210$	$0,0972 \pm 0,0003$	$0,511573 \pm 0,000038$	$1923,6 \pm 46,8$	-20,17	-13,57
SC-SB-156f	Granitóide	$30,458 \pm 0,081$	$157,058 \pm 0,331$	$0,1173 \pm 0,0004$	$0,511796 \pm 0,000042$	$1971,4 \pm 61,8$	-16,42	-10,68

DADOS ANALÍTICOS PARA ZIRCÕES DOS TRAQUITOS DA BACIA DE CAMPO ALEGRE – FM. RIO NEGRINHO - SC

FRAÇÃO (1)	PESO DA AMOSTRA	CONCENTRAÇÃO (2)		OBSERVADO (3)	RAZÕES ATÔMICAS (4)			IDADES (5)		
AA	(g)	U (ppm)	Pb (ppm)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
M (2)	0.00117	113.72	14.828	230.77	0.0904	0.7347	0.0591	558	560	572
M (1) R	0.00063	201.4	24.558	337.86	0.0885	0.7195	0.0590	546	550	566
M (4)	0.000815	95.315	10.386	716.38	0.0868	0.7058	0.0590	536	542	565
M (4) AAHP	0.000479	146.89	20.354	168.27	0.0880	0.7432	0.0612	544	564	647
M (3)	0.00025	1523.1	183.45	318.99	0.0857	0.7202	0.0609	530	550	636
M (4) AAHP	0.000479	211.13	43.509	63.39	0.0818	0.6778	0.0601	507	525	606

1: M – frações magnéticas, números entre parênteses indicam a inclinação usada no separador Frantz com uma corrente de 1,5 amp.; AA - abrasão pelo ar, HP- hand picked (selecionados individualmente), R - repetição;

2: Concentrações U e Pb totais corrigidas para o "branco" analítico;

3: Não corrigido para o "branco" ou Pb não radiogênico;

4: Pb radiogênico corrigido para "branco" e Pb inicial; U corrigido para "branco" ;

5: Idades em Ma segundo programa Isoplot de Ludwig (1993), constantes de decaimento recomendadas por Steiger and Jäger (1977).

ANEXO 1 - MAPA GEOLÓGICO DA BACIA DE CAMPO ALEGRE E ARREDORES

LEGENDA DO MAPA

HOLOCENO		Aluviões e coluviões
CRETÁCIO	GRUPO SÃO BENTO	FORMAÇÃO SERRA GERAL diques e sills de diabásio
CARBONÍFERO	GRUPO TUBARÃO	SUBGRUPO ITARARÉ arenitos e diamictitos
		FORMAÇÃO RIO DO TURVO tufitos, pelitos, turbiditos finos; lavas ácidas e ignimbritos subordinados
VENDIANO A CAMBRINO INFERIOR		FORMAÇÃO ARROIO ÁGUA FRIA ignimbritos, riolitos e tufos ácidos
	GRUPO CAMPO ALEGRE	FORMAÇÃO FAZENDA UIRAPURU brechas piroclásticas ácidas vítreas
		FORMAÇÃO SÃO MIGUEL traquitos e riolitos, ignimbritos subordinados
		FORMAÇÃO AVENCA GRANDE ignimbritos
		FORMAÇÃO RIO NEGRINHO s - Mb. sedimentar: pelitos laminados; b - Mb. básico: basaltos e andesitos; a - Mb. ácido: traquitos e quartzo-traquitos
	GRUPO BATEIAS	FORMAÇÕES RIO DO BUGRE/CORUPÁ arenitos, arenitos conglomeráticos e siltitos/ arenitos conglomeráticos e turbiditos
		FORMAÇÃO SÃO BENTO DO SUL conglomerados finos a médios, arenitos subordinados
		FORMAÇÃO PAPANDUVINHA brechas, conglomerados grossos a médios e diamictitos
PROTEROZOÍCO INFERIOR		COMPLEXO GRANULÍTICO DE SANTA CATARINA gnaisses granulíticos e lentes mafico-ultramáficas

GRANITÓIDES ANOROGENICOS
CO - Corupá
AS - Agudos do Sul
SA - Serra Alta
granitos, alcali-granitos e sienitos finos a grossos, localmente porfíroides

LEGENDA DOS PERFIS

	RIOLITOS E IGNIIBRITOS - FORM. ARROIO ÁGUA FRIA
	LAPILLITOS - FORM. RIO DO TURVO
	IGNIBRITOS - FORM. RIO DO TURVO
	PELITOS E ARENITOS FINOS - FORM. RIO DO TURVO
	BRECHA PIROCLÁSTICA - FORM. FAZENDA UIRAPURU
	TRAQUITOS E RIOLITOS - FORM. SÃO MIGUEL
	IGNIBRITOS - FORM. AVENCA GRANDE
	PELITOS - FORM. RIO NEGRINHO
	QUARTZO-TRAQUITOS - FORM. RIO NEGRINHO
	BASALTOS - FORM. RIO NEGRINHO
	ARENITOS E PELITOS - FORM. RIO DO BUGRE
	CONGLOMERADOS - S. BENTO DO SUL
	CONGLOMERADOS - FORM. PAPANDUVINHA
	EMBASAMENTO GRANULÍTICO-GNÁISSICO

CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS

	Estradas principais
	Rios principais
	Cidades
	Localidades (perfis)
	Furos de sondagem
	CONVENÇÕES GEOLÓGICAS
	Falha normal (perfis)
	Falha normal (mapa)
	Falha inversa (mapa)
	Falha transcorrente (mapa)
	Dique básico - mesozóico (mapa)
	Dique ácido (mapa)
	Acamamento sedimentar e vulcânico (mapa)

SÉRGIO BRANDOLISE CITRONI - 1998

Bacia de Campo Alegre - SC. Aspectos petrológicos, estratigráficos e caracterização geotectônica
Tese de Doutorado