O Grupo Serra Geral no Estado do Paraná

Mapeamento geológico das cartas 1:250.000 de Guaíra, Cascavel, Campo Mourão, Foz do Iguaçu, Guaraniaçu, Guarapuava, Pato Branco e Clevelândia

Volume 1 - Texto

Curitiba 2013

MINEROPAR
SERVIÇO GEOLÓGICO DO PARANÁ



MINEROPAR
SERVIÇO GEOLÓGICO DO PARANÁ

O Grupo Serra Geral no Estado do Paraná

Mapeamento geológico das cartas 1:250.000 de Guaíra, Cascavel, Campo Mourão, Foz do Iguaçu, Guaraniaçu, Guarapuava, Pato Branco e Clevelândia

Volume 1 - Texto

Curitiba
2013

Serviço Geológico do Paraná - MINEROPAR.
O Grupo Serra Geral no Estado do Paraná.
Curitiba : Mineropar, 2013.
2 v.

Conteúdo: v.1. Texto, v.2. Mapas.

1. Serra Geral - Paraná. 2. Basalto – Paraná. 3. Geologia regional - Paraná. 4. Recursos minerais – Paraná. 5. Mapeamento Geológico - Paraná. I. Arioli, E. E. II. Licht, O. A. B. III. Título.

CDU 55 (816.2)

Permitida a reprodução total ou parcial, desde que citada a fonte
MINEROPAR - Minerais do Paraná SA
Rua Máximo João Kopp, 274 - Bloco 3M
CEP 82.630-900 - Curitiba - Paraná - Brasil
Telefone 55 41 3351-6900 - Fax: 55 41 3351-6950
homepage: www.pr.gov.br/mineropar - email: minerais@pr.gov.br

MINEROPAR
SERVIÇO GEOLÓGICO DO PARANÁ

GOVERNO DO ESTADO DO PARANÁ

Carlos Alberto Richa
Governador

Secretaria de Estado da Indústria, do Comércio e Assuntos do Mercosul - SEIM

Ricardo Barros
Secretário

Serviço Geológico do Paraná – MINEROPAR

José Antonio Zem
Diretor Presidente

Marcos Vitor Fabro Dias
Diretor Técnico

Sérgio Roberto Pegoraro
Diretor Administrativo-Financeiro

MINEROPAR
SERVIÇO GEOLÓGICO DO PARANÁ

GERÊNCIA DE MAPEAMENTO BÁSICO E TEMÁTICO

O Grupo Serra Geral no Estado do Paraná

Mapeamento geológico das cartas 1:250.000 de Guaíra, Cascavel, Campo Mourão, Foz do Iguaçu, Guaraniaçu, Guarapuava, Pato Branco e Clevelândia

Equipe Executora

Edir Edemir Arioli
Otavio Augusto Boni Licht
Geólogos

Clóvis Roberto da Fonseca
Técnico em Mineração

Manoel de Cristo
Genésio Pinto Queiroz
Auxiliares de Campo

Daianne Francis S. Silveira
Fábio Luigi Crisigiovani
Fernanda Marques Ramos
Cristalina Alfiero Gonçalves
Eimmy Machado dos Santos
Paulo Gabriel Cordeiro
Kelita Lopes
Estagiários de Geologia

APRESENTAÇÃO

O presente relatório contém resultados do mapeamento geológico do Grupo Serra Geral no Estado do Paraná, executado pela MINEROPAR na escala de 1:250.000. Este projeto aplica de forma pioneira, no Brasil, a metodologia de análise de arquitetura faciológica a uma das maiores províncias de basaltos continentais do planeta, tendo em vista superar as limitações dos métodos tradicionais de mapeamento litológico e geoquímico. A arquitetura faciológica das províncias de basaltos continentais é fundamental para se entender os processos físicos do vulcanismo e as variações de propriedades das rochas através da seqüência de derrames. As seqüências de basaltos continentais têm sido subdivididas em pacotes estratigráficos com base nas variações laterais e verticais de assinatura geoquímica nos derrames e, menos comumente, com base nas unidades sedimentares e vulcanoclásticas existentes. Somente em anos mais recentes é que se passou a adotar a arquitetura faciológica para se obter um arcabouço geológico consistente para a estratigrafia geoquímica. Embora a definição da arquitetura faciológica propriamente dita seja feita em escalas de detalhe e em áreas com exposições tridimensionais adequadas, os seus conceitos fundamentais podem ser utilizados no mapeamento regional e em regiões com escassez de afloramentos. Na escala regional, mesmo que não seja possível ou necessário reconstituir o comportamento tridimensional das feições internas dos fluxos de lava, seqüências de derrames podem ser classificadas com base nos mesmos critérios da arquitetura faciológica. Desta forma, pode-se construir um quadro geológico consistente para situar os dados geoquímicos dentro da evolução física dos processos vulcânicos. Em consequência da aplicação desta metodologia, esta unidade da Bacia do Paraná é redefinida neste relatório como Grupo Serra Geral, com quatro formações e 13 membros, ficando a análise das implicações sobre a redefinição do Grupo São Bento a ser feita em outro documento. A MINEROPAR e a equipe do projeto esperam contribuir, desta forma, para o avanço no conhecimento da geologia brasileira e sul-americana, com reflexos sobre o melhor aproveitamento dos recursos naturais da Província de Basaltos Continentais Paraná-Etendeka.

AGRADECIMENTOS

Este projeto recebeu contribuições de um grande número de profissionais da geologia brasileira e internacional, que recebem aqui os devidos créditos e agradecimentos pela importância dos seus respectivos aportes de conhecimentos, informações e críticas.

Em novembro de 2003, apresentaram palestras no I Seminário de Atualização Conceitual e Metodológica, dedicado ao Sistema Magmático da Bacia do Paraná: Formação Serra Geral, os colegas Wilson Wildner (CPRM-POA), Sidnei Rostirolla (UFPR), Alfonso Schrank (Unicamp), Leila Soares Marques (IAG-USP), Antônio José Ranalli Nardy (UNESP- Rio Claro), Eleonora Maria Gouvea Vasconcellos (UFPR), José Paulo Pecinini Pinese (UEL), Ronaldo Mincato (PUC - Campinas), Carlos Roberto Souza Filho (Unicamp), Francisco José Ferreira (UFPR) e Márcia Ernesto (IAG-USP). O conjunto de suas idéias serviu aos autores deste relatório para priorizar questões a serem investigadas, métodos a serem aprendidos e respostas a serem buscadas em campo e laboratório. Todos estenderam suas contribuições ao longo do mapeamento e merecem nossos sinceros agradecimentos.

Outros especialistas colaboraram, em discussões de campo e sala de aula, com profundo conhecimento das feições de afloramento e dos processos vulcânicos, ampliando a visão dos autores sobre o vulcanismo e seus produtos, particularmente nas províncias de basaltos continentais: de outros países Dougal Jerram, Gianlucca Norini, Jens C. Andersen, José C. Viramonte, Kaigala V. Subbarao, Marcelo Arnosio, Raúl Becchio e Stephen Self; colegas brasileiros Breno Leitão Waichel, Carlos Sommer, Evandro Fernandes de Lima, Márcia Elisa Boscatto Gomes, Eleonora M. G. Vasconcellos. Outros colaboraram à distância, através de produtivas trocas de correspondências: Anthony J. Naldrett, Anthony R. Philpotts, Daniel Kontak, David W. Peate, Edison José Milani, Gilson Búrigo Guimarães, Hans-Ulrich Schmincke, Henry Emeleus, Hetu Sheth, Ingrid Ukstins-Peate, John W. Delano, Martin A. Menzies, Mike Widdowson, Ninad Bondre, Pedro Pretz Sartori, Pedro Victor Zalán, Peter C. Lightfoot, Steven Anderson, William Melson.

Claudinei Taborda da Silveira (UFPR) participou da definição do processo de geração dos mapas geológicos digitais.

O Assessor Técnico da MINEROPAR, geólogo Oscar Salazar Jr., fez minuciosa revisão do texto deste relatório, evitando que nossos erros de digitação e inconsistências de redação chegassem aos leitores. Da mesma forma, a bibliotecária Marlene M. Mengarda assegurou com sua revisão que as referências bibliográficas atendessem aos requisitos das normas brasileiras. O colega Dalton Mesquita colaborou na geração das imagens de petroscopia de lâminas delgadas, assegurando a qualidade da documentação fotográfica deste relatório.

A todos, muito obrigado.

SUMÁRIO

APRESENTAÇÃO
AGRADECIMENTOS
CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO 17
1.1 Objetivo 17
1.2 Metodologia de trabalho 18
1.2.1 Desenvolvimento do projeto 18
1.2.2 Compilação bibliográfica 19
1.2.3 Fotointerpretação 19
1.2.4 Processamento de imagens de satélite 20
1.2.5 Perfilagem geológica 21
1.2.6 Ensaios e análises de laboratório 23
1.2.6.1 Petrografia 23
1.2.6.2 Litogeoquímica 24
1.2.6.3 Microscopia eletrônica de varredura 25
1.2.7 Determinação de suscetibilidade magnética 27
1.2.8 Organização e tratamento de dados 27
1.2.9 Elaboração do mapa geológico digital 28
CAPÍTULO 2 - A BACIA DO PARANÁ E O MAGMATISMO MESOZÓICO 33
2.1 A Bacia do Paraná 33
2.1.1 Distribuição geográfica 33
2.1.2 Evolução geológica 33
2.1.3 Arcabouço tectono-estrutural 38
2.2 O Sistema Magmático Serra Geral 40
2.2.1 Compartimentação regional 40
2.2.2 Faciologia litogeoquímica 42
2.2.3 Idades 44
2.2.4 Evolução petrogenética 45
2.2.5 Estratigrafia 46
CAPÍTULO 3 - ARQUITETURA FACIOLÓGICA 49
3.1 Introdução 49
3.2 Conceitos fundamentais 49
3.3 Classificação morfológica de derrames 52
3.4 Estrutura interna dos derrames de basalto 61
3.4.1 Feições de resfriamento 63
3.4.1.1 Zonalidade interna 63
3.4.1.2 Disjunção colunar 66
3.4.1.3 Entablamento 66
3.4.2 Feições de fluxo 74
3.4.3 Feições de inflação 76
3.4.4 Feições de cristalização 77
3.4.5 Feições de segregação e diferenciação magmática 78
3.5 Arquitetura faciológica de algumas províncias de basaltos continentais 83
3.5.1 Propriedades reológicas do magma e estruturas vulcânicas 83
3.5.2 Província do Deccan 86
3.5.3 Província de Columbia River 88
3.5.4 Província de Snake River 90

3.5.5 Província do Grande Rifte da África Oriental 91
CAPÍTULO 4 - GEOLOGIA REGIONAL 93
4.1 O mapeamento geológico do Grupo Serra Geral 93
4.2 Estratigrafia do Grupo Serra Geral 98
CAPÍTULO 5 - FORMAÇÃO CASCAVEL 105
5.1 Introdução 105
5.2 Membro Foz do Iguaçu 106
5.2.1 Área de distribuição e espessura aflorante 106
5.2.2 Geomorfologia 106
5.2.3 Relações de contato 107
5.2.4 Associação faciológica 107
5.2.5 Seção-tipo 107
5.2.6 Petrografia 112
5.3 Membro Santa Quitéria 115
5.3.1 Área de distribuição e espessura aflorante 115
5.3.2 Geomorfologia 116
5.3.3 Relações de contato 116
5.3.4 Associação faciológica 117
5.3.5 Seção-tipo 117
5.3.6 Petrografia 121
5.4 Membro Toledo 126
5.4.1 Área de distribuição e espessura aflorante 126
5.4.2 Geomorfologia 126
5.4.3 Relações de contato 127
5.4.4 Associação faciológica 127
5.4.5 Seção-tipo 128
5.4.6 Petrografia 132
CAPÍTULO 6 - FORMAÇÃO BARRACÃO 137
6.1 Introdução 137
6.2 Membro Salgado Filho 138
6.2.1 Área de distribuição e espessura aflorante 138
6.2.2 Geomorfologia 138
6.2.3 Relações de contato 140
6.2.4 Associação faciológica 140
6.2.5 Seção-tipo 144
6.2.6 Petrografia 146
6.3 Membro Cantagalo 154
6.3.1 Área de distribuição e espessura aflorante 154
6.3.2 Geomorfologia 155
6.3.3 Relações de contato 155
6.3.4 Associação faciológica 156
6.3.5 Seção-tipo 156
6.3.6 Petrografia 162
6.4 Membro Flor da Serra do Sul 167
6.4.1 Área de distribuição e espessura aflorante 167
6.4.2 Geomorfologia 168
6.4.3 Relações de contato 169
6.4.4 Associação faciológica 169

6.4.5 Seção-tipo 170
6.4.6 Petrografia 174
CAPÍTULO 7 - FORMAÇÃO CANDÓI 185
7.1 Introdução 185
7.2 Membro Ivaiporã 185
7.2.1 Área de distribuição e espessura aflorante 185
7.2.2 Geomorfologia 186
7.2.3 Relações de contato 186
7.2.4 Associação faciológica 187
7.2.5 Seção-tipo 188
7.2.6 Petrografia 192
7.3 Membro General Carneiro 196
7.3.1 Área de distribuição e espessura aflorante 196
7.3.2 Geomorfologia 197
7.3.3 Relações de contato 197
7.3.4 Associação faciológica 197
7.3.5 Seção-tipo 197
7.3.6 Petrografia 201
7.4 Membro Chopinzinho 203
7.4.1 Área de distribuição e espessura aflorante 203
7.4.2 Geomorfologia 203
7.4.3 Relações de contato 204
7.4.4 Associação faciológica 204
7.4.5 Seção-tipo 205
7.4.6 Petrografia 208
7.5 Membro Foz do Areia 213
7.5.1 Área de distribuição e espessura aflorante 213
7.5.2 Geomorfologia 213
7.5.3 Relações de contato 214
7.5.4 Associação faciológica 214
7.5.5 Seção-tipo 216
7.5.6 Petrografia 219
7.6 Membro Três Pinheiros 227
7.6.1 Área de distribuição e espessura aflorante 227
7.6.2 Geomorfologia 227
7.6.3 Relações de contato 228
7.6.4 Associação faciológica 228
7.6.5 Seção-tipo 231
7.6.6 Petrografia 234
CAPÍTULO 8 - FORMAÇÃO COVÓ 243
8.1 Introdução 243
8.2 Membro Guarapuava 244
8.2.1 Área de distribuição e espessura aflorante 244
8.2.2 Geomorfologia 244
8.2.3 Relações de contato 245
8.2.4 Associação faciológica 245
8.2.4.1 Riodacito 245
8.2.4.2 Vitrófiro 246

8.2.4.3 Brecha de fluxo 248
8.2.5 Seção-tipo 252
8.2.6 Petrografia 256
8.3 Membro Palmas 267
8.3.1 Área de distribuição e espessura aflorante 267
8.3.2 Geomorfologia 268
8.3.3 Relações de contato 268
8.3.4 Associação faciológica 269
8.3.5 Seção-tipo 270
8.3.6 Petrografia 278
CAPÍTULO 9 - LITOGEOQUÍMICA DE SUPERFÍCIE 285
9.1 Introdução 285
9.2 Hipóteses de trabalho 288
9.3 Descrição da base de dados 288
9.4 Estratificação da base de dados 289
9.5 Metodologia de tratamento dos dados 290
9.6 Indicações quanto aos processos - fonte do magma e contaminação crustal 292
9.7 Resultados obtidos 295
9.7.1 Estimadores estatísticos de referência para as rochas extrusivas do Grupo Serra Geral 296
9.7.2 Assinaturas geoquímicas características das rochas extrusivas e intrusivas 297
9.7.3 Assinaturas geoquímicas características de diques e *sills* 303
9.7.4 Estimadores estatísticos de referência de diques e *sills* em relação ao *gap* da sílica 303
9.7.5 Associações geoquímicas características das extrusivas em relação ao *gap* da sílica 304
9.7.6 Associações geoquímicas características - formações Covó, Barracão, Candói e Cascavel ... 308
9.7.7 Associações geoquímicas características dos treze membros das formações descritas 310
9.8 Conclusões 330
CAPÍTULO 10 - GEOLOGIA ESTRUTURAL 333
10.1 Introdução 333
10.2 Quadro estrutural e tectônico regional 334
10.3 Feições estruturais na escala de afloramento 346
10.4 Estruturas vulcânicas 349
10.4.1 Estruturas circulares fotointerpretadas 349
10.4.2 Feições de afloramento 356
10.4.2.1 Conduto vulcânico da Serra do Paredão 357
10.4.2.2 Condutos vulcânicos de General Carneiro 361
10.4.2.3 Condutos vulcânicos de Palmas 362
10.4.2.4 Feições de deformação dúctil em riolito 367
CAPÍTULO 11 - RECURSOS MINERAIS 375
11.1 Ametista, quartzo, ágata e calcedônia 375
11.2 Cobre 379
11.3 Metais preciosos 384
11.4 Zeólitas e carbonatos 385
11.5 Materiais para construção civil 388
11.6 Materiais para indústria cerâmica 390
11.7 Água subterrânea 391
11.7.1 Introdução 391
11.7.2 Dados hidrogeológicos regionais 393
11.8 Água mineral 398

11.8.1 Caracterização físico-química das águas minerais 398
11.8.2 Fontes de águas minerais do Terceiro Planalto do Paraná 400
11.9 Pó de basalto para rochagem 401
11.10 Solo agrícola 409
REFERÊNCIAS 413

VOLUME 2 - ANEXOS

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO

1.1 Objetivo

O mapeamento geológico do Grupo Serra Geral está sendo executado pela MINEROPAR, tendo em vista a atualização do conhecimento desta unidade litoestratigráfica, por meio de levantamento regional sistemático, de modo a contribuir para o aproveitamento econômico dos recursos naturais, a gestão ambiental, o planejamento de obras de engenharia e o ordenamento territorial do Estado do Paraná. O presente relatório contém os resultados do mapeamento executado, na escala de 1:250.000, nas cartas de Guaíra, Cascavel, Campo Mourão, Foz do Iguaçu, Guaraniaçu, Guarapuava, Pato Branco e Clevelândia. Devido ao caráter parcial deste relatório, permanecem em aberto algumas questões relacionadas com a estratigrafia e a tectônica do Grupo Serra Geral, que deverão ser objeto de análise antes da edição do relatório final.

Dentre os recursos minerais enfocados pelo mapeamento geológico, sobressaem pela importância a água subterrânea, as gemas (ametista, ágata, calcedônia, quartzo), os minerais industriais (principalmente zeólitas e argilas), os diversos tipos de basaltos e rochas associadas de uso na construção civil e metais especiais (Ni, Cr, Au, EGP - elementos do grupo da platina).

A gestão ambiental pode valer-se, entre outros usos, da informação geológica para a definição de áreas suscetíveis à erosão e a diferentes riscos geotécnicos. Esta informação pode subsidiar o planejamento de obras de engenharia, tais como rodovias, ferrovias e barragens hidroelétricas, indicando variações de composição litológica críticas para a previsão de investimentos em desmonte de rocha, aporte de materiais de empréstimos, custos operacionais, entre outros.

O ordenamento territorial, por sua vez, usa a informação geológica regional no desenvolvimento de planos diretores municipais e urbanos, levando em conta as variáveis do meio físico. No Terceiro Planalto, as características do relevo nas regiões de Iretama, Cascavel e Guarapuava, por exemplo, ilustram a

necessidade de se considerar o substrato litológico como base para avaliações de adequabilidade do terreno para os diversos usos e ocupação do solo.

1.2 Metodologia de trabalho

1.2.1 Desenvolvimento do projeto

Embora executado sobre folhas cartográficas na escala de 1:250.000, os resultados do mapeamento geológico do Grupo Serra Geral são apresentados de forma integrada neste relatório, para transmitir informação abrangente sobre este compartimento da geologia paranaense. Referências às folhas individualizadas são feitas sempre que se fizer necessário ou conveniente para localização mais precisa da informação apresentada.

O mapeamento do Grupo Serra Geral foi executado em duas escalas regionais. Seis cartas da região Sudoeste foram mapeadas na escala de 1:100.000, em cooperação com a CPRM – Serviço Geológico do Brasil: Dionísio Cerqueira, Francisco Beltrão, Catanduvas, Guaraniaçu, Capanema e Rio Cotegipe. As cartas restantes foram mapeadas na escala de 1:250.000, tendo em vista completar a cartografia geológica e compatibilizá-la com os critérios adotados pela equipe técnica da MINEROPAR: Guaíra (SG-21-X-B), Cascavel (SG-22-V-A), Campo Mourão (SG-22-V-B), Foz do Iguaçu (SG-21-X-D), Guaraniaçu (SG-22-V-C), Guarapuava (SG-22-V-D), Pato Branco (SG-22-Y-A) e Clevelândia (SG-22-Y-B). A articulação das cartas mapeadas é apresentada na Figura 1.

O mapeamento executado pela MINEROPAR, nas escalas de 1:100.000 e 1:250.000, enfatizou a associação da arquitetura faciológica com a litogeoquímica, tendo em vista a constituição de um arcabouço litoestrutural que permita atingir aos objetivos descritos acima, contribuindo mais efetivamente para a avaliação metalogenética. O mapeamento geológico executado por FREITAS *et al*. (2002), para o Projeto Oeste de Santa Catarina – PROESC, adotou metodologia semelhante à utilizada pela equipe da MINEROPAR, com ênfase na faciologia vulcânica, o que permitiu aplicar parcialmente a subdivisão proposta por aqueles autores ao Grupo Serra Geral, com adaptações aos dados coletados no território paranaense.

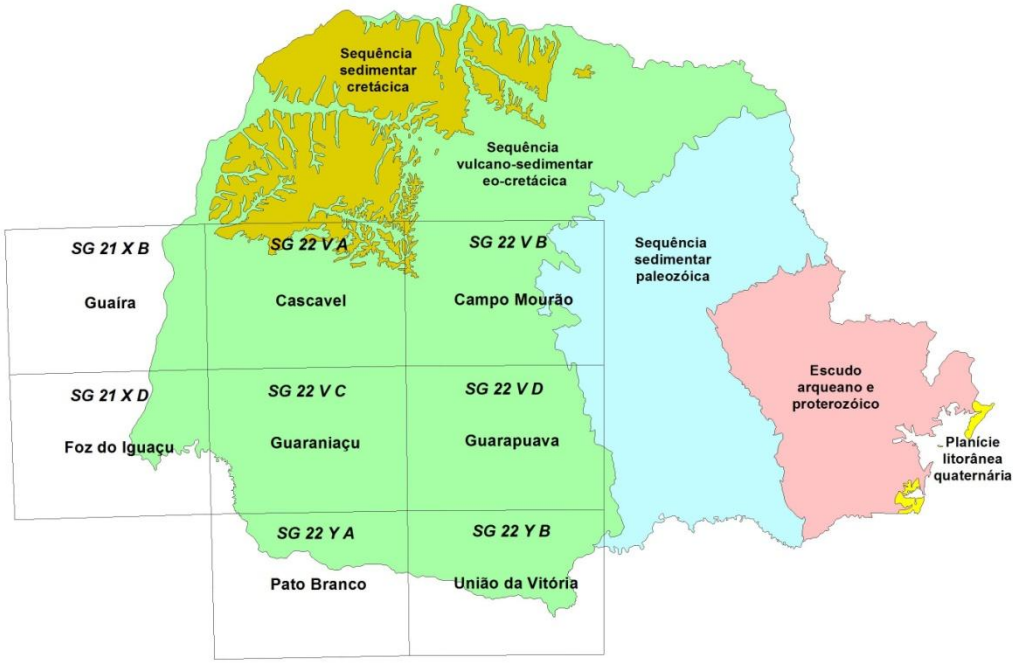


Figura 1. Articulação das folhas mapeadas. Fonte: MINEROPAR (2009).

1.2.2 Compilação bibliográfica

A literatura existente sobre o Grupo Serra Geral foi compilada a partir do acervo do Centro de Informações Minerais - CIM da MINEROPAR e complementada por títulos localizados em outras bibliotecas, principalmente na Universidade Federal do Paraná. Relatórios e publicações fundamentais para o desenvolvimento do projeto foram obtidos com os respectivos autores, mediante contato pessoal ou troca de correspondência.

1.2.3 Fotointerpretação

A fotogeologia foi executada somente na região Sudoeste, após as campanhas de mapeamento, para integração dos dados coletados em afloramentos e confecção do mapa geológico final. Esta técnica foi utilizada em áreas de estruturação faciológica mais complexa, como as seções dominadas por derrames lobados, onde a interpolação dos dados de afloramentos é mais difícil. Nas demais áreas de afloramento do Grupo Serra Geral, a fotogeologia foi

substituída pelo traçado de estruturas sobre imagens de radar e de contatos sobre imagens *Landsat TM* e *Aster*.

A interpretação geológica convencional foi executada sobre aerofotografias monocromáticas produzidas pela empresa Esteio, em 1980, na escala de 1:25.000, sobre cujos *overlays* foram demarcadas as seguintes feições geológicas: contatos litológicos entre sequências de derrames tabulares e lobados, níveis de rochas vulcanoclásticas, segmentos locais dos lineamentos estruturais, diques e soleiras de diabásio e depósitos de aluvião.

Os lineamentos estruturais de expressão regional não foram objeto de fotointerpretação, tendo sido utilizados os *overlays* traçados sobre imagens do RADAMBrasil, descritas na seção correspondente. Foram utilizados como referência para este estudo os trabalhos publicados de MILANI (1997) e AMARAL e CRÓSTA (1983).

1.2.4 Processamento de imagens de satélite

Os arquivos digitais de imagens de radar, satélites multiespectrais e modelo digital do terreno foram produzidos pelo Laboratório de Processamento de Imagens do Instituto de Geociências da UNICAMP, sob responsabilidade do Dr. Carlos Roberto de Souza Filho. A partir de dados do sensor *Aster* e *Landsat TM*, foram gerados os seguintes mosaicos: (i) um mosaico com resolução espacial de 15 metros, contendo as bandas 3, 2 e 1 (VIS-NIR); um mosaico com resolução de 30 metros, contendo as bandas 9, 7 e 4 (SWIR); (iii) um mosaico com resolução de 90 metros, contendo as bandas 14, 12 e 10 (TIR); uma composição colorida a partir dos dados ETM+/*Landsat* que realçou as variações litológicas do Grupo Serra Geral e as estruturas geológicas; uma composição colorida a partir dos dados ETM+/*Landsat,* realçando as tendências gerais da mineralogia superficial, com ênfase nas superfícies ricas em óxidos-hidróxidos de ferro e argilominerais.

As imagens tratadas digitalmente foram utilizadas como apoio à interpretação geológica, substituindo satisfatoriamente a cobertura aerofotográfica para esta finalidade. Os limites entre zonas de texturas homólogas foram traçados em cópias reduzidas à escala aproximada de

1:650.000, com apoio da análise de imagens no monitor do computador, cuja resolução permite ampliá-las sem perda de qualidade e corrigir os limites em locais com menor definição de contrastes. Estes limites foram transferidos visualmente para versões na escala de 1:250.000, cujos produtos foram utilizados como mapas fotogeológicos convencionais, durante a perfilagem geológica, com notável resolução e confiabilidade de resultados.

Mosaicos fotográficos do Projeto RADAMBrasil, digitalizados pela PETROBRAS e pela ADIMB, foram corrigidos e utilizados pela equipe do projeto para o traçado de estruturas lineares. Para a agregação de informações de rumo, quadrante e azimute a cada estrutura linear, foi utilizado um *script* desenvolvido em linguagem *Avenue*, pelo arquiteto urbanista M.Sc. Milton B. de Campos. Os produtos gerados foram aproveitados como base para a seleção das feições lineares tectonicamente significativas, durante o mapeamento geológico.

Modelos digitais do terreno foram elaborados a partir de curvas de nível, geradas pelo processamento das imagens do *Radarsat*, com equidistância de 20 metros, em formato *dxf* e ambiente *Surfer*. As curvas de nível foram também utilizadas como apoio para o traçado dos contatos entre as unidades vulcânicas e sedimentares, por trechos de curta extensão, uma vez que o mergulho regional de aproximadamente 2-5^{o}SW impede extrapolação além de poucos quilômetros, nas escalas do mapeamento.

A modelagem digital do terreno foi fundamental, no desenvolvimento do projeto, para a confecção de seções topográficas precisas e para a plotagem dos dados geológicos. Entretanto, para fins de ilustração dos resultados obtidos, algumas seções foram construídas a partir da base planialtimétrica, em escala de 1:250.000, e integradas em escala menor.

1.2.5 Perfilagem geológica

A execução dos trabalhos de mapeamento baseou-se no critério de cobertura do terreno por meio de malhas de perfis geológicos, ao invés de estações isoladas de controle. Por isto, os pontos que compõem os mapas de perfilagem geológica representam, com raras exceções, os marcos iniciais de

perfis de mapeamento, com uma média de 3 a 4 pontos auxiliares, ou de apoio. Estes pontos diferem dos pontos principais por conterem registros mais sucintos e de confirmação ou complementação aos registros iniciais de cada perfil. Com um total de 2.931 pontos principais e de apoio registrados em 66.000 km^2, foi atingida uma densidade de controle equivalente a 1 ponto por 22,5 km^2.

Esta metodologia mostrou-se adequada ao mapeamento do Grupo Serra Geral, cujas sequências de lavas e depósitos vulcanoclásticos são sub-horizontais e atingem extensões de até centenas de quilômetros quadrados. A densidade de controle permitiu, por sua vez, segurança sobre a correlação lateral dos derrames de lava e dos níveis de rochas vulcanoclásticas e sedimentares, atendendo aos objetivos do projeto. A descrição de afloramentos foi executada tendo em vista o registro das seguintes feições dos derrames de basaltos, essenciais à interpretação dos processos e ambientes de formação:

a) **derrame**: zonalidade, geometria, espessura, composição litológica, formas de relevo associadas, relações com outras unidades litológicas e estruturais, atitudes de contatos e estruturas tectônicas;

b) **zona de derrame**: geometria, espessura, continuidade lateral, composição mineralógica, vesículas e amígdalas com respectivos preenchimentos, minerais de alteração e estruturas associadas nas três zonas essenciais dos derrames de lava - base, núcleo e topo;

c) **rocha vulcanoclástica e camada sedimentar**: geometria, espessura, continuidade lateral, composição litológica e mineralógica, relações entre clastos e matriz, estatísticas de clastos, relações estratigráficas e estruturais com derrames e zonas de derrames.

As amostras de rochas e minerais foram coletadas com controle sobre a posição dentro de cada zona de derrame ou unidade sedimentar, de rocha vulcanoclástica ou estrutural (zona de falha, dobra) e o grau de alteração observado. De modo geral, foi dada preferência à amostragem dos núcleos maciços de derrames, para execução de análises geoquímicas, embora as zonas de topo e base e depósitos vulcanoclásticos também tenham sido amostradas para estudos petrográficos. Foi observado o volume mínimo aproximado de 300 cm^3 para as amostras de basalto e de 500 cm^3 para as

amostras de rochas ácidas, gabro pegmatóide e outras rochas de grão grosso ou textura porfirítica.

Foram coletadas 1.052 amostras de rochas e minerais, das quais 192 foram submetidas à análise de microscopia ótica, 322 a análises geoquímicas (óxidos totais, elementos maiores, menores e traços) e 12 foram selecionadas para execução de análises por microscopia eletrônica de varredura (MEV-EDS).

Amostras de calha coletadas em 53 poços profundos, executados para abastecimento público pela SANEPAR e Instituto das Águas do Paraná, foram descritas com auxílio de lupa de mão. Deste acervo, 24 seções excedem a profundidade de 200 m, totalizando 12.865 m, e mereceram prioridade de estudo. Foram submetidas à análise química as amostras do poço tubular profundo de Lagoa Azul, no município de Cascavel, compostas a intervalos de até 20 m.

Além destas, 907 amostras de calha foram analisadas quimicamente para compor a estratigrafia geoquímica do Grupo Serra Geral, em pesquisa que está sendo desenvolvida com patrocínio do Conselho Nacional de Pesquisas - CNPq (Processo 163649-2012-0), em cooperação com a Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS. Os resultados deverão ser publicados oportunamente, abrangendo toda extensão do Grupo Serra Geral na Província Ígnea do Paraná.

1.2.6 Ensaios e análises de laboratório

1.2.6.1 Petrografia

A análise petrográfica foi utilizada com o objetivo de classificar as variedades litológicas aflorantes na área mapeada. As lâminas petrográficas foram confeccionadas no Laboratório de Laminação do Departamento de Geologia da UFPR e descritas em microscópio ótico *Leitz*, modelo SM-LUX-POL, totalizando 192 amostras. Fotomicrografias foram captadas com uso de câmera digital *DinoEye Eyepiece Camera*.

Na descrição de lâminas, foi dada atenção especial à estimativa de conteúdos dos constituintes essenciais das rochas, fundamentais para a interpretação dos dados litogeoquímicos e da evolução petrogenética.

A determinação das espécies minerais foi feita com base em critérios óticos, na falta de acesso a recursos de microssonda e outras técnicas de análise mais precisas. O plagioclásio foi determinado com base no ângulo de extinção, escolhido como válido o maior valor de 6 medidas. O piroxênio foi identificado com base no pleocroísmo e no ângulo 2V entre os planos de clivagem, em seções basais selecionadas. Dados de MEV-EDS serviram à detecção dos elementos de interesse para a avaliação metalogenética regional, sem o uso de cálculos estequiométricos para determinação das espécies minerais envolvidas. Minerais acessórios, tais como olivina, magnetita, ilmenita e vidro, foram identificados com base no hábito cristalino, produtos de alteração e pseudomorfismo.

1.2.6.2 Litogeoquímica

Das amostras de rocha coletadas em afloramentos da área mapeada, 322 foram analisadas no laboratório *ACME Analytical Laboratories*, em Vancouver (Canadá). Foram determinados os teores percentuais dos óxidos de elementos maiores (SiO_2, Al_2O_3, FeO_{total}, MgO, CaO, Na_2O, K_2O, TiO_2, MnO, P_2O_5, perda ao fogo e soma de óxidos) e dos seguintes elementos maiores, menores e traços: Ag (ppb), Al (%), As (ppm), Au (ppb), B (ppm), Ba (ppm), Be (ppm), Bi (ppm), Ca (%), Cd (ppm), Ce (ppm), Co (ppm), Cr_2O_3 (%), Cr (ppm), Cs (ppm), Cu (ppm), Fe (%), Ga (ppm), Ge (ppm), Hf (ppm), Hg (ppb), In (ppm), K (%), La (ppm), Li (ppm), Mg (%), Mn (ppm), Mo (ppm), Na (%), Nb (ppm), Ni (ppm), P (%), Pb (ppm), Pd (ppb), Pt (ppb), Rb (ppm), Re (ppb), S (%), Sb (ppm), Sc (ppm), Se (ppm), Sn (ppm), Sr (ppm), Ta (ppm), Te (ppm), Th (ppm), Ti (%), Tl (ppm), U (ppm), V (ppm), W (ppm), Y (ppm), Zn (ppm) e Zr (ppm).

Os óxidos de elementos maiores foram determinados mediante abertura das amostras por fusão com borato de Li e análise por fluorescência de raios X, enquanto os elementos menores e traços foram extraídos por meio de ataque com água régia a 95^{o}C e análise por ICP-MS. A perda ao fogo foi determinada por gravimetria após aquecimento a 1.000^{o}C.

Dados gerados por 47 amostras provenientes do Projeto Prospecção Mineral no Terceiro Planalto foram utilizados como suporte à avaliação das

anomalias geoquímicas regionais detectadas pelo Levantamento Geoquímico Multielementar de Baixa Densidade do Estado do Paraná (LICHT, 2000). Essas amostras foram submetidas à mesma bateria de análises no laboratório *Bondar-Clegg*, em Vancouver, utilizando a seguinte combinação de rotinas: fluorescência de raios X para determinação dos teores percentuais dos óxidos de elementos maiores; gravimetria para determinação da perda ao fogo; abertura por *fire assay* e determinação por ICP-MS dos teores em ppb de Au, Pt e Pd; ataque com água régia e determinação por ICP-MS para teores percentuais de Fe, Al, Mg, Ca, Na, K, S e Ti. Ag, As, Ba, Be, Bi, Cd, Co, Cr, Cs, Cu, Ga, Ge, Hf, In, Li, Mo, Nb, Ni, Pb, Rb, Re, S, Sb, Sc, Se, Sn, Sr, Ta, Te, Th, Ti, Tl, U, V, W, Zn e Zr foram dosados com ataque por tetra-ácido ($HF + HNO_3 + HClO_4 + HCl$) e dosagem de teores por ICP-MS.

Os Elementos Terras Raras (Ce, Dy, Er, Eu, Gd, Ho, La, Lu, Nd, Pr, Sm, Tb, Tm, Y e Yb) foram dosados por fusão com borato de Li, seguida de ataque ácido e determinação por ICP-MS.

Au, Pt e Pd tiveram seus teores dosados por meio de *fire assay* e determinação por ICP-MS. Os teores de F foram determinados por fusão alcalina e eletrodo de íon específico. B foi dosado por fusão com Na_2O_2 e determinação por ICP-MS. Hg teve seus teores dosados por meio de geração de vapor a frio e determinação por ICP-MS.

1.2.6.3 Microscopia eletrônica de varredura

Microscopia eletrônica de varredura (MEV) com espectrometria de dispersão de energia (EDS) foi utilizada para aplicação ao desenvolvimento de projeto de pesquisa, em nível de doutorado, conduzido em paralelo ao projeto de mapeamento (ARIOLI, 2009), para investigação da possível ocorrência de inclusões de EGP em magnetita e titano-magnetita.

O estudo foi realizado no Centro de Microscopia Eletrônica da UFPR, com equipamento Jeol JSM-6360LV, em pastilhas polidas de rocha com diâmetro de 3 cm e espessura de 8 mm. As imagens e medidas foram feitas com EDS (*Energy Dispersion Spectrometry*), em grãos de magnetita e piroxênio, usando sinal BES, 15 kV de energia e 35 Pa para análise química semi-quantitativa. Um

total de 113 medidas foi obtido em cristais de magnetita selecionados em 12 amostras de basalto e pegmatito básico.

Segundo BARKER e FOURNELLE (1996), o EDS contém limitações que precisam ser consideradas, na interpretação dos seus resultados, além do elevado limite de detecção, mencionado acima: picos de escape, picos somados, picos superpostos e excessivo tempo de espera entre medidas. Picos de escape resultam da absorção de energia emitida por um elemento por átomos do mesmo elemento, contido em alguma parte do equipamento, como o detector de Si e Li. Outros picos podem ser somados, gerando picos espúrios de um terceiro elemento, como na soma dos picos de Si (1,74 KeV) e Al (1,487 KeV), cujo resultado pode aparecer no espectro de energia como um pico de K (3,31 KeV). Além disto, picos correspondentes ao Mn podem se superpor a picos gerados pelo Fe, e picos de Cu, Zn e Na podem se superpor mutuamente, levando a falsas interpretações de resultados.

Entretanto, segundo os mesmos autores, estas possíveis fontes de erro afetam apenas os elementos maiores e de número atômico menor do que 72, não afetando a espectrometria dos elementos de interesse principal do presente estudo, em especial os EGP. Quanto ao tempo de espera entre medidas, trata-se de um problema de ajuste do equipamento, quando o operador permite que exceda o limite de 30%, o que provoca o acúmulo de pulsos emitidos pela amostra e, consequentemente, a margem de erro das medidas. Por outro lado, como os raios X são emitidos pelo volume da amostra contido imediatamente abaixo do impacto com o feixe de energia, apenas uma pequena fração da energia difratada incide sobre o detector em ângulo favorável à medição.

O limite de detecção nominal do equipamento, de 200 ppm, não permite o seu uso para medidas quantitativas dos elementos químicos com número atômico abaixo de 72, cujo orbital preferencial de emissão de energia é K. Entretanto, os elementos de número atômico 72 e acima, cujo orbital preferencial de emissão é L, podem ser detectados pelo EDS. Deve ser considerado, ainda, que os elementos-alvo da pesquisa localizam-se em inclusões de sulfetos e ligas metálicas, dentro dos minerais do basalto, principalmente olivina e óxidos, e dentro das inclusões os seus teores podem atingir grandezas da ordem de 1-2%, muito acima do limite de detecção do equipamento.

Por estes motivos, o MEV-EDS é considerado um recurso tecnológico adequado para o estudo da distribuição de EGP em minerais e mesmo na avaliação dos seus depósitos minerais (BARKER e FOURNELLE, 1996; MACKENZIE, 2006). Não obstante, consideradas as limitações do método e a falta de padrões adequados para o controle de qualidade dos dados, os resultados apresentados neste relatório são considerados indicativos da presença de EGP nas amostras estudadas, sem extrapolações quantitativas.

1.2.7 Determinação de suscetibilidade magnética

Medidas de suscetibilidade magnética em amostras de mão, representativas dos 13 membros das formações propostas para o Grupo Serra Geral, no território do Paraná, foram feitas para complementar os dados petrográficos e geoquímicos. As medidas foram feitas com suscetibilímetro *Multi-parameter Probe*, modelo MPP-EM2S+, da marca *Instrumentation GDD Inc*., Canadá. Em cada uma das 1.553 amostras previamente classificadas, foram feitas pelo menos 30 medidas, perfazendo um total de 46.590 registros.

O tratamento dos dados foi baseado em estimadores estatísticos robustos, tais como mediana, quartis e percentis, e a representação gráfica foi feita por meio de histogramas, diagramas do tipo *box-and-whisker* e gráficos de probabilidade. Os resultados foram publicados por CRISIGIOVANNI *et al.* (2012).

1.2.8 Organização e tratamento de dados

Os dados coletados no campo e produzidos em laboratório foram arquivados na forma de planilhas *Excel*, *shapefiles* da plataforma *ArcView* e arquivos do *Surfer*. Foram também utilizadas imagens de satélite (*Landsat TM, Aster* e radar *SRTM*) e de radar *SLAR* aeroportado (RADAMBrasil). O tratamento dos dados foi realizado em ambiente *ArcView* e *Surfer* com uso de funções nativas de ambos os sistemas ou com *scripts* desenvolvidos para solução de problemas específicos. Os dados litogeoquímicos foram tratados no programa IGPET para classificação de rochas nos diagramas R1xR2 (DE LA ROCHE *et al*., 1980) e TAS (LE BAS *et al*., 1986) e correlação de óxidos, elementos e indicadores de diferenciação magmática em diagramas binários.

1.2.9 Elaboração do mapa geológico digital

Para a constituição dos arquivos digitais para o mapa geológico do Grupo Serra Geral foi desenvolvida uma tecnologia que mantém as informações na escala em que foram produzidas e permite acrescer informações de maior detalhe à medida em que forem sendo geradas com novos trabalhos de campo. A escala de trabalho 1:50.000 foi a escolhida para o trabalho pois o território do Paraná está totalmente coberto por cartas digitais nesse detalhe de representação.

O termo *cota*, que significa a distância vertical medida a partir de um nível de referência arbitrário, é utilizado neste relatório como sinônimo de *cota altimétrica* ou *altitude*, que é medida sempre em relação ao nível do mar.

As unidades que compõem o Grupo Serra Geral são, na maior parte das vezes, levemente mergulhantes para oeste. Esse mergulho geral que varia entre 2° e 5° pode sofrer interrupções por falhamentos, por leves basculamentos de blocos ou por pequenos movimentos de transcorrência. Dessa forma, as curvas de nível não podem ser usadas regionalmente para o traçado dos contatos entre as unidades geológicas.

Em algumas situações, os pontos de controle de geologia de campo caracterizam unidades que estão expostas continuamente por grandes superfícies. Em outras situações, representam unidades muito delgadas como lentes de peperitos e brechas vulcanoclásticas, com espessuras de poucos metros menores que a equidistância das curvas de nível.

Levando em consideração todas essas limitações e restrições, foi necessário desenvolver uma metodologia específica para a montagem dos arquivos digitais que representassem a base geológica do Grupo Serra Geral. Essa metodologia está abaixo descrita em detalhe suficiente para sua compreensão e aplicação na sequência dos trabalhos de mapeamento geológico regional e de detalhe.

Foi utilizada como plataforma de trabalho o *ArcView* 3.2a, pacote para SIG da ESRI, cujo potencial de tratamento de dados disponível nas funções básicas amplia-se com programas (*scripts* e *extensions*) na linguagem *Avenue*,

desenvolvidos pela comunidade de usuários e que estão disponíveis gratuitamente no sítio da empresa (*http://arcscripts.esri.com/*). Alguns desses programas foram utilizados no presente trabalho.

Materiais

1. *Shapefile* com as curvas de nível, na tabela de atributos;
2. *Shapefile* com polígono de contorno da carta;
3. *Extension* do *ArcView* 3.2a para transformação de *shapefile* 3d em 2d;
4. *Extension* do *ArcView* 3.2a para criação de *shapefile* de pontos a partir de *shapefile* das curvas de nível;
5. *Extension* do *ArcView* 3.2a para construção de *shapefile* de polígonos *Thiessen* a partir de *shapefile* de pontos;
6. *Extension* do *ArcView* 3.2a para intersecção *(clip)* de *shapefile* de polígonos com *shapefile* de polilinhas.

Método

1. Transformar o *shapefile* com as curvas de nível (PolyZ) em *shapefile* de polilinhas 2d (botão **2d** na barra de ferramentas superior). O novo *shapefile* 2d terá o mesmo nome do original acrescido de "_2d", por exemplo: o arquivo original é 2847-2.shp, o novo arquivo 2d será 2847-2_2d.shp;
2. Editar a tabela de atributos do *shapefile* 2d, colocando um valor idêntico, p.ex. 1, no campo *Color*;
3. Transformar o *shapefile* de polilinhas 2d em *shapefile* de pontos com a função *Theme*, *Convert to points*, adotando um espaçamento máximo de 1500 m entre o pontos. Na pergunta seguinte do aplicativo, usar o *default*. O novo *shapefile* de pontos terá o mesmo nome do *shapefile* original 2d, acrescido de "_pts", por exemplo: o *shapefile* original é 2847-2_2d.shp, e o novo *shapefile* de pontos será 2847-2_pts.shp;
4. Criar um *shapefile* com um polígono de contorno da carta, de forma que as extremidades das curvas de nível ultrapassem a linha de contorno;

5. Construir o *shapefile* de polígonos *Thiessen* a partir do *shapefile* de pontos, usando como delimitador o *shapefile* com o polígono envolvente da carta (do passo 4). Se o aplicativo avisar que alguns pontos (até 5 ou 6 pontos) estão fora dos limites, continuar assim mesmo. Se a quantidade de pontos for maior que 5 ou 6, editar os vértices para reduzir essa quantidade. O novo *shapefile* de polígonos Thiessen terá o mesmo nome do *shapefile* original de pontos acrescido de "_thies", por exemplo: o *shapefile* original é 2847-2_pts.shp, e o novo *shapefile* de polígonos Thiessen será 2847-2_thies.shp.
6. Todos os *shapefiles* devem ser salvos na pasta de origem das curvas de nível, com o mesmo nome, p.ex.:
   a) Carta com as curvas de nível: AI2847-2.shp;
   b) Curvas 2d: AI2847-2_2d.shp;
   c) Pontos AI2847-2_pts.shp;
   d) Polígonos AI2847-2_thies.shp.
7. Para a montagem dos arquivos digitais do mapa geológico são usados os seguintes *shapefiles*:
   - Curvas de nível 2d: AI2847-2_2d.shp;
   - Polígonos AI2847-2_thies.shp;
   - Pontos de controle de campo classificados pela unidade geológica.
8. A primeira fase da construção do mapa geológico é o desenho do rascunho que torna possível o desenho do mapa geológico em baixa resolução e num curto prazo, e envolve as seguintes etapas:
   a. Selecionar o *shapefile* de polígonos *Thiessen* de uma carta 1:50.000, abrir sua tabela de atributos e adicionar um novo campo “unidgeol”, tipo *Character* e tamanho 20;
   b. Identificar e selecionar um conjunto de curvas de nível que abranja os pontos de controle de campo representando a mesma unidade geológica. Para evitar distorções, esse trabalho deve se restringir a um quadrante (um quarto) de uma carta 1:50.000;
   c. Utilizar a função *Select by theme* para selecionar os polígonos *Thiessen* que forem “tocados” pelas curvas de nível selecionadas;

d. Abrir a tabela de atributos do *shapefile* de polígonos *Thiessen* e, para aqueles selecionados no passo anterior, atribuir o nome da unidade geológica correspondente;

e. Ajustar os contatos com as cartas 1:50.000 limítrofes;

f. Proceder da mesma maneira com os pontos de controle de campo referentes a outras unidades geológicas, até que o rascunho do mapa geológico da carta 1:50.000 estiver completo.

9. A segunda fase da construção do mapa é o traçado dos contatos que torna possível o desenho do mapa geológico em alta resolução. Por ser um processo lento e trabalhoso consome de 3 a 5 dias de processamento para uma carta 1:50.000, e envolve as seguintes etapas:

   a. Selecionar um quadrante de uma carta 1:50.000 para o trabalho. A escala de visualização (no vídeo) deve ser igual ou maior que 1:40.000;

   b. Selecionar uma curva de nível que será usada como o contato inferior de uma unidade geológica;

   c. Colocar o *shapefile* de curvas de nível no modo de edição e romper a curva de nível selecionada (usando o máximo *zoom in* necessário), deslocando os extremos dos dois segmentos da curva de nível que foi "rompida" para que ultrapassem o limite de um polígono *Thiessen*;

   d. Manter selecionado o menor dos segmentos da curva de nível de interesse;

   e. Usar a *extension* de intersecção (*clip)* de polígonos com linhas para recortar os polígonos *Thiessen* que forem interceptados pelo segmento selecionado da curva de nível de interesse;

   f. Selecionar manualmente os polígonos *Thiessen* completos e segmentos produzidos no passo anterior, que representam a unidade geológica;

   g. Abrir a tabela de atributos do *shapefile* de polígonos *Thiessen* e agregar o nome da unidade no campo "unidgeol";

   h. Ajustar os contatos com as cartas 1:50.000 limítrofes;

i. Proceder da mesma maneira com os pontos de controle de campo referentes a outras unidades geológicas, até que o mapa geológico da carta 1:50.000 estiver completo.

10. A adoção dessa metodologia permite que novas informações geradas por trabalhos de mapeamento regional ou de detalhe em áreas restritas, sejam agregados a essa base digital, compatibilizando e mantendo as informações em qualquer escala.

CAPÍTULO 2 – A BACIA DO PARANÁ E O MAGMATISMO MESOZÓICO

2.1 A Bacia do Paraná

2.1.1 Distribuição geográfica

A Bacia do Paraná localiza-se na porção centro-oriental da América do Sul e cobre uma superfície de aproximadamente 1,7 x 10^6 km^2, com 1,1 x 10^6 km^2 no Brasil; 4 x 10^5 km^2 na Argentina; 1 x 10^5 km^2 no Paraguai; e 1 x 10^5 km^2 no Uruguai (MILANI, 1997). Dentro do território brasileiro, a sua área aflorante estende-se do sul de Minas Gerais até o Rio Grande do Sul, no eixo meridional, e das fronteiras do Paraguai e Argentina até a costa do Atlântico, nos estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina. No território paranaense, as formações paleozóicas da Bacia do Paraná estendem-se a leste até a Escarpa Devoniana, cujas feições mais expressivas são as Serras da Prata, do Purunã, do Carambeí e das Furnas, no sentido S-N.

O magmatismo mesozóico recobre aproximadamente 75% da bacia, ou 1,2 x 10^6 km^2, estendendo-se do sul de Goiás até o rio da Prata, no Uruguai, e penetrando, no sentido E-W, os territórios da Argentina e do Paraguai. No Paraná, o limite oriental da Formação Serra Geral é representado pela borda do Terceiro Planalto, cujos segmentos mais notáveis são: a Serra da Esperança, a sul do Arco de Ponta Grossa, a Serra dos Porongos, sobre a inflexão do arco, e a Serra Grande na região de São Jerônimo da Serra (Figura 2).

2.1.2 Evolução geológica

As formações sedimentares da Bacia do Paraná atingem uma espessura de aproximadamente 5.800 m e a cobertura vulcânica mesozóica apresenta espessura máxima de 1.722 m, totalizando aproximados 7.500 m de preenchimento da bacia, que é classificada como intracratônica estável do tipo I, por ALMEIDA (1980) e ASMUZ e BAISCH (1983), ou como relativamente instável do tipo 2A de KLEMME (1980), por FÚLFARO *et al.* (1982).

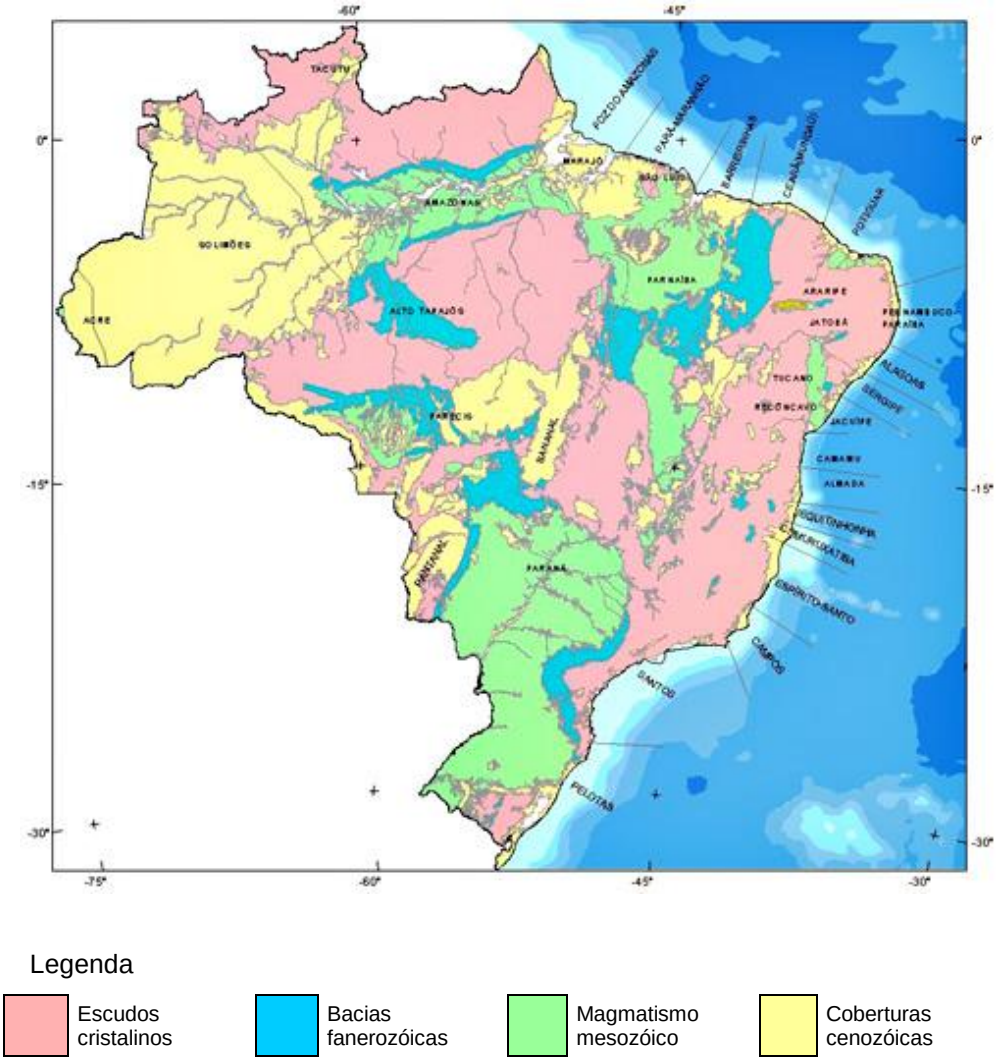


Figura 2. Bacias sedimentares fanerozóicas do Brasil, com a distribuição da Formação Serra Geral na Bacia do Paraná. Fonte: CPRM (2009).

PEDREIRA *et al*. (2003) a classificam como depressão marginal com transição para depressão interior, devido à obstrução da margem aberta (KINGSTON *et al.*, 1983). Com base em dados gravimétricos e magnetométricos, MILANI (1997) identificou, no embasamento da bacia, uma estruturação em blocos de direção dominantemente NE-SW (Figura 3, p.37).

Segundo ALMEIDA (1981), a evolução da Bacia do Paraná ocorreu em quatro estágios. Os dois primeiros compreendem dois ciclos tectono-sedimentares completos em uma bacia sinforme em processo de subsidência e os dois últimos envolvem soerguimento e extrusão de grandes volumes de lava toleítica, massas intrusivas e diferenciados correspondentes. Mais

especificamente, segundo este autor, os estágios desta evolução são os seguintes:

Devoniano - Carbonífero Inferior, com deposição de uma espessa pilha de sedimentos marinhos, correspondente ao Grupo Paraná. Os arcos de Ponta Grossa e Asunción iniciaram soerguimento no Siluriano Superior até o Devoniano Inferior, reativando um antigo aulacógeno NW no embasamento e impondo controles ao processo de sedimentação. Este estágio foi finalizado por movimentos epirogenéticos e falhamentos, responsáveis pela superfície de erosão que marca uma das mais importantes descontinuidades estratigráficas da Bacia do Paraná.

Carbonífero Inferior - Permiano Superior, com intensificação dos movimentos epirogenéticos, que permaneceram ativos durante a sedimentação, marinha e continental, sob condições de clima glacial, encerrado pelo Grupo Tubarão. A subsidência persistente da bacia, particularmente durante o Paleozóico Superior, produziu estruturas periféricas progressivamente mais elevadas em relação ao seu eixo, gerando sedimentação fluvial e deltaica, representadas pela Formação Rio do Rasto.

Paleozóico Superior - Jurássico, com soerguimento geral e consequentes processos de erosão, contemporâneos à elevação mais interna dos arcos NW-SW. A sedimentação continental, de caráter fluvial, ocorreu sob condições relativamente estáveis, dando origem à Formação Pirambóia. A desertificação progressiva do continente sul-americano originou a Formação Botucatu, formada por arenitos eólicos, ocorrendo ao longo de toda a bacia.

Jurássico Superior - Cretáceo Inferior, representando a transformação da Bacia do Paraná em uma estrutura antiforme, sob influência dominante de uma tectônica extensional e da presença de um *hot spot* subjacente, responsável pelo magmatismo toleítico. A persistência de clima árido fez com que as rochas sedimentares do Botucatu se intercalassem frequentemente com os derrames basálticos mais antigos. Esta evolução tectônica foi encerrada por um último estágio de rifte, com movimentos verticais de mais de 700 metros, durante os quais a Formação Caiuá se acumulou. As condições de sedimentação dessa formação foram flúvio-deltaicas, originando arenitos

avermelhados de granulação fina a grossa, bimodais e com laminação cruzada, cujos icnofósseis registram idade do Cretáceo Médio.

Resultou desta evolução tectônica a bacia estruturada em mosaico, formado pelo cruzamento de três grupos principais de estruturas lineares (falhas, zonas de falhas e arcos): N45^{o}-65^{o}W, N50^{o}-70^{o}E e E-W. Os dois primeiros grupos são elementos tectônicos herdados do embasamento pré-Cambriano, persistentemente reativados durante o Fanerozóico.

Posteriormente, MILANI (1997) dividiu o registro sedimentar e magmático da Bacia do Paraná em seis supersequências de segunda ordem: (1) Rio Ivaí, do Llandoveriano (Siluriano Inferior) ao Ordoviciano (Asghilliano-Caradociano); (2) Paraná, do Devoniano (Pragiano-Frasniano); (3) Gondwana I, do Carbonífero Superior (Westfaliano) ao Triássico (Scythiano); (4) Gondwana II, do Ladiniano ao Noriano (Triássico Médio a Superior); (5) Gondwana III, representada pelo conjunto vulcano-sedimentar Botucatu-Serra Geral; e (6) Bauru, depositado em discordância erosiva sobre as rochas vulcânicas da Supersequência Gondwana III durante o intervalo do Cretáceo Superior (Aptiano) ao Cretáceo Superior (Mastrichtiano).

A espessura da Supersequência Gondwana III atinge um máximo de 1.722 m em seu depocentro, no poço 2-CB-01-SP, em Cuiabá Paulista, e corresponde ao intervalo de tempo de cerca de 22 Ma. O conjunto Botucatu – Serra Geral situa-se entre duas discordâncias regionais que registram lacunas importantes na sucessão estratigráfica e na evolução tectônica da bacia (MILANI, 1997). A discordância basal desta supersequência corresponde a uma extensa superfície de deflação eólica que marca o limite do ciclo de sedimentação das supersequências Gondwana II, no setor meridional da bacia, e Gondwana I, no restante da bacia. A discordância de topo marca prolongado período de interrupção da sedimentação, associado ao rearranjo da morfologia da bacia (POMPEAU *et al*., 1985), o que favoreceu a deposição de areias eólicas Botucatu sobre as diversas unidades sedimentares precedentes, inclusive o embasamento.

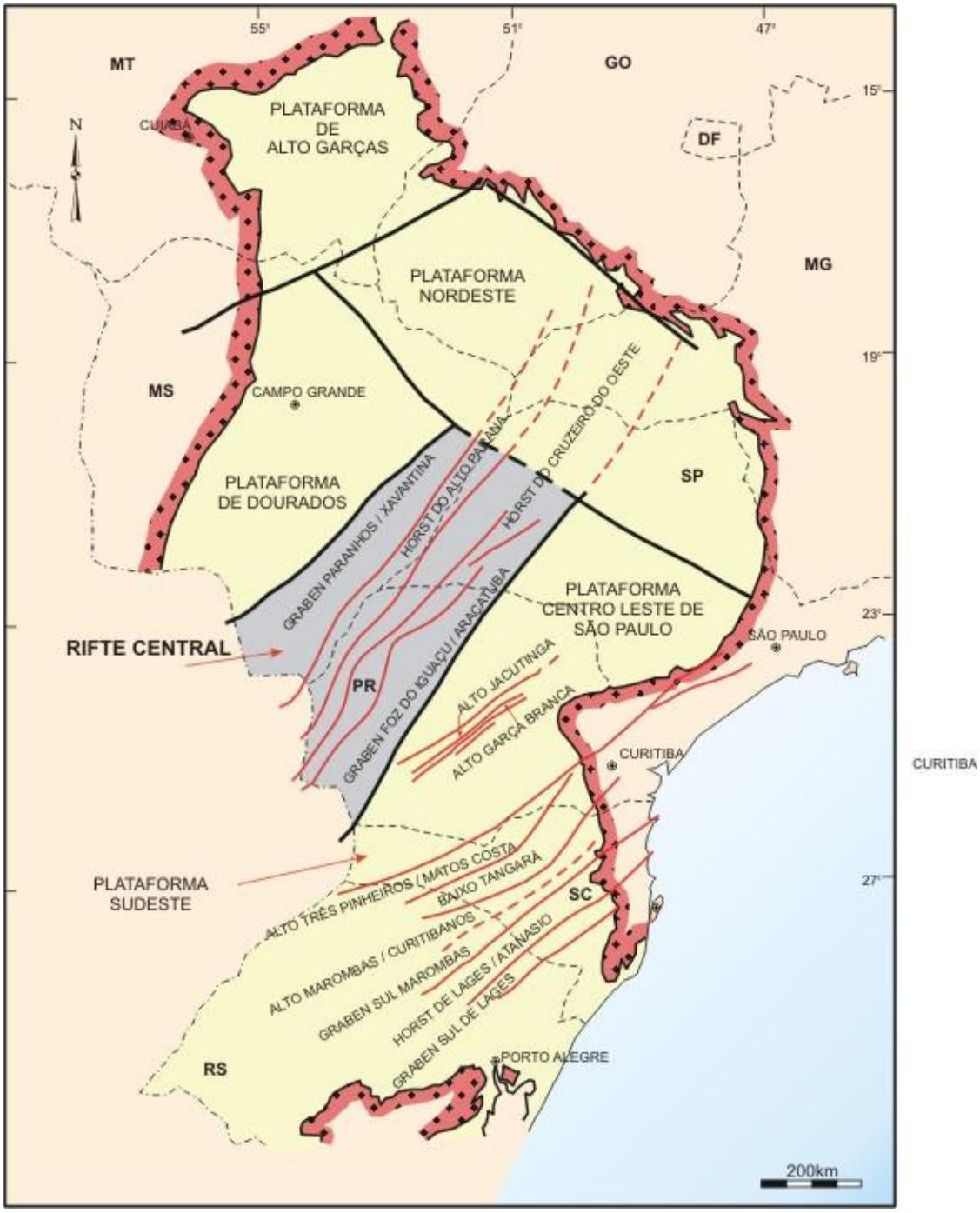


Figura 3. Estruturas do embasamento da Bacia do Paraná. Fonte: MILANI (1997).

A Supersequência Gondwana III culmina com a Formação Serra Geral, produto do extenso magmatismo associado à ruptura do continente de Gondwana e abertura do oceano Atlântico Sul, por influência da pluma mantélica de Tristão da Cunha (O'CONNOR e DUNCAN, 1990; HAWKESWORTH *et al*., 1992; GALLAGHER e HAWKESWORTH, 1994). Resultou deste magmatismo a Província Ígnea Continental Paraná-Etendeka, cuja contraparte africana ocorre

na região NW da Namíbia e corresponde a cerca de 10% da província (MELFI *et al*., 1988). Apesar do contato entre as formações Botucatu e Serra Geral ser uma não-conformidade, a interdigitação de arenitos eólicos e lavas, no intervalo estratigráfico de passagem, caracteriza-o como transicional (SCHERER, 2002).

2.1.3 Arcabouço tectono-estrutural

Instalada sobre uma área cratônica, a Bacia do Paraná foi bordejada por cinturões colisionais e bacias de antepaís, sofrendo subsidência forte e acelerada, por efeito da dissipação da tensão tectônica ao longo de zonas de fraqueza na placa. Mais de 50% de toda subsidência se deveu à carga isostática das pilhas sedimentar e magmática. Consequentemente, o arco de Ponta Grossa não se formou por soerguimento, mas por subsidência das suas zonas de charneira, em consequência da pressão isostática diferencial. De acordo com PORTELA FILHO e FERREIRA (2003), a crosta continental se estirou mais de 14% e se adelgaçou mais de 12%, em consequência do soerguimento do manto da ordem de 5 km.

Vários autores admitem que as linhas de fraqueza pré-existentes no embasamento de uma bacia constituem os elementos mais importantes na sua evolução, controle este confirmado por vários estudos tectono-estratigráficos recentes (SOARES *et al.,* 1982; ZALAN *et al.,* 1987; JERRAM e WIDDOWSON, 2005). Quando reativados durante as fases tectônicas posteriores, os lineamentos pré-existentes controlam e determinam a direção geral dos falhamentos subsequentes.

Na instalação da Bacia do Paraná sobre a Plataforma Sul-Americana, este modelo foi confirmado por vários estudos tectônicos e paleogeográficos. Segundo FÚLFARO *et al*. (1982), a Bacia do Paraná teve início como um aulacógeno, isto é, de uma calha epicontinental do tipo *graben*, ampla e com grande persistência ao longo do tempo geológico. Ou, de acordo com a interpretação de MILANI e RAMOS (1998), a Bacia do Paraná originou-se como um golfo aberto para o oceano Panthalassa e tornou-se com o tempo uma depressão intracratônica aprisionada no interior do Gondwana. Ao final do Siluriano e no início do Devoniano, com o levantamento do Arco de Assunção

houve o seccionamento do bordo pericratônico com a faixa andina, reativando-se os aulacógenos no interior cratônico.

A compartimentação da Bacia do Paraná acentuou-se fortemente a partir do Permo-Triássico. O levantamento de faixas ativas nesta época como a dos Andes meridionais, causou severas restrições às bacias gondwânicas. Algumas áreas compreendidas entre os alinhamentos manifestaram tendências positivas, em especial as compreendidas entre os alinhamentos dos rios Alonzo e Piquiri, isto é, sobre o Arco de Porta Grossa (TEIXEIRA, 1982). Esse soerguimento compartimentou a bacia em setores com diferentes razões de subsidência no Triássico-Jurássico. Durante o Juro-Cretáceo, intenso vulcanismo afetou toda a região, tendo como uma das principais vias de extravasamento das lavas, as fraturas dos antigos riftes aulacogênicos do embasamento pré-siluriano, expressos na superfície pelos alinhamentos referidos (FÚLFARO *et al.,* 1982).

Os basaltos continentais são acompanhados por uma intensa atividade intrusiva, normalmente representada por soleiras e diques que acompanham, grosseiramente, as principais descontinuidades estruturais da bacia, estas relacionadas ao braço abortado da junção tríplice originada sobre o *hot spot* e que serviram como área alimentadora do magmatismo. O sistema dominante tem direção NW, transversal ao eixo maior da bacia, estando representado por arcos (*e.g*. Ponta Grossa, Campo Grande e São Gabriel), e por alinhamentos tectônicos e/ou magmáticos (*e.g.* Guapiara, São Jerônimo-Curiúva, e rios Uruguai, Camaquã e Piquiri) (FERREIRA, 1982), cuja formação provavelmente iniciou-se no Devoniano e teve seu desenvolvimento máximo no Triássico-Jurássico (FÚLFARO *et al*., 1982).

Alguns dos elementos tectono-magmáticos mais significativos do magmatismo Serra Geral estão conectados a um sistema de junção tríplice, com o estabelecimento de um sistema do tipo rifte-rifte-rifte (MORGAN, 1971; REZENDE, 1972), responsável por processos distensivos e de rifteamentos intracratônicos (DECKART *et al*., 1998). O braço abortado, projetado para o interior da bacia, formaria sistemas de fraturamentos colaterais, contrastantes ao rifte Atlântico, responsáveis pela abertura, fragmentação e espalhamento dos fragmentos gondwânicos com consequente separação dos continentes. Estes sistemas de falhamentos constituem estruturas profundas que serviram como

dutos para enxames de diques alimentadores do sistema fissural responsável pelo vulcanismo, de direção NW-SE, pelos enxames de diques NE-SW, paralelos à costa, correspondentes à direção de abertura do Atlântico, e pela intrusão de um grande volume de soleiras. Algumas das estruturas mais significativas ligadas a este sistema são os arcos de Ponta Grossa, que forma um claro alto gravimétrico com cerca de 600 km de extensão (VIDOTTI *et al.,* 1998), e de São Gabriel, que se estende por mais de 300 km no interior da bacia e influenciou sua sedimentação desde o Devoniano.

2.2 O Sistema Magmático Serra Geral

2.2.1 Compartimentação regional

O Grupo Serra Geral, tratado neste relatório como Sistema Magmático, foi dividida em três domínios (BELLIENI *et al*., 1984a), definidos por duas lineações principais que cortam a Bacia do Paraná ao longo dos rios Uruguai e Piquiri, com direção NW-SE. São intitulados domínios ou subprovíncias Setentrional, Central e Meridional. Cada um é composto por uma associação diferente de rochas vulcânicas e corpos intrusivos, caracterizadas essencialmente pelos seus respectivos teores de TiO_2: (a) baixo Ti, com teores de até 2% TiO_2; (b) médio Ti, com teores de 2-3% TiO_2; e (c) alto Ti, com teores acima de 3% TiO_2.

Domínio Setentrional. Os litotipos dominantes apresentam composição básica, com andesitos virtualmente ausentes e raros tufos ácidos próximos da borda oriental do Terceiro Planalto. Quase a metade das amostras desta região contém mais de 3% de TiO_2, 40% possui de 2-3% de TiO_2 e 10% possui menos de 2% de TiO_2. Os tipos porfiríticos representam mais de 28% das amostras estudadas. Os tufos ácidos pertencentes à fácies Chapecó, p. ex., com mais de 63% de SiO_2 e alto TiO_2, com riolitos perfazendo mais de 84% e riodacitos completando os 16%. Soleiras de diabásio perfazem 85% das rochas intrusivas, dioritos constituem mais de 12% e os 3% restantes possuem composição riodacítica, com variedades porfiríticas e afaníticas em proporções equivalentes. A composição dos diques segue o mesmo padrão das soleiras. Os dacitos e riolitos constituem a fácies Palmas, enriquecida em SiO_2, Rb e Cu relativamente aos dacitos e traquidacitos da fácies Chapecó, que é, por sua vez, enriquecida

em TiO_2, MnO, MgO, CaO, Na_2O, P_2O_5, Ba, Sr e Zr relativamente à fácies Palmas.

Domínio Central. Algumas das maiores espessuras da pilha magmática foram medidas neste domínio: 1.072 metros em Altônia, 1.248 metros em Roncador e 1.664 metros em Água de Valença. Os perfis litológicos destas sondagens mostram uma consistente sucessão vertical de derrames de baixo Ti cobrindo uma pilha de derrames de alto Ti. As intrusões são escassas, com diques e soleiras somando pouco mais de 5% do volume das rochas mapeadas. As rochas com baixo Ti excedem 45% dos derrames, com variedades com teores intermediários e altos de Ti divididos em proporções similares nos 55% remanescentes. As texturas afaníticas são amplamente dominantes, com aproximadamente 85% das amostras estudadas. Quase 60% das rochas ácidas pertencem à fácies Chapecó, com predominância de riodacitos, e 40% à fácies Palmas, com predominância de riolitos.

Domínio Meridional. Assim como no Domínio Central, a região ao sul do lineamento Uruguai mostra uma maciça dominância dos derrames sobre as intrusões, que somam pouco mais que 3% do volume da pilha magmática. Por outro lado, a proporção de basaltos, andesitos e tufos ácidos ocupam a mesma área que o Domínio anterior. Basaltos e andesitos são quase totalmente de baixo Ti e textura homogênea. Os tufos ácidos são 75% riodacitos e 25% riolitos, muito ricos em vidro vulcânico, mas raramente apresentando feições de fluxo ignimbrítico.

As razões de $^{87}Sr/^{86}Sr$ nas rochas básicas (0,703 – 0,713) e diferenciados ácidos (0,725), assim como basaltos de baixo Ti depletados em elementos incompatíveis (K_2O = 0,31%, P_2O_5 = 0,17%, Ba = 178 ppm, Sr = 179 ppm, Rb = 11 ppm, La = 9 ppm, Zr = 93 ppm) indicam uma origem no manto superior, com contaminação crustal. Este fenômeno ocorre principalmente no sul e centro do estado do Paraná, isto é, nos domínios Meridional e Central, acima resumidos. Dados gravimétricos sublinham esta evidência, sustentando a hipótese de que o magma picrítico, derivado do manto superior, alojou-se na crosta inferior como soleiras e diferenciado em cumulados ultramáficos e basaltos pobres em MgO, antes de extravasar como um magma básico.

Esses dados mostram que ao menos 10 km da crosta inferior sofreu um incremento de densidade de mais de 0,10 g/cm^3 durante o episódio tectono-magmático que produziu o magmatismo da Formação Serra Geral. Este modelo petrológico é consistente com a evolução tectônica da bacia, isto é, a subsidência termal que poderia ser esperada como consequência de tão grande processo vulcânico foi contrabalançada por obducção de material do manto. A mesma explicação foi aplicada às principais feições dos derrames vulcânicos de Karoo e Etiópia, no continente africano (WILDNER *et al.,* 2006).

2.2.2 Faciologia litogeoquímica

A definição de magma-tipo baseia-se nos teores e razões de elementos menores e traços, especialmente os que apresentam comportamento incompatível ao longo do processo de cristalização fracionada, tais como Ti, P, Nb, Zr, Y e ETR (Elementos Terras Raras). Devido a este comportamento, eles podem ser utilizados no estudo da composição do magma parental de uma série de diferenciação magmática.

Com base nesta análise, a identificação de magmas-tipo foi utilizada na subdivisão das sequências vulcânicas das províncias ígneas continentais: Columbia River, nos Estados Unidos (SWANSON *et al.,* 1978; MANGAN *et al.,* 1986), Deccan, na Índia (COX e HAWKESWORTH, 1985; BEANE *et al.,* 1988; DEVEY e LIGHTFOOT, 1986; SUBBARAO *et al.,* 1994), plataforma Siberiana, na Rússia (NALDRETT, 1992, 1994; FEDORENKO *et al.,* 1996; NALDRETT *et al.,* 1992, 1999). Na Bacia do Paraná, a sequência de basaltos foi classificada por PEATE (1989) em seis magmas-tipo, três de alto TiO_2 e três de baixo TiO_2 (Tabela 1).

Cabe ressaltar que não existem limites estanques entre as faixas de valores dos indicadores geoquímicos, o que resulta em sombreamentos e lacunas, provavelmente devido ao reduzido número de amostras utilizadas pelo autor na definição dos magmas-tipo. Isto dificulta a aplicação do sistema de classificação de PEATE (1989) quando se usa um banco de dados mais numeroso, como o utilizado neste projeto.

Tabela 1. Magmas-tipo da Formação Serra Geral.

	Alto TiO_2			Baixo TiO_2		
	Urubici	**Pitanga**	**Paranapanema**	**Ribeira**	**Esmeralda**	**Gramado**
SiO_2	>49	>47	48 - 53	49 - 52	48 - 55	49 - 60
TiO_2	> 3.3	> 2.8	1.7 - 3.2	1.5 - 2.3	1.1 - 2.3	0.7 - 2.0
P_2O_5	> 0.45	> 0.35	0.2 - 0.8	0.15 - 0.50	0.1 - 0.35	0.05 - 0.40
Fe_2O_3 (t)	< 14.5	12.5 - 18	12.5 - 17	12 - 16	12 - 17	9 - 16
Sr	> 550	> 350	200 - 450	200 - 375	< 250	140 - 400
Ba	> 500	> 200	200 - 650	200 - 600	90 - 400	100 - 700
Zr	> 250	> 200	120 - 250	100 - 200	65 - 210	65 - 275
Ti/Zr	> 57	> 60	> 65	> 65	> 60	< 70
Ti/Y	> 500	> 350	> 350	> 300	< 330	< 330
Zr/Y	> 6.5	> 5.5	4.0 - 7.0	3.5 - 7.0	2.0 - 5.0	3.5 - 6.5
Sr/Y	> 14	> 8	4.5 - 15	5 - 17	< 9	< 13
Ba/Y	> 14	> 9	5 - 19	6 - 19	< 12	< 19

Fonte: PEATE (1989).

De acordo com PEATE (1989, 1997) e PEATE *et al*. (1992), algumas características geoquímicas gerais podem ser ressaltadas nesta classificação:

a) Ao contrário das outras grandes províncias ígneas continentais, não foram encontrados magmas-tipo picríticos na província do Paraná-Etendeka, onde as lavas apresentam teores de MgO abaixo de 10%;

b) Os basaltos da bacia do Paraná contêm teores de MgO entre 3 e 6,5% e baixos conteúdos de elementos compatíveis (<100 ppm Ni), indicando que são produtos de fracionamento avançado de um magma primário gabróico;

c) A distribuição regional dos magmas-tipo confirma a compartimentação feita por MELFI *et al.* (1988), com os de baixo TiO_2 dominando na parte sul da bacia e os de alto TiO_2 dominando na parte norte;

d) Os lineamentos utilizados por MELFI *et al.* (1988) para subdividir a bacia não têm controle sobre a distribuição dos magmas-tipo em superfície;

e) A distribuição dos magmas-tipo dentro da estratigrafia da Formação Serra Geral mostra que eles formam unidades litoestratigráficas

coerentes, constituídas por pacotes de derrames geoquimicamente distintos;

f) Os volumes preservados de basaltos de baixo e alto Ti são aproximadamente equivalentes ao longo da bacia;

g) O vulcanismo mesozóico da Bacia do Paraná é diacrônico. Isto significa que várias câmaras magmáticas geraram magmas em distintos estágios de diferenciação, em épocas diferentes ou contemporâneas, e por isto não é possível estabelecer uma evolução geocronológica, petrogenética e litogeoquímica linear para toda a Formação Serra Geral;

h) A principal divisão estratigráfica dentro da sequência ocorre entre os magmas-tipo Esmeralda e Pitanga, que marca a separação geográfica entre as unidades de baixo e alto TiO_2, respectivamente a sul e norte da bacia.

Trabalho recente de LICHT e ARIOLI (2012) mostrou que os dados geoquímicos relativos a elementos maiores e menores têm distribuição estatística consistentemente polimodal, com o *gap* de SiO_2 localizado em 62,02%. Isto implica em diversidade de fontes para o magma e/ou graus variáveis de contaminação crustal para o magma em ascensão.

2.2.3 Idades

Em resenha dos dados geocronológicos disponíveis sobre a Formação Serra Geral, CORRÊA e PEREIRA (2005) corroboram constatações pioneiras (FODOR *et al.* 1985; RENNE *et al*. 1992; TURNER *et al.* 1994) e apresentam interpretações que contribuem diretamente para os objetivos do presente estudo.

As datações pelo método K-Ar, realizadas por FODOR *et al.* (1985), indicam para o magmatismo básico da Bacia do Paraná idades entre 140 a 115 Ma. RENNE *et al*. (1992) determinaram que, dentro deste intervalo de 25 Ma, o maior volume de rochas vulcânicas foi acumulado no curto intervalo de aproximadamente 1 Ma, em torno da idade de 133 Ma. TURNER *et al.* (1994) reconheceram uma concentração de idades no intervalo entre 137 e 128 Ma. Este padrão evolutivo tem sido confirmado em outras províncias de basaltos continentais (SUBBARAO *et al.,* 1994; PANDE *et al*., 2002; MENZIES, 2006), no

qual o paroxismo da produção de magma corresponde à fase de descompressão rápida provocada pela abertura do rifte oceânico sobre a pluma mantélica.

No que diz respeito à evolução espacial do vulcanismo, a interpretação mais aceita é de que ela ocorreu de NW para SE, coerente com o deslocamento oposto do continente sul-americano sobre a pluma mantélica (MINCATO, 2000; MACHADO *et al.,* 2005). Este modelo é corroborado por CORRÊA e PEREIRA (2005), que registram as idades mais novas da Formação Serra Geral sobre o rifte central da bacia, conforme mostra a distribuição estatística de idades radiométricas $^{40}Ar/^{39}Ar$. Esse vulcanismo fissural foi seguido durante o Cretáceo Superior e Terciário, principalmente entre 120 e 40 Ma, por um magmatismo do tipo central de natureza alcalina, incluindo alguns *plugs* carbonatíticos.

Esse quadro foi radicalmente alterado com a publicação dos dados de $^{40}Ar/^{39}Ar$ de Thiede e Vasconcellos (2008, 2010) que mostraram que o sistema magmático Serra Geral se desenvolveu durante um curto período de tempo, cerca de 1,2 Ma e com o paroxismo situado em 134,7 Ma.

2.2.4 Evolução petrogenética

A ruptura do Gondwana durante o Cretáceo Inferior foi acompanhada por um expressivo evento vulcânico, o qual recobriu com lavas a porção centro-sul da América do Sul, o noroeste da Namíbia e o sul de Angola. Um extensivo magmatismo ao longo das margens recém-criadas gerou, entre outras feições, o Plateau de Abutment e as cadeias vulcânicas de Walvis e Rio Grande as quais constituem o traço fóssil da migração dos fragmentos do continente gondwânico. Este evento, responsável pela geração da Província Ígnea Continental Paraná – Etendeka, uma das maiores províncias vulcânicas de basaltos de platô (*Large Igneous Provinces* - LIPs) do planeta, está relacionado no tempo e no espaço com a fragmentação do oeste gondwânico e, mais especificamente, com a geração e extração de magma relacionada à dinâmica da pluma mantélica de Tristão da Cunha (HAWKESWORTH *et al*., 1992; O'CONNOR e DUNCAN, 1990; GALLAGHER e HAWKESWORTH, 1994; MARQUES e ERNESTO, 2004).

O magmatismo Serra Geral, é considerado de características claramente bimodais, já que é constituído dominantemente por basaltos e basalto-andesitos

de filiação toleítica, que contrastam com riolitos e riodacitos aflorantes nas regiões serranas do Rio Grande do Sul ao estado de São Paulo, caracterizando uma lacuna praticamente completa de rochas com teores de SiO_2 entre 60-64% (MILNER *et al*., 1995). Essa bimodalidade não se reflete no comportamento estatístico dos elementos maiores e menores, conforme citado em seção anterior (LICHT e ARIOLI, 2012).

2.2.5 Estratigrafia

As primeiras tentativas de divisão estratigráfica para o magmatismo Serra Geral datam da década de 1930, quando foram identificados os primeiros derrames ácidos no conjunto de basaltos. GUIMARÃES (1933) concluiu pela abundância de tipos ricos em ferro e magnetita e que os teores de ferro decrescem desde São Paulo até o Rio Grande do Sul. LEINZ (1949) registrou: "observam-se aqui, nitidamente 2 grupos com quimismo diferente. O primeiro possui teor em SiO2 oscilando entre 46% e 55% e o segundo entre 61% e 66%."

Entretanto, somente na década de 1970, com a adoção de novas abordagens geoquímicas, petrológicas e isotópicas regionais, é que se evidenciaram heterogeneidades fundamentais na província, permitindo as primeiras sugestões de compartimentação, conforme apresentadas por RÜEGG (1970), PACCA e HIODO (1976) e ERNESTO *et al*. (1979).

O volume de dados analíticos avançou de forma extraordinária na década de 1980, quando pesquisadores como PICCIRILLO e MELFI (1988) lançaram uma coletânea das informações existentes e apresentaram dados inéditos sobre o tema. A esses autores somam-se as contribuições sobre os mais variados aspectos deste magmatismo, como os dados geocronológicos K-Ar de ERLANK *et al*., (1984), estudos de paleomagnetismo de ERNESTO e PACCA (1988) e estudos geoquímicos sobre a petrogênese do magmatismo Serra Geral elaborados principalmente por BELLIENI *et al.* (1984a), MARQUES (1988), MANTOVANI *et al*. (1995), FODOR *et al*. (1985) e HAWKESWORTH *et al*. (1988).

BELLIENI *et al*., (1984b), individualizaram os primeiros grandes conjuntos litológicos com a caracterização química das unidades ácidas nos tipos Palma e

Chapecó, e geográfica das litologias básicas. Na província setentrional, ao norte do lineamento do Rio Piquiri, predominariam os tipos básicos alto titânio e ácidas do tipo Chapecó, enquanto a sul do lineamento do Rio Uruguai prevaleceriam os basaltos baixo titânio e ácidas do tipo Palmas, estando a porção intermediária representada por uma associação mista. ROISENBERG (1989) apresenta uma cartografia para a sequência vulcânica aflorante na porção meridional da bacia entre vulcânicas básicas, intermediárias e ácidas dos tipos Palmas e Chapecó. Uma extensão desta cartografia foi apresentada por NARDY *et al*. (2001) para a porção centro-sul da bacia, detalhando os diferentes litotipos definidos por BELLIENI *et al*. (1984b). FREITAS *et al.* (2002) propuseram uma divisão litoestratigráfica informal para a porção aflorante na região oeste de Santa Catarina, reconhecendo as seguintes unidades: basaltos Alto Uruguai e Campos Novos, dacito Machadinho, fácies Palmas e Chapecó, basaltos Cordilheira Alta e Campo Erê.

Um modelo geral para a estratigrafia das províncias de basaltos continentais, e para a província Paraná-Etendeka em particular, é discutido por vários autores (WHITE e McKENZIE, 1989; JERRAM *et al*., 1999; MENZIES e EBINGER, 2000; MENZIES *et al.*, 2002; KERR e MENZIES, 2004), baseado nas relações entre magmatismo, registro sedimentar e evolução tectônica. Este modelo compreende três fases evolutivas:

(a) fase pré-rifte, durante a qual o vulcanismo basáltico e ácido é subordinado volumetricamente ao registro sedimentar, gerando sequências de derrames dominantemente lobados, intercalados a sedimentos essencialmente eólicos e localmente subaquosos;

(b) fase sin-rifte, em que o magmatismo se caracteriza pela sucessão rápida de erupções de grande volume, responsáveis pela formação de espessas sequências de basaltos maciços e ausência virtualmente completa de registro sedimentar;

(c) fase pós-rifte, em que o vulcanismo é reconhecido na forma de derrames mergulhantes para o interior da bacia oceânica (*seaward dipping reflector series*), intercalados a sedimentos dominantemente marinhos.

Segundo MENZIES *et al.* (2002), a província Paraná-Etendeka apresenta registros das duas primeiras fases. Os mapeamentos geológicos executados no Oeste do Paraná, em escalas de 1:100.000 (ARIOLI e LICHT, 2006; WILDNER *et al*., 2006) e 1:250.000 (ARIOLI e LICHT, 2008), e utilizados como base para este relatório, mostram que sequências de derrames lobados são especialmente abundantes e espessos sobre o depocentro da bacia e os derrames tabulares predominam fortemente em direção à borda oriental do Terceiro Planalto Paranaense. Esta distribuição é compatível com a variação das idades $^{40}Ar/^{39}Ar$ medidas em basaltos da Formação Serra Geral (CORRÊA e PEREIRA, 2005).

CAPÍTULO 3 – ARQUITETURA FACIOLÓGICA

3.1 Introdução

Nas últimas três décadas, o magmatismo mesozóico da Bacia do Paraná foi estudado principalmente quanto aos seus aspectos petrológicos (PICCIRILLO *et al*., 1988; MELFI *et al*., 1989), geocronológicos (RENNE *et al*., 1992; TURNER *et al.,* 1994; MILNER *et al*., 1995; THIEDE e VASCONCELLOS, 2008, 2010), da estratigrafia geoquímica, com base no conceito de magma-tipo (PEATE *et al*., 1988, 1992; PEATE, 1989), e da metalogênese (MINCATO, 1994, 2000; MINCATO e SCHRANK, 1993, 1994, 1998; MINCATO *et al*., 2005; ARIOLI, 2009).

Mais recentemente, intensificaram-se os estudos de geologia regional, tendo em vista o estabelecimento de um quadro faciológico, estratigráfico e estrutural que permita refinar as interpretações da história evolutiva da Província Ígnea Continental Paraná-Etendeka (MINCATO *et al*., 1995, 1997, 1998; PAIVA FILHO, 2000; WAICHEL *et al*., 2005a, 2005b).

Neste contexto, alguns autores correlacionam diretamente a tipologia geoquímica de PEATE *et al*. (1988) e PEATE (1989) com a faciologia vulcânica (WILDNER *et al.,* 2005). Os magmas-tipo estão sendo definidos, desta forma, como unidades litoestratigráficas mapeáveis. Este capítulo discute a validade metodológica desta transposição de conceitos e demonstra como a faciologia vulcânica pode ser usada, com vantagens, como base para os estudos que extrapolam os objetivos da litogeoquímica.

3.2 Conceitos fundamentais

A arquitetura faciológica de uma sequência vulcânica consiste na combinação de feições visíveis em afloramento, resultantes de processos e ambientes de deposição e resfriamento de lava, produtos vulcanoclásticos e sedimentos de mesma idade. Estas feições são essencialmente composicionais (minerais primários e secundários), texturais (cristalinidade, tamanho relativo e

arranjo de grãos) e estruturais (geometria de corpos ígneos, zonalidade interna, estilo de disjunção, diques e soleiras internas, feições de superfície). Por isto, a análise da arquitetura faciológica objetiva identificar os processos e ambientes que atuaram durante a história geológica de uma sequência vulcânica (JERRAM, 2000; SINGLE e JERRAM, 2004). O Quadro 1 apresenta as feições ígneas e vulcanoclásticas utilizadas na definição das fácies vulcânicas, segundo a metodologia proposta por esses autores, adotada neste projeto.

Quadro 1. Feições diagnósticas da arquitetura faciológica.

FEIÇÃO	DIAGNÓSTICO	INTERPRETAÇÃO
Bordas afaníticas	Textura afanítica, frequentemente vítrea, e muito fina nas bordas de estruturas.	Bordas congeladas: resfriamento rápido.
Material terroso	Matriz argilosa ou limonítica, cinza ou avermelhada, comumente com estrias de deslizamento e fragmentos de rocha.	Solo fóssil, horizonte sedimentar.
Bandeamento concêntrico	Camadas concêntricas, estriadas, ovaladas, com sinais de erosão térmica.	Tubo, canal ou lobos de lava, foliação de fluxo, estrutura em almofada.
Estratificação cruzada	Estratos com forte mergulho, clastos angulosos e hialinos.	Brecha hialoclástica, extrusão de lava em corpo d'água, delta de lava.
Estrutura de injeção	Línguas de lava, alteração, venulação.	Invasão de lava em sedimento ou lava, preenchimento de fratura a partir de zona mais quente.
Estrutura de carga	Horizonte cinza ou avermelhado abaixo de derrame, estruturas em *fiamme*, alteração, dobras.	Derrame de lava dentro de sedimento inconsolidado.
Juntas	Padrão regular de disjunção.	Padrão das juntas depende fortemente do processo de resfriamento.
Estrutura maciça	Rocha fraturada e holocristalina (> 90% de cristais), baixa densidade de vesículas, geralmente lava com pouca sílica.	Núcleo desgaseificado de derrame ou lobo de lava, conduto de lava, derrame tabular, típico de derrame inflado.
Textura porfirítica	Fenocristais em matriz fina ou vítrea.	Resfriamento lento, mistura de magmas.
Superfície brechada	Aglomerado ou brecha vulcânica, fragmentos angulosos e estriados, seixos arredondados.	Fluxo de lava A'a, horizonte sedimentar entre derrames, material terroso.
Superfície em corda	Estrutura ondulada com aspecto de cordas.	Fluxo de lava *pahoehoe*.
Material tufáceo	Material vulcanoclástico, matriz bem selecionada, finamente laminada e avermelhada, com clastos mal selecionados, monominerálicos ou polimíticos.	Produto vulcânico explosivo, clastos podem estar estirados ao longo da laminação da matriz.
Textura cristalina	Matriz com cristais de 1 – 5 mm.	Resfriamento lento, núcleo de derrame ou intrusão.

Fonte: JERRAM (2002).

O mapeamento faciológico gera informações litológicas, estruturais, geoquímicas e geofísicas que têm sido úteis em várias províncias de basaltos continentais, no entendimento dos processos que controlaram a variação regional e estratigráfica dos elementos químicos de interesse econômico. A fundamentação científica desta metodologia é resumida neste capítulo,

comparada com o conceito de magma-tipo, de modo a demonstrar a sua interdependência conceitual. Esta análise é incluída no presente relatório porque os magmas-tipo definidos por PEATE (1989) têm sido convertidos diretamente, por vários autores, em unidades litoestratigráficas, o que é questionável quanto à sua adequação e utilidade.

Do ponto de vista petrogenético, magma-tipo é um subproduto do magma parental, a partir do qual se originam as rochas de uma série de diferenciação magmática, ou cristalização fracionada (HUGHES, 1987). "Uma unidade ou formação geoquímica é definida como uma sequência de derrames de lava pertencentes a um determinado magma-tipo, o qual representa um magma parental distinto que atingiu a crosta superior" (PEATE *et al*., 1988, 1992).

O conceito de magma-tipo pode ser utilizado de forma genérica ou específica. O conceito genérico refere-se aos teores de elementos principais, sobretudo SiO_2, MgO e álcalis, a partir dos quais são definidos os grandes grupos de magmas: ultrabásicos, básicos, intermediários e ácidos. Este conceito pode ser refinado, para definições mais específicas, com base nos teores e razões de elementos menores e traços, ou petrogenéticos, principalmente os que apresentam comportamento incompatível ao longo do processo de cristalização fracionada, tais como Ti, P, Nb, Zr, Y e ETR. Devido a este comportamento, eles podem ser utilizados para se investigar a composição do magma parental e os produtos de uma série de diferenciação magmática. Nos gráficos discriminantes, os teores de elementos menores e traços formam conjuntos bem definidos, caracterizando grupos de afinidade geoquímica, ou magmas-tipo.

A identificação do magma-tipo a que pertencem fluxos de lava individualizados tem sido usada com sucesso na subdivisão de sequências vulcânicas, como foi feito nas províncias de basaltos continentais de Columbia River (SWANSON e WRIGHT, 1978; MANGAN *et al.,* 1986), do Deccan (COX e HAWKESWORTH, 1985; BEANE e HOOPER, 1988; DEVEY e LIGHTFOOT, 1986; SUBBARAO e HOOPER, 1988; SUBBARAO *et al*., 1994; MELLUSO *et al*., 2004; SHETH *et al.,* 2004) e na Plataforma Siberiana (LIGHFOOT e NALDRETT, 1994; NALDRETT *et al.,* 1992, 1996; FEDORENKO *et al.,* 1996).

De acordo com SINGLE e JERRAM (2004), a identificação de magmas-tipo é insuficiente para se interpretar os processos e ambientes que atuaram durante a história geológica de uma sequencia vulcânica. A estratigrafia geoquímica permite reconstituir a evolução petrológica e metalogenética de uma província ígnea, mas ela depende do mapeamento faciológico para acrescentar as condicionantes espaciais e paleogeográficas que transformam interpretações essencialmente petrogenéticas em história geológica. Ao mesmo tempo, o mapeamento faciológico fornece informações litológicas e estruturais mais facilmente aproveitáveis pelos estudos geotécnicos, hidrogeológicos, exploratórios e outros temas de interesse social imediato.

As sequências de basaltos continentais são classicamente subdivididas em unidades estratigráficas com base nas variações laterais e verticais de assinatura geoquímica, com apoio nas unidades sedimentares e vulcanoclásticas existentes (WILLIAMSON e BELL, 1994; ANDERSON e DUNHAM, 1966; SAUNDERS *et al*., 1997; MARSH *et al*., 2001). Em anos mais recentes, passou-se a adotar o mapeamento da arquitetura faciológica para fornecer um arcabouço geológico consistente para a estratigrafia geoquímica (SELF *et al*., 1997; JERRAM e ROBBE*,* 2001; JERRAM, 2002; PEATE *et al*., 2003; SINGLE e JERRAM, 2004).

Embora a definição da arquitetura faciológica propriamente dita seja feita em escalas de detalhe e em áreas com exposições tridimensionais adequadas, os seus conceitos fundamentais podem ser aplicados, com vantagem, no mapeamento regional e em regiões mais pobres em afloramentos. Na escala regional, mesmo que não se consiga reconstituir o comportamento tridimensional das feições internas dos derrames, é possível classificá-los com base na combinação de feições diagnósticas em cada unidade vulcânica mapeada.

3.3 Classificação morfológica de derrames

No mapeamento geológico de basaltos continentais, a identificação dos tipos morfológicos de derrames tem importância fundamental para o estabelecimento da estratigrafia e a evolução do magmatismo. Os derrames tabulares são de grande volume e resultam de erupções persistentes e em

lençol, ao passo que os derrames lobados são gerados por erupções rápidas e de fluxo canalizado, linear ou anastomosado. Sequências regionais de derrames tabulares marcam, desta forma, períodos de vulcanismo mais persistente, típico da fase sin-rifte (WHITE e McKENZIE, 1989; JERRAM *et al*., 1999; MENZIES e EBINGER, 2000; MENZIES *et al.*, 2002; KERR e MENZIES, 2004), com raros intervalos de erosão e sedimentação. Segundo esses autores, sequencias de fluxos lobados registram períodos de vulcanismo intermitente, típicos das fases pré-rifte e pós-rifte, durante as quais o registro sedimentar é abundante, intercalado aos derrames e localmente predominante sobre as rochas vulcânicas.

Para melhor entendimento dos critérios de divisão faciológica do Grupo Serra Geral, na área do estudo, é revisada a seguir a classificação morfológica de derrames, desenvolvida nas províncias de basaltos continentais. A classificação adotada neste trabalho foi proposta por SHAW e SWANSON (1970) e mereceu diversas revisões, das quais a de BONDRE *et al.* (2004) sintetiza as feições diagnósticas de forma mais objetiva. Esta classificação divide os derrames de basalto em dois tipos: tabulares ou simples e derrames lobados ou compostos.

Segundo esses autores, os derrames tabulares caracterizam-se pelas seguintes feições, algumas das quais são representadas na Figura 4:

- Espessuras de mais de 10 metros;
- Razão de aspecto (espessura : extensão lateral) muito menor do que 1, isto é, pequena espessura em relação à largura do derrame, o que produz não apenas a geometria tabular, mas controla a estrutura interna do derrame;
- Zonalidade interna constituída, quando completa, pelas seguintes subunidades: (a) zona vesicular de topo; (b) disjunção colunar superior; (c) disjunção tabular superior; (d) entablamento; (e) disjunção colunar central; (f) disjunção colunar inferior; (g) disjunção tabular inferior; (h) zona vesicular de base;
- Brechas de topo preenchidas pelos minerais comuns das amígdalas e geodos (quartzo, calcita, zeólitas, etc.);

- Produtos de diferenciação magmática, representados principalmente por pegmatito básico, granófiro e riolito;
- Chaminés e camadas vesiculares, bem como espiráculos e outras feições de segregação;
- Predominância de basalto maciço através da seção transversal, com vesículas limitadas às zonas de topo e base;
- Repetição de zonas vesiculares dentro dos derrames, podendo indicar processos de inflação, isto é, injeção de lava tardia sob crosta de lava em processo de resfriamento, ou de segregação de material fluidizado por assimilação de água em forma de vapor.

Os mesmos autores (SHAW e SWANSON, 1970; BONDRE *et al.,* 2004) caracterizam os derrames lobados pelas seguintes feições de campo:

- Espessuras de até 10 metros, sendo os lobos menores centimétricos a decimétricos (Figura 4);
- Razão de aspecto próxima de 1, isto é, a espessura é pouco menor do que a largura na seção transversal, cuja forma elíptica a ovalada condiciona o desenvolvimento de uma zonalidade interna grosseiramente concêntrica e disjunção com tendência a um arranjo radial. Na área mapeada, esta geometria ocorre mais comumente na forma lenticular dos lobos mais espessos (Figura 5);
- Ausência de disjunção colunar, que é substituída por disjunção irregular ou em blocos, devido à interferência das juntas em arranjo radial;
- Vesiculação generalizada através dos lobos individuais, com frequentes vesículas alongadas (chaminés e espiráculos), perpendiculares aos contatos (Figuras 6 e 7);
- Basalto maciço e geralmente vítreo é limitado a bandas estreitas, intercaladas a bandas de basalto vesicular;
- Zona de topo com disjunção tabular;

- Presença frequente de feições típicas de lavas *pahoehoe*: vesículas alongadas (Figura 7), superfície em cordas (Figura 8), *tumuli*, estrangulamentos, injeções de lava, alta vesicularidade, chaminés, bombas e almofadas;
- Ocorrência abundante de intercalações de brechas vulcanoclásticas (Figuras 9 e 10) e rochas sedimentares e hidrotufo (Figura 11).

Um termo intermediário foi introduzido recentemente na literatura norte-americana, o de lobos tabulares (*tabular sheet-lobes*), para descrever derrames com geometria tabular e espessura menor do que 10 m, chegando a ser decimétricos. Devido a esta pequena espessura, a sua estrutura interna resulta mais simples, inclusive a disjunção colunar que mostra tendência quadrática por falta de subdivisão dos prismas iniciais. Além disto, o pequeno volume de lava limita o desenvolvimento de feições de segregação e diferenciação magmática (SELF *et al.*, 1998; BRYAN *et al*., 2010).



Figura 4. Lobos centimétricos a decimétricos de basalto vesicular (EA-667; 233510E; 7078563N; 624 m).



Figura 5. Porção lenticular de um derrame lobado sobre brecha hidrovulcanoclástica (EA-948; 268554E; 7117967N; 802 m).



Figura 6. Lobos escoriáceos de derrame lobado (EA-1217; 200502E; 7204901N; 574 m).



Figura 7. Vesículas inclinadas no sentido do fluxo, na base de derrame lobado sobreposto a brecha com matriz areno-silte-argilosa (EA-865; 252326E; 7096899N; 663 m).



Figura 8. Superfície em corda de derrame lobado, identificando lava *pahoehoe* (EA-1217; 200502E; 7204901N; 574 m).



Figura 9. Brecha de fluxo (EA-1143; 369882E; 7193532N; 739 m).



Figura 10. Brecha hidrovulcanoclástica (EA-807; 255656E; 7078370N; 580 m).



Figura 11. Camada de hidrotufo entre derrames lobados (EA-1231; 240429E; 7182242N; 432 m).

3.4 Estrutura interna dos derrames de basalto

A análise de derrames de basalto envolve o registro de feições litológicas e estruturais relacionadas com os seguintes processos: resfriamento, fluxo, inflação, cristalização e segregação magmática. A descrição abaixo não segue a ordem de desenvolvimento das feições, mas apenas a sequência mais conveniente de observação em afloramento. O modelo utilizado é o de derrame tabular (Figura 12), que contém o maior número destas feições (Quadro 2), com indicação das que são normalmente ausentes nos derrames lobados e das que são encontradas mais frequentemente nos basaltos do Grupo Serra Geral.

Em basaltos continentais, esta estrutura desenvolve-se geralmente a partir de lobos de basalto vesicular, com espessuras de poucos decímetros, em cujo interior acumula-se progressivamente lava maciça, até formar a zonalidade descrita a seguir. A vesicularidade do derrame lobado resulta da desgaseificação da lava, ao entrar em contato com a atmosfera, ou mais precisamente, por ser despressurizada pela erupção. Dentro do núcleo maciço, ao contrário, os gases permanecem dissolvidos na lava, sob ação da pressão confinante gerada pela

carapaça vesicular, cuja estrutura esponjosa favorece o resfriamento rápido. A este processo denomina-se inflação de derrame, reconhecido por SELF *et al*. (1997) como o mecanismo mais fundamental e generalizado no desenvolvimento das províncias de basaltos continentais.

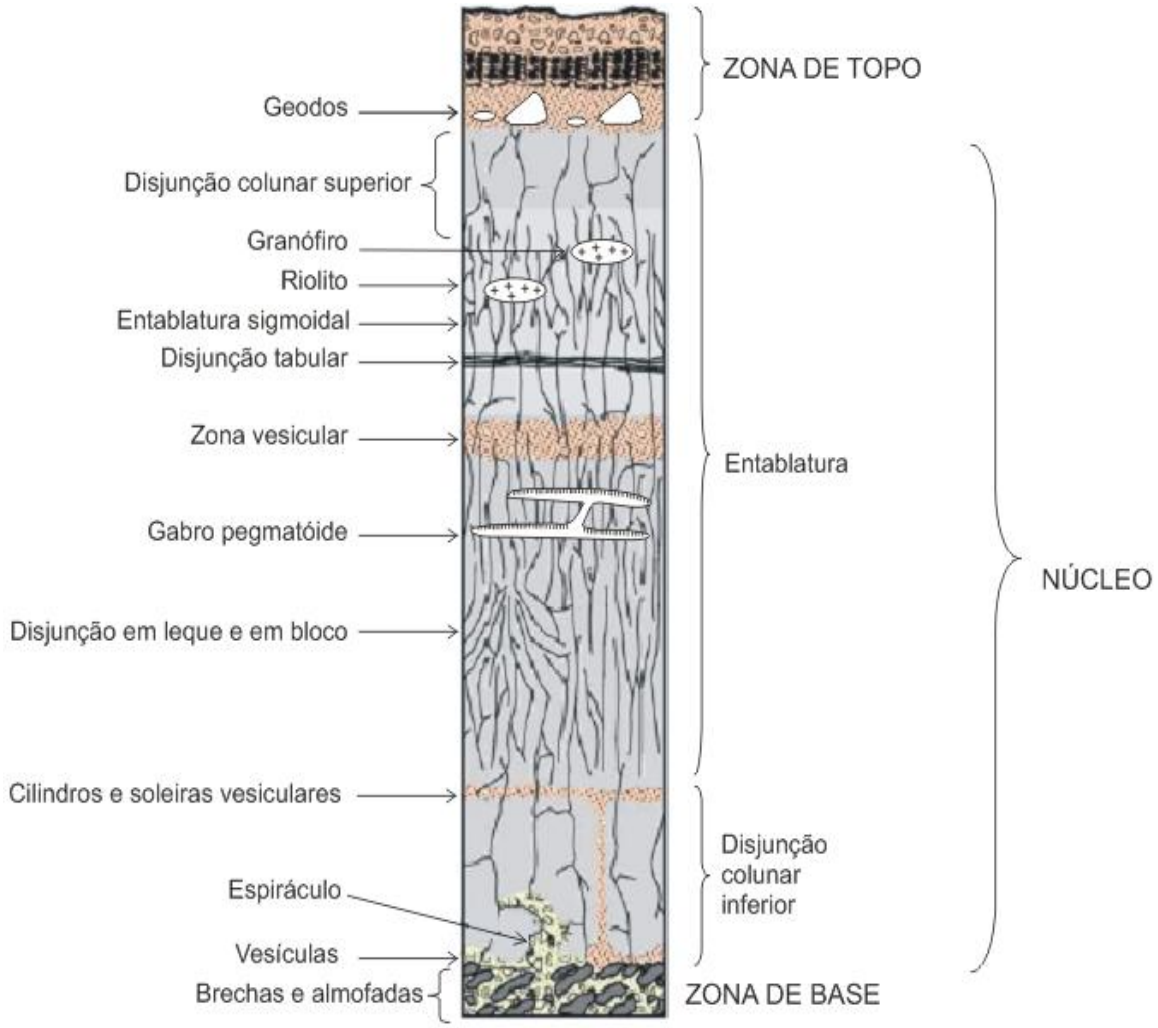


Figura 12. Estrutura interna de um derrame tabular de basalto maciço. FONTE: modificado de MARTIN *et al*. (2005).

Quadro 2. Processos e feições litológicas e estruturais de derrames de basalto.

Processos	Feições litológicas e estruturais
Resfriamento	Zonalidade interna Disjunção colunar Entablamento
Fluxo	Disjunção tabular sigmoidal Vesículas inclinadas Brechas vulcanoclásticas Brechas autoclásticas Brechas de topo
Inflação	Juntas de inflação Disjunção tabular Variações composicionais Dobras Arqueamentos
Cristalização	Variações texturais Minerais primários Minerais secundários Glóbulos de vidro Preenchimento de cavidades e fraturas Geodos
Segregação e diferenciação magmática	Espiráculos Soleiras internas Pegmatito básico Granófiro e riolito

3.4.1 Feições de resfriamento

3.4.1.1 Zonalidade interna

A estrutura interna de um derrame de basalto compreende essencialmente as zonas vesiculares de topo e base e o núcleo de basalto maciço. As demais feições são detalhes litológicos e estruturais acrescentados a esta zonalidade por processos magmáticos e pós-magmáticos. A zona vesicular de topo é geralmente mais espessa (0,3-3 m) e rica em vesículas (20-60%) do

que a de base (respectivamente 0,3-0,6 m e 20-30%). Nos derrames lobados, as bordas são comumente congeladas, isto é, com textura afanítica ou vítrea. As vesículas podem ser total ou parcialmente preenchidas, quando passam a ser chamadas de amígdalas, e os preenchimentos mais comuns no Grupo Serra Geral são quartzo, sílica amorfa, zeólita, calcita, celadonita e esmectita, mais raramente cobre nativo, malaquita, azurita e outros produtos de oxidação.

O núcleo de basalto maciço geralmente contém vesículas e amígdalas dispersas, que justificam a mudança do nome para basalto vesicular quando a sua concentração excede 5% do volume da rocha (antigamente denominado meláfiro). Zonas vesiculares dentro do núcleo maciço resultam geralmente do englobamento e assimilação parcial de blocos desprendidos da crosta resfriada, no topo, na base ou na frente do fluxo, ou devido à descompressão provocada pelo rompimento da crosta superior, durante a inflação do derrame (Figura 13). A vesiculação desenvolve-se por separação de fluidos da lava, em parte assimilados das encaixantes e do ambiente de erupção, e migração para as bordas do derrame. A migração não é apenas vertical, o que pode ser verificado na zonação concêntrica de almofadas, bombas e lobos de derrames (Figura 14).



Figura 13. Vesículas aglutinadas nos planos de fluxo ou inflação de derrame tabular de basalto (EA-1209; 316433E; 7221224N; 856 m).



Figura 14. Vesículas alongadas indicando migração centrífuga de fluidos em lobo de basalto vesicular (EA-1163; 371180E; 7218461N; 712 m).

3.4.1.2 Disjunção colunar

As feições mais típicas do núcleo de um derrame de basalto são a disjunção colunar e o entablamento. A primeira compreende as juntas colunares, as juntas transversais e as marcas de bisel. A disjunção é produzida pela contração do basalto durante o resfriamento, uma vez que o volume da rocha cristalizada é 5-10% menor do que o da lava. O entablamento pode ser gerado por vários processos e por influência de diferentes fatores externos ao fluxo de lava, como descrito no item a seguir. As juntas colunares são as primeiras a se formar, começando pelas de maiores dimensões (3-6 m de espaçamento) e perfil curvilíneo em planta, as quais se desdobram em gerações posteriores de menores dimensões (0,3-2 m) e geometria prismática (hexagonal, pentagonal, tetragonal e trigonal). A Figura 15 mostra prismas hexagonais excepcionalmente regulares, cujas dimensões métricas são típicas da base do núcleo de um espesso derrame tabular.

Nos derrames tabulares, as juntas colunares são dominantemente verticais a subverticais, porque se desenvolvem perpendicularmente às bordas do derrame. Nos derrames lobados, o arranjo da disjunção é mais radial, devido à geometria lenticular, principalmente na seção transversal ao fluxo. As juntas transversais recortam as colunares a intervalos decimétricos e são menos regulares do que as verticais. Também são mais comuns os preenchimentos nas juntas colunares do que nas transversais.

As marcas de bisel, também chamadas marcas de isotermas, diferem das juntas transversais por serem mais regulares, persistentes e produzirem deformações ao longo das juntas colunares. Devido a variações de comportamento reológico, estas deformações têm o aspecto de fraturamento subconchoidal em basalto afanítico (Figura 16) e de ressaltos horizontais em basalto fanerítico (Figura 17).

3.4.1.3 Entablamento

O entablamento pode ser gerado por vários processos e por influência de fatores externos ao resfriamento, sendo mais importantes a percolação de água pelas juntas em formação, a interferência das disjunções colunares de topo e

base no núcleo do derrame e o desenvolvimento de tensões internas em quebras de relevo ou por movimentos tectônicos, durante o processo de cristalização.

A zona de entablamento representa a porção do derrame onde o resfriamento se completa ou processa mais rapidamente, motivo pelo qual o seu espaçamento é menor do que o da disjunção colunar (LONG e WOOD, 1986). Devido ao resfriamento acelerado pelo escape de calor pelas juntas colunares e de inflação, que são abertas, o entablamento caracteriza-se pelo arranjo perturbado da disjunção.

No estado do Paraná, o mapeamento do Grupo Serra Geral permitiu identificar quatro tipos de entablamento, cuja classificação é proposta a seguir:

a) **Entablamento sigmoidal**, formado por superfícies curviplanares de atitude subvertical e espaçamento variável entre 5-10 cm e 60-80 cm, portador de feições do tipo *cup-and-ball* e desenvolvido entre as disjunções colunares de topo e do núcleo de derrames tabulares (Figura 18). Este tipo de entablamento forma-se por efeito da interferência das isotermas ascendentes e descendentes, durante o resfriamento, geralmente no terço inferior da seção dos derrames. A geometria sigmoidal resulta da tendência apresentada pelas juntas que migram em sentidos opostos de finalizarem umas contra as outras em ângulo reto.

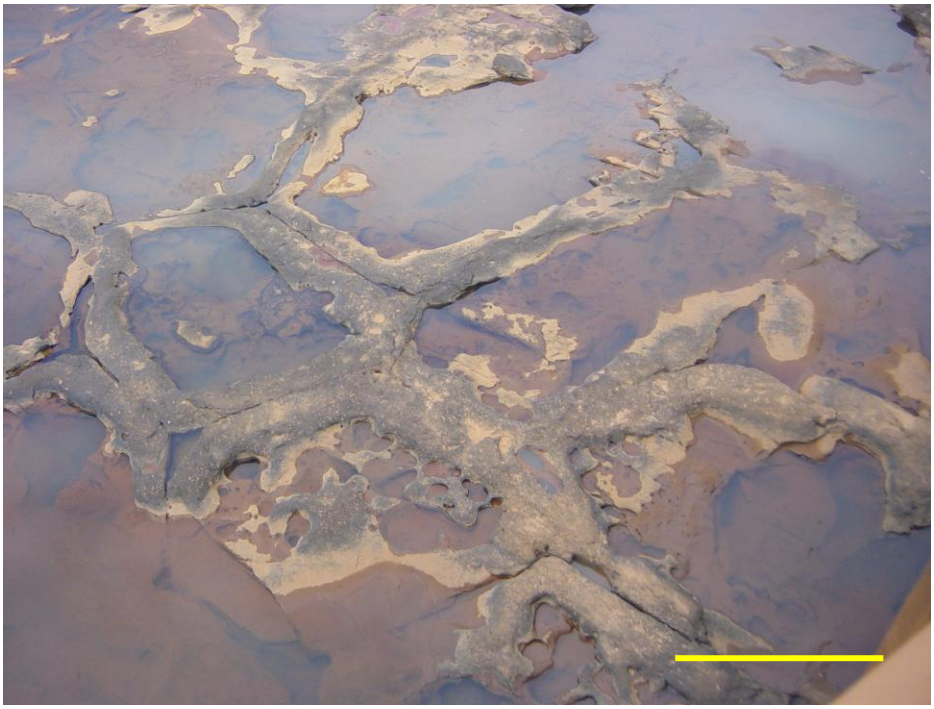


Figura 15. Seção basal de prismas hexagonais em derrame tabular de basalto maciço (EA-1188; 461201E; 7241498N; 855 m). Barra: 1 m.



Figura 16. Marcas de bisel com fratura subconchoidal em basalto hipohialino (EA-1346; 418203E; 7202621N; 912 m).



Figura 17. Marcas de bisel em basalto fanerítico (EA-1387; 354134E; 7126829N; 820 m).



Figura 18. Entablamento sigmoidal em derrame tabular de basalto maciço (EA-1210; 314994E; 7221639N; 911 m).

b) Entablamento em cunha, variedade peculiar, é encontrada na seção completa de derrames de ferro-basalto, do Paraná ao Rio Grande do Sul, exceto na zona vesicular de topo. Este estilo de entablamento caracteriza-se por duas feições distintas. Em seção, aparece como um conjunto cerrado de disjunções planares, que se entrecortam em baixo ângulo, formando prismas cuneiformes (Figura 19). Em planta, em todos os afloramentos descritos em mapeamento geológico no Oeste do Paraná e Noroeste de Santa Catarina, ele assume um arranjo geométrico semelhante ao padrão Riedel de cisalhamento (Figura 20). A disjunção colunar é produto da contração da rocha por resfriamento e a sua geometria é determinada pela distribuição das isotermas, que é controlada por sua vez pela geometria das superfícies de topo e base e pela espessura do derrame. Como a feição estrutural aqui denominada entablamento em cunha apresenta evidências de ter sido formada sob alguma influência externa sobre a geometria ideal da disjunção, este argumento é utilizado para não classificá-la como

disjunção colunar. Segundo CAS e WRIGHT (1995), derrames de alta viscosidade podem desenvolver tensões internas e, consequentemente, feições de cisalhamento, quando encontram obstáculos e escorrem sobre terrenos acidentados. Nas zonas baixas do terreno, desenvolvem-se tensões compressivas dentro da lava represada, e nas zonas de quebra de relevo, os esforços são distensivos. Descrições destas situações são encontradas em CHRISTIANSEN e LIPMAN (1966), LONEY (1968), BENSON e KITTLEMAN (1968), FINK e ZIMBELMAN (1986), HUPPERT (1982). Embora a viscosidade da lava basáltica seja incompatível com este comportamento reológico, é admitido como hipótese, neste relatório, que o entablamento em cunha pode ser o produto de tensões cisalhantes desenvolvidas no interior de fluxos de lava com cristalinidade elevada (MARSH, 1995).

c) **Entablamento em leque**, formado por colunas de 10-30 cm, distribuídas em arranjo convergente ou divergente para a base, e observadas na zona de topo de derrames tabulares (Figura 21). Este estilo de disjunção apresenta frequentemente marcas de bisel, nas superfícies das juntas, formadas pelo avanço das isotermas durante o resfriamento (Figuras 16 e 17). Este padrão é observado, na Formação Serra Geral, geralmente associada a basalto afanítico e esparsamente vesicular, constituindo a zona de topo de espessos derrames tabulares de basalto maciço. Interpretada por vários autores (LONG e WOOD, 1986; REIDEL e FECHT, 1987; DEGRAFF *et al*., 1989; LYLE, 2000) como produto da interação entre água e lava, na província de Columbia River (USA), o entablamento em leque é atribuído por SCHAEFFER e KATTENHORN (2004) a processos de inflação interna de derrames tabulares, nos basaltos de Snake River (USA). Em ambas as regiões do NW norte-americano, o entablamento em leque ocorre no núcleo e não na zona de topo dos derrames.

d) **Entablamento em bloco, ou caótico**, formado por fraturamento fino (5-15 cm) de basalto afanítico, sem orientação definida e

produzindo um padrão aparentemente desorganizado de fragmentação (Figura 22). Pode representar uma variação lateral do entablamento em leque, por interferência de leques adjacentes, ou a zona basal dos leques, na transição à disjunção colunar subjacente.



Figura 19. Entablamento em cunha em derrame tabular de basalto maciço (EA-802; 274018E; 7073373N; 840 m).



Figura 20. Padrão da disjunção em cunha, vista em planta (EA-861; 252039E; 7091513N; 840 m).



Figura 21. Entablamento em leque desenvolvido sobre disjunção colunar (EA-1139; 390314E; 7189631N; 715 m).



Figura 22. Entablamento em bloco ou caótico sobre disjunção colunar, em derrame tabular de basalto maciço (EA-088; 337806E; 7160969N; 482 m).

3.4.2 Feições de fluxo

Disjunção tabular truncada. É comum observar, na base de derrames espessos, disjunção tabular com geometria sigmoidal e truncada, típica das zonas de cisalhamento (Figura 23). Esta feição pode ser produzida por fluxo exclusivamente ou pela combinação de fluxo e inflação de derrame. A inflação pode gerar a disjunção e o fluxo de lava parcialmente solidificada pode provocar deslizamento e truncamento das placas de basalto.

Vesículas inclinadas. A sua ocorrência é mais comum em derrames lobados do que nos tabulares. Vesículas com até 2 cm de diâmetro e 10-15 cm de comprimento são observadas na zona vesicular de base, subverticais ou inclinadas no sentido do fluxo da lava. Raramente elas contêm preenchimentos, exceto algum revestimento de minerais secundários, tais como celadonita e caulim.

Brechas de fluxo. Associam-se preferencialmente a derrames lobados, mas não é incomum a sua ocorrência no topo, na base ou na frente de derrames tabulares. Como as demais brechas, descritas abaixo, são produtos de deformação rúptil de lava *A'a*, cuja viscosidade elevada impede o escoamento típico da lava *pahoehoe*. Derrames de lava *pahoehoe* podem conter localmente lava *A'a*, principalmente no topo e nas zonas distais, onde o aumento de viscosidade resulta do resfriamento rápido. O deslocamento da lava atrai os blocos para a base do fluxo,



Figura 23. Disjunção tabular truncada na base de derrame tabular (EA-1061; 478869E; 7201029N; 1.047 m).

como em uma esteira transportadora, enquanto o núcleo permanece fluído por longas distâncias. As brechas de topo são bastante comuns na Formação Serra Geral, tanto em derrames tabulares quanto lobados, assim como são comuns os preenchimentos de minerais secundários entre os blocos (Figura 24).

Brechas autoclásticas. Podem ser observadas nas zonas superiores do núcleo, onde fragmentos angulosos de basalto vesicular são englobados por basalto maciço. KESZTHELYI *et al*. (2001) classificam-nas como lavas *pahoehoe* em blocos ou em placas.

3.4.3 Feições de inflação

Dobras e arqueamentos. Processos de inflação podem produzir anticlinais e domos no topo de derrames, enquanto a retração ou o esgotamento da lava contida em tubos pode produzir afundamentos na forma de sinclinais e bacias. Dobras e arqueamentos são abundantes nos derrames de basalto hipohialino, associadas a entablamento em leque, na região de Guarapuava, com exposições notáveis na pedreira de Lagoa Seca (Figura 19).

Juntas de inflação. Abertas e geralmente preenchidas por lava ou brecha vulcanoclástica, controlam o arranjo das demais juntas e do entablamento. O empuxo vertical do fluxo de lava tardia, abaixo da crosta endurecida do fluxo precursor, produz aberturas que podem atingir vários metros de largura e centenas de metros de extensão. São dificilmente reconhecidas no Grupo Serra Geral, provavelmente devido ao preenchimento por fluxos posteriores de lava, passando a confundir-se com brechas autoclásticas e de frente de derrame.

Disjunção tabular. Nem toda disjunção tabular pode ser atribuída a processos de inflação, mas sua presença imediatamente abaixo da zona vesicular de topo e acima das concentrações de geodos favorece esta interpretação. As ametistas de Chopinzinho e do Rio Grande do Sul (Márcia E. B. GOMES, 2007, com. pessoal; JUCHEM *et al*., 2008) mostram este controle estrutural.

Vesículas e geodos achatados. Com diâmetros horizontais centimétricos a decimétricos, estas feições podem resultar da compressão e coalescência de vesículas e geodos inicialmente esferoidais, durante a inflação de derrames (ver Figura 6). Esta deformação é geralmente descrita como sendo produto de fluxo, mas o reconhecimento dos processos de inflação em derrames de basalto está se tornando mais comum nas províncias ígneas continentais.

Variações composicionais. O fluxo de lava tardio, responsável pela inflação de derrame, pode ter composição química diferente da crosta endurecida que forma a zona vesicular de topo ou, como se observa na região de Guarapuava, a cobertura de basalto hipohialino. LOPES (2008) obteve teores fortemente contrastantes de óxidos, principalmente TiO_2, em amostras de

basalto hipohialino (de alto TiO_2) e de basalto fanerítico (baixo TiO_2), que afloram superpostos.



Figura 24. Brecha de fluxo cimentada por sílica cristalina (EA-1141; 372648E; 7192692N; 779 m).

3.4.4 Feições de cristalização

Variações texturais. O resultado mais evidente dos processos de cristalização da lava basáltica é a variação de texturas que se observa da base ao topo. As bordas congeladas, de espessura milimétrica, apresentam textura afanítica a vítrea, que se estende para as zonas vesiculares. O núcleo pode exibir textura desde afanítica até fanerítica grossa, independente da espessura do derrame (PHILPOTTS, 1990).

Minerais primários. A composição primária do basalto toleítico é bastante simples, formada essencialmente por plagioclásio e piroxênio em proporções mais ou menos equivalentes, rara olivina (férrica nas variedades toleíticas) e opacos (magnetita e alguma ilmenita). Esses minerais são facilmente identificados em amostra de mão, acrescentando-se ao microscópio os acessórios: apatita, titanita, vidro intersticial, iddingsita, etc. O plagioclásio é andesina ou labradorita, o piroxênio é augita e pigeonita, menos comumente

enstatita, e a magnetita pode aparecer em duas gerações, distinguidas pelos hábitos euédrico e esquelético.

Minerais secundários. Processos pós-magmáticos, de natureza hidrotermal, autometassomática ou intempérica, produzem uma série mais variada de minerais do que a mineralogia primária. Os preenchimentos de vesículas, geodos e fraturas incluem quartzo, sílica amorfa, opala, ágata, calcedônia, ametista, zeólita, escapolita, calcita, cavansita, selenita, celadonita, clorofeíta, esmectita, caulim, limonita (óxidos e hidróxidos de Fe), psilomelano (óxido de Mn), carbonatos, sulfatos e óxidos de Cu.

Glóbulos de vidro. São comuns dentro dos derrames de basalto maciço e dos gabros pegmatóides, podendo ser confundidos com amígdalas, das quais diferem pela ausência de zonação concêntrica e de preenchimentos por minerais secundários. Os glóbulos são concentrações ovaladas, esferoidais ou amebóides, com até 2 cm de diâmetro, de vidro que resta ao final da cristalização (Figura 25). O vidro é facilmente alterado a esmectita ou celadonita, o que o torna esverdeado, e contém frequentemente incrustações de cobre nativo. Análises químicas mostram teores importantes de água, em torno de 5%, o que permite classificá-lo como opala.

3.4.5 Feições de segregação e diferenciação magmática

Soleiras internas. São corpos lenticulares a tabulares, isolados ou superpostos, com até 15-20 cm de espessura e vários metros de extensão (Figura 26). Assim como os espiráculos, as soleiras internas diferem das zonas vesiculares de topo e base pela maior concentração de vesículas, chegando a assumir uma estrutura mais comumente escoriácea.

Espiráculos. São cilindros verticais de basalto vesicular a escoriáceo (>60% de vazios), com diâmetros de 2-10 cm, que ascendem a partir da base do derrame e podem alimentar soleiras internas (Figura 27). São comuns espiráculos sem ligação aparente com soleiras de basalto vesicular, afunilados no sentido do topo, com inclinações que indicam o sentido do fluxo de lava. Estas feições de segregação magmática se formam por assimilação de água das

encaixantes ou do ambiente superficial de acúmulo da lava, na forma de vapor, responsável pela vesicularidade excepcionalmente alta (LONG e WOOD, 1986).

Pegmatito básico. Abundantes nos derrames tabulares de basaltos continentais, os gabros pegmatóides formam lentes, corpos tabulares, veios e *stockworks* (Figura 28), menos frequentemente bolsões irregulares.



Figura 25. Glóbulos de vidro argilizado em pegmatito básico (EA-870; 256588E; 7100105N; 676 m).



Figura 26. Soleira interna de basalto vesicular em basalto maciço (EA-1230; 240950E; 7190970N; 439 m).



Figura 27. Espiráculo em derrame tabular (EA-1230; 240950E; 7190970N; 439 m).

Os contatos inferiores tendem a ser difusos e os superiores são abruptos, por efeito do processo formador. A composição mineralógica é a mesma dos basaltos encaixantes, embora em proporções diferentes, mas a composição química mostra diferenças importantes. Nos pegmatitos, plagioclásio e vidro são mais abundantes, a augita forma cristais aciculares de hábito fibro-radiado (Figura 29) e a magnetita forma concentrações ao longo dos exocontatos. Esses diferenciados magmáticos localizam-se geralmente no terço superior dos derrames, formados por segregação e filtragem seletiva de líquidos residuais através rede tridimensional de plagioclásio, a partir de 55% de cristalinidade da lava em processo de resfriamento (MARSH, 1995; PHILPOTTS *et al*., 1996).

Granófiro e riolito. Constituem os produtos finais da segregação e diferenciação magmática, que ocorrem geralmente acima dos corpos de pegmatito básico e assumem formas geralmente globulares ou lenticulares. Podem ser confundidos com xenólitos graníticos e riolíticos (MARSH, 1995). Estas variedades de diferenciados finais da lava basáltica ainda não foram registradas no Grupo Serra Geral, dentro do território paranaense.



Figura 28. *Stockwork* de pegmatito básico (EA-680; 236744E; 7076106N; 534 m).



Figura 29. Augita de hábito fibro-radiado em contato de pegmatito básico com basalto (EA-693; 228700E; 7111333N; 582 m).

3.5. Arquitetura faciológica de algumas províncias de basaltos continentais

3.5.1. Propriedades reológicas do magma e estruturas vulcânicas

Esta seção faz uma resenha da arquitetura faciológica das províncias de basaltos continentais mais comparáveis à Província Ígnea Continental Paraná-Etendeka. São elas, em ordem decrescente de idade geológica: Deccan (Índia), Columbia River (Oregon, EUA), Snake River (Oregon, EUA) e o Grande Rifte Africano (Etiópia a Moçambique). A título de introdução, vale revisar algumas propriedades do magmatismo básico e suas relações com as estruturas vulcânicas.

O comportamento estrutural dos materiais intrusivos e vulcânicos depende das propriedades reológicas do magma (WALKER, 1993): densidade, viscosidade, temperatura e conteúdo de gases. Como estas propriedades são bastante uniformes no magma básico, elas tendem a gerar feições litológicas

uniformes, cabendo a outros fatores o papel de promover a diversidade de feições encontradas nas províncias de basaltos continentais. Os dois fatores não-magmáticos mais importantes são a taxa de suprimento de magma e o envolvimento de água externa ao sistema, tanto subterrânea quanto em superfície.

A combinação destes fatores condiciona o desenvolvimento de cinco tipos de estruturas vulcânicas: vulcões-escudo, estratovulcões, vulcões de aparelho central, derrames em lençol e vulcões monogenéticos. A síntese abaixo sobre esses tipos de estruturas vulcânicas é de WALKER (1993).

Vulcões-escudo têm perfil em planta com tendência elíptica a circular, encostas suaves com ângulos de 4^o a 15^o, o que lhes empresta uma estrutura cônica mal definida. Localizam-se em zonas de rifte estreitas e eventualmente radiais, com fissuras flanqueadas por diques de escória e cones de cinzas. Esses vulcões são poligenéticos, isto é, formados por numerosas erupções de lava basáltica, o que torna a estrutura geral do edifício vulcânico bastante complexa, com ramificações laterais e crateras adventícias. Eles diferem dos derrames em lençol pela predominância dos derrames compostos, ou lobados, de pouca espessura e estrutura interna simples, frequentemente destituídos de disjunção colunar. O melhor exemplo é o vulcão Mauna Loa, no arquipélago do Havaí, com diâmetro de mais de 400 km e altitude de até 10 km sobre o fundo do oceano Pacífico. As ilhas da Madeira, Açores e Cabo Verde são outros exemplos notáveis deste tipo de estrutura vulcânica.

Estratovulcões são formados por sucessões de lava e rochas piroclásticas, com estrutura geral cônica e encostas de 10^o a 36^o, este igual ao ângulo de repouso de materiais detríticos grosseiros. Geralmente truncados por caldeiras de colapso, localizam-se em zonas de subducção, onde as zonas de rifte são difusas, e são construídos por lava andesítica a riolítica. São exemplos de estratovulcões as ilhas que constituem o arquipélago japonês, com destaque para as ilhas Hokaido e Izu-Oshima pelas suas grandes dimensões. As cadeias vulcânicas dos Andes e de Taupo (Nova Zelândia) são exemplos de estratovulcões de ambiente continental.

Vulcões de aparelho central são uma variedade de estratovulcões ou vulcões-escudo, formados por combinações variáveis de lavas basálticas e riolíticas, subordinadamente andesíticas e dacíticas. As lavas básicas formam derrames lobados de basalto vesicular, menos comumente maciço, e as ácidas formam depósitos de cinzas, ignimbritos, derrames curtos e espessos, além de domos endógenos. As erupções silicosas formam caldeiras rasas, bastante comuns nas encostas superiores dos vulcões centrais. O vulcão Newberry (Oregon, EUA) e o Jebel Kariz (Arábia Saudita) são exemplos deste tipo de estrutura.

Vulcões monogenéticos são formados por uma única erupção, que acumula cones de lavas basálticas de pequenas dimensões, geralmente associados a cones de cinzas e lagos formados por processos freatomagmáticos. Em Auckland (Nova Zelândia), ocorrem mais de 50 pequenos vulcões monogenéticos construídos exclusivamente por lava basáltica alcalina. O campo vulcânico de Higasha-Izu (Japão) contém 70 vulcões monogenéticos, 50 dos quais basálticos e os demais de composição andesítica, dacítica e riolítica. Em todos os casos, boa parte dos condutos formam crateras freatomagmáticas, circundadas por cones de rochas piroclásticas e hialotufos (tufos formados a partir de fluxos piroclásticos saturados em água, em erupções freatomagmáticas).

Campos de derrames em lençol predominam nas grandes províncias de basaltos continentais, construídos por vulcanismo fissural de grande porte e altas taxas de erupção, que acumulam camadas essencialmente horizontais de lava basáltica, localmente interdigitadas a vulcões monogenéticos, raramente a estratovulcões. As erupções começam como cortinas de lava e passam gradualmente a vulcanismo de conduto central, em pontos onde o fluxo de lava rompe as rochas encaixantes por erosão magmática. As províncias ígneas Paraná-Etendeka, Columbia River (EUA) e Deccan (Índia) são os exemplos mais notáveis de campos de derrames em lençol. A Islândia, os campos vulcânicos de Harrat Rahat (Arábia Saudita) e o Grande Rifte Africano (Etiópia a Quênia) são províncias do mesmo tipo, com vulcanismo ativo em nossos dias. O Quadro 3 sintetiza as características dos vários tipos de estruturas vulcânicas e suas relações com a composição química do magma.

Quadro 3 - Estruturas vulcânicas típicas das províncias ígneas continentais.

Estrutura vulcânica	Descrição	Magma	Exemplos
Vulcão-escudo	Poligenéticos com predominância de lava básica. Estrutura cônica mal definida e encostas suaves. Zonas de rifte estreitas a radiais.	Básico toleítico	Mauna Loa (Havaí), ilhas da Madeira, Açores e Cabo Verde
Estratovulcão	Poligenéticos com lava andesítica a riolítica intercalada com materiais piroclásticos. Estrutura cônica e encostas íngremes. Caldeiras de colapso no topo. Zonas de subducção e riftes difusos.	Intermediário a ácido	Andes, Hokaido e Izuma-Oshima (Japão), Taupo (Nova Zelândia).
Vulcão central	Variedade de vulcão-escudo ou estratovulcão com mistura de lavas básicas e ácidas, subordinadamente intermediárias. Derrames lobados e vesiculares intercalados a materiais piroclásticos.	Básico alcalino a ácido.	Newberry (EUA), Jebel Kariz (Arábia Saudita).
Vulcão monogenético	Uma única erupção forma cone de pequenas dimensões com cinza e escória básica. Ocorrem em campos com dezenas de vulcões. Associam-se a maares e lagos vulcânicos.	Básico alcalino	Auckland (Nova Zelândia), Higasha-Izu (Japão).
Derrames em lençol	Derrames tabulares predominam sobre lobados com extensões de até centenas de quilômetros. Platôs vulcânicos nivelados, eventualmente basculados.	Básico toleítico	Paraná-Etendeka, Columbia River e Snake River (EUA), Islândia, Deccan (Índia), Harrat Rahat (Arábia Saudita), Grande Rifte Africano.

3.5.2. Província do Deccan

Com mais de 500.000 km^2 de extensão, a província basáltica do Deccan (Índia) representa menos da metade da província Paraná-Etendeka e mais do que o dobro da província de Columbia River (EUA). Formados por fluxo em lençol, os derrames do Deccan classificam-se em dois tipos: compostos e simples. Os primeiros afloram em aproximadamente um terço da extensão da

província, concentrados na região de Mumbai, e os derrames simples cobrem os dois terços restantes.

Os derrames compostos são delgados (2-10 m de espessura) do que os de Columbia River. Raros excedem 15 m de espessura. Outra característica desta província é a virtual ausência de disjunção nos derrames, confinada normalmente às zonas centrais e com geometria irregular ou em bloco. As zonas vesiculares de topo são geralmente recortadas por juntas tabulares e são abundantes as evidências de inflação através de sistemas de tubos endógenos. Estas características permitem comparar os derrames compostos do Deccan aos fluxos de lava pahoehoe do Havaí (BONDRE *et al.*, 2004; SHETH, 2000).

Os derrames simples são mais espessos (10-50 m) e apresentam padrões regulares de disjunção colunar, frequentemente recoberta por entablamento em leque ou caótico. As feições de crescimento por inflação interna são ambíguas ou ausentes, assim como as indicadoras de processos de diferenciação magmática *in situ*, tais como espiráculos e pegmatitos. Contrariando uma associação intuitiva entre espessura e textura dos derrames, os mais delgados têm textura mais grossa do que os espessos. Os derrames simples, equivalentes aos denominados tabulares neste relatório, são comparáveis aos que predominam na província de Columbia River (BONDRE *et al.*, 2004).

Segundo SHETH *et al*. (2004), todos os basaltos da província do Deccan são toleíticos, com hiperstênio e quartzo normativos e teores de MgO dentro do intervalo de 3,79 a 7,09%, exceto na região de Ambenali, onde basaltos mais primitivos contêm até 16% de MgO (SEN, 2001). Esta relativa uniformidade geoquímica é compatível com a estrutura geral da província, cuja complexidade estratigráfica não impede o reconhecimento de uma fonte concentrada de emissões na região de Mumbai, onde se localiza a junção tríplice sobre a pluma mantélica. A mencionada uniformidade geoquímica diz respeito apenas à classificação dos basaltos do Deccan como toleíticos, porque os diferentes graus de contaminação crustal verificados através da sequência estratigráfica refletem-se principalmente no conteúdo de elementos traços, sem influência sobre as propriedades reológicas do magma. Isto explica a grande predominância de derrames tabulares e lobados, produzidos a partir de fissuras, com a localização de vulcanismo de aparelho central e domos apenas na denominada Flexura de

Panvel, ramo N-S da junção tríplice, onde afloram traquito, riolito, sienito, basanito, lamprófiro e ijolito (SHETH, 2000).

3.5.3. Província de Columbia River

A província de Columbia River é formada exclusivamente por lavas e intrusões basálticas, nos estados de Oregon, Washington e Idaho, no extremo NW dos Estados Unidos da América. A sua extensão é de aproximadamente 200.000 km^2 e a idade varia de 17 a 6 Ma, com o maior volume de erupções datadas entre 17 e 14 Ma (SWANSON e WRIGHT, 1981).

Os derrames tabulares de basalto toleítico são espessos (média de 20 m) e extensos (mais de 100 km), com volumes médios de 20 km^3 e cobrindo áreas de até 40.000 km^2. Eles se desenvolveram na forma de fluxos em lençol, com processos de espessamento por inflação através de túneis simples e redes de túneis endógenos. As erupções ocorreram a partir de fissuras com dezenas a centenas de quilômetros de extensão, e atingiram volumes 2 a 3 ordens de grandeza maiores do que nas demais províncias cenozóicas dos continentes. Cones de cinzas e outros tipos de estruturas vulcânicas são raros nesta província, em contraste com o que se observa na Islândia, na província de Snake River e no Havaí. Isto se deve à composição exclusivamente toleítica da lava, que é menos viscosa do que a das lavas básicas alcalinas, por exemplo.

A estratigrafia da província foi estabelecida por MACKIN (1961), BINGHAM e GROLIER (1966), SCHMINCKE (1967), SWANSON *et al.* (1979), SWANSON e WRIGHT (1978) e CAMP *et al*. (1979). Os critérios utilizados foram essencialmente de afloramento (cor de rocha sã e alterada, tamanho e forma de vesículas, espessura e estilo da disjunção, entre outros), suplementados por petrografia microscópica, polaridade magnética e análises geoquímicas. TiO_2, P_2O_5 e MgO são os indicadores geoquímicos que se mostraram mais confiáveis para individualizar derrames, dentro das formações do Grupo Columbia River (MARTIN *et al.*, 2005). A sucessão de formações é bastante semelhante à descrita no Grupo Serra Geral, à exceção dos termos ácidos do vulcanismo, que não ocorrem na província norte-americana.

A Formação Imnaha, mais antiga do grupo, com 500 m de espessura, compõe-se de uma sequência de derrames tabulares de basalto fanerítico, geralmente plagiofírico, com amígdalas de zeólitas no topo e alteração esmectítica generalizada. Esta unidade contém cinco variedades químicas de basalto, com base nos elementos traços (SWANSON e WRIGHT, 1981; MARTIN *et al*., 2005). A Formação Picture Gorge contém basalto afírico a porfirítico, com espessura total de pelo menos 800 m, enquadrando-se toda sequência em um único tipo geoquímico. Os derrames mais espessos apresentam diferenciados pegmatóides tabulares.

A Formação Grande Ronde ultrapassa 1.000 m de espessura, com derrames tabulares de basalto esparsamente porfirítico a afírico, com aumento mais ou menos regular no teor de Mg em direção ao topo da sequência. Ela é subdividida em 17 membros e engloba, segundo alguns autores (MARTIN *et al.*, 2005), a Formação Picture Gorge. A Formação Wanapum é mais heterogênea tanto petrográfica quanto quimicamente, o que levou à sua divisão em cinco membros e um grande número de subtipos geoquímicos. De um modo geral, os derrames desta formação são constituídos de basalto grosso e porfirítico com fenocristais centimétricos de plagioclásio, cujas fissuras de extrusão são conhecidas e mapeadas regionalmente.

A Formação Saddle Mountain representa a fase final de preenchimento do rifte, com vulcanismo intermitente acumulando derrames de pequeno volume interdigitados a espessos pacotes de rochas sedimentares. A variação geoquímica e petrográfica desta formação é maior ainda do que a Formação Wanapum, justificando a sua divisão em dez membros.

Desta síntese, vale ressaltar a composição exclusivamente toleítica dos basaltos na província de Columbia River, a ausência de derivados ácidos e a posição estratigráfica de topo das rochas sedimentares, que são normalmente atribuídas à fase inicial de desenvolvimento das províncias de basaltos continentais (JERRAM, 2002; MENZIES, 2006).

3.5.4. Província de Snake River

A província de Snake River forma uma depressão com mais de 600 km de extensão, largura de 50 a 125 km e direção geral E-W, no estado de Idaho (EUA). Em forma de arco, a bacia é dividida em três partes: oeste, central e leste.

A parte oeste da província tem orientação geral NW, flanqueada por falhas normais e as camadas que a preenchem mergulhantes para o eixo central. Ela é preenchida por uma intercalação de olivina-basaltos toleíticos e alcalinos, depósitos freatomagmáticos, domos e tufos riolíticos e sedimentos lacustres, com idades de 16 Ma a apenas 700.000 anos. A região central da província, de orientação E-W, é preenchida por uma sequência semelhante à anterior. A porção oriental, de orientação NE, contém poucos intervalos sedimentares entre os derrames de basalto alcalino e domos de riolito, muitos associados a complexos de caldeiras de colapso.

De um modo geral, o vulcanismo Snake River apresenta características intermediárias aos derrames em lençol (Grupo Serra Geral e Deccan) e os vulcões-escudo (Havaí). Por isto, contém estruturas de vulcanismo central na forma de vulcões-escudo, derrames em lençol formados a partir de fissuras de grande extensão e derrames tabulares inflados através de sistemas de tubos endógenos. Os vulcões-escudo são pequenos e rasos, formados por basalto alcalino. Os derrames em lençol de basalto toleítico formaram-se a partir de falhas controladoras dos riftes principais, com extensões que ultrapassam uma centena de quilômetros. Os derrames inflados representam apêndices periféricos aos vulcões-escudo e derrames em lençol.

Os teores e razões de constituintes maiores, principalmente MgO, CaO, Al_2O_3 e TiO_2, e elementos traços, como La, Th e Y, definem quatro séries petrogenéticas, com teores crescentes de elementos incompatíveis. Elas são atribuídas a diferentes graus de fusão de uma região quimicamente estratificada do manto, sucedida por fracionamento cristalino em diferentes níveis crustais. Magmas gerados pelos mais altos graus de fusão ascenderam antes dos produzidos por menores graus de fusão, o que explica o aumento consistente

nos teores de elementos incompatíveis em direção ao topo da sequência vulcânica (HUGHES *et al.*, 2002).

3.5.5. Província do Grande Rifte da África Oriental

O Grande Rifte Africano (*East African Rift System*) é uma estrutura de dimensões continentais que rasga a margem oriental da África, em uma extensão de mais de 7.000 km e cerca de 1.000 km de largura, desde a Etiópia até Moçambique, recortando no percurso os territórios do Quênia, Uganda, Tanzânia e Malawi. No extremo norte, o rifte começa no grande domo do Afar, de idade terciária, e subdivide-se em dois ramos ao contornar o domo do Quênia. O ramo ocidental contém a série de grandes lagos, dos quais os maiores são os lagos Vitória, Tanganica, Turkana, Rudolf, Malawi e Kivu.

A abertura da crosta continental, ao longo de zonas de fraqueza pré-existentes, controlou a formação de magma básico, por fusão do manto superior, e a erupção de lava basáltica através de geossuturas e de lava e material piroclástico ácido, em zonas de caldeiras e vulcanismo central (SAEMUNDSSON, 2008). A variedade composicional dos magmas e produtos vulcânicos gerados ao longo do Grande Rifte Africano é, possivelmente, a maior de todas províncias de basaltos continentais: basalto alcalino, basalto toleítico, nefelinito, fonolito, carbonatito, traquito, andesito, dacito e riolito. Segundo SAEMUNDSSON (2008), o volume e a composição dos materiais intrusivos e vulcânicos foram controlados pela taxa de abertura do rifte e pela profundidade de geração do magma: vulcanismo ausente abaixo de 1 mm/ano; basalto alcalino a 1-10 mm/ano e profundidades maiores do que 35 km; basalto transicional a toleítico com derivados silicosos peralcalinos a 1-2 cm/ano e profundidades menores do que 35 km e sobre a crosta oceânica.

A grande variedade de produtos vulcânicos reflete-se na também grande variedade de estruturas vulcânicas: derrames tabulares e lobados de basalto toleítico, vulcões-escudo de basalto alcalino, estratovulcões de fonolito e traquito, domos de carbonatito e riolito, campos de brechas e tufos andesíticos e riolíticos, além de espessos depósitos de sedimentos tufogênicos. Estas, por sua vez, correspondem a diferentes fases de evolução do rifte, desde margem

passiva (sem magmatismo) até margem ativa (com magmatismo) (DEMISSIE, 2010). Segundo este autor, a evolução regional do rifte está registrada na redução da alcalinidade e no aumento da saturação em sílica de sul para norte.

Na borda NW do domo do Quênia, a geração de magma por fusão adiabática do manto produziu grandes volumes de lavas básicas alcalinas e altamente potássicas (até 12% K_2O), acompanhadas de erupções explosivas de carbonatito. Os altos teores de elementos incompatíveis nestas rochas indicam que o grau de fusão foi baixo e a subsaturação em sílica permitiu a ascensão rápida na crosta, devido à baixa viscosidade do magma, impedindo a contaminação crustal. Em contraste, a alta viscosidade do magma carbonatítico condicionou a explosividade das erupções, formando grandes volumes de rochas piroclásticas, associadas também a crateras de origem freatomagmática.

Lavas traquíticas acumuladas em torno de condutos centrais formaram vulcões-escudo de pequeno porte, distribuídos ao longo de falhas marginais dos riftes, como se observa no campo vulcânico de Virunga (Ruanda). Vulcanismo fissural, de composição principalmente toleítica, foi gerado por fusão parcial de níveis superficiais da crosta continental (DEMISSIE, 2010). Com a evolução do magmatismo, a composição do magma passou a traquítica, traqui-andesítica e fonolítica, manifestada na forma de vulcões centrais poligenéticos. Nestes setores do Grande Rifte Africano, como no Quênia e na Etiópia, com o aumento do caráter silicoso do magma, aumenta a ocorrência de produtos piroclásticos associados a caldeiras, domos riolíticos, fumarolas e sulfataras.

Os campos vulcânicos do lago Kivu (Angola) e de Rungwe (Zâmbia) foram construídos com a erupção fissural de lavas toleíticas e basaníticas, cuja estruturação regional é típica de platôs, com extensos e espessos derrames tabulares de basalto essencialmente maciço (DEMISSIE, 2010). Localmente, pequenos volumes de lava traquítica formaram vulcões centrais poligenéticos. A combinação de lavas em lençol e vulcões centrais estende-se para toda região do rifte cujos dados geofísicos indicam uma crosta continental atenuada por delaminação ou estiramento, diminuindo a sua participação na geração de magma no manto superior.

CAPÍTULO 4 – GEOLOGIA REGIONAL

4.1 O mapeamento geológico do Grupo Serra Geral

Alguns aspectos que envolvem o mapeamento geológico de sequências vulcânicas, em particular do Grupo Serra Geral (denominado formação quando se refere à nomenclatura anterior a este relatório e à forma adotada em outros documentos), são comentados a seguir, tendo em vista contribuir para o desenvolvimento de outros projetos que venham a ser executados neste compartimento geológico. Merecem atenção especial as seguintes questões:

- a categoria de unidade estratigráfica mais adequada para a classificação das unidades mapeadas no Grupo Serra Geral;
- os critérios adotados na identificação das formações do Grupo Serra Geral, no território paranaense;
- a persistência lateral e estratigráfica das unidades vulcânicas;
- a dificuldade de identificar os processos envolvidos na formação de derrames basálticos, depósitos vulcanoclásticos, rochas sedimentares e fluxos ignimbríticos, dentro de ambientes fisiográficos variados e ainda mal reconstituídos;
- a interdigitação generalizada das unidades cartografadas;
- o reconhecimento em campo de diques e soleiras;
- a dificuldade de reconhecer feições tectônicas em domínio crustal distensivo e sem guias estratigráficos evidentes.

Em função do caráter sistemático e formal do mapeamento geológico empreendido pela MINEROPAR, no Terceiro Planalto Paranaense, assume importância fundamental a escolha da categoria de unidade estratigráfica mais adequada à classificação dos diferentes conjuntos de rochas vulcânicas, vulcanoclásticas e sedimentares. Os trabalhos publicados no Brasil, seja em periódicos de circulação nacional, seja em relatórios técnicos ou em anais de eventos científicos, apresentam apenas unidades informais na designação de

sequências locais de derrames de basaltos, derivados ácidos ou intercalações sedimentares, propostas sem atendimento aos requisitos de formalização do Código de Nomenclatura Estratigráfica.

Cabe rever aqui o que estabelece o Código de Nomenclatura Estratigráfica, na edição de 2005 da *North American Commission on Stratigraphic Nomenclature*, que incorpora as propostas de 1994 do *International Stratigraphic Guide*, elaborado pela *International Subcommission on Stratigraphic Classification* (ISSC). Esta referência é preferível em relação à edição do código brasileiro de 1986, devido à sua atualidade em relação ao conhecimento e às práticas profissionais dentro e fora do Brasil. A atualização do Código de Nomenclatura Estratigráfica está em curso, no Brasil, mas encaminha-se para adotar as regras do ISSC.

Segundo o código, a formalização das unidades cartografadas é necessária para a priorização e permanência da nomenclatura proposta, principalmente para aquelas que se estendem além dos limites da região mapeada. Unidades informais são apropriadas para uso eventual em jazidas, estudos em áreas restritas e entidades geológicas muito pequenas para serem cartografadas na escala de mapeamento. Eventualmente, são aceitáveis como subdivisões de unidades formais, como formações e membros. São exemplos de unidades informais utilizadas na subdivisão da Formação Serra Geral: fácies Chapecó, dacito Machadinho, basalto Alto Uruguai (FREITAS *et al*., 2002). Os itens necessários para a formalização das unidades são adotados neste relatório, constituindo a estrutura dos capítulos dedicados a cada formação do Grupo Serra Geral.

São considerados meios inadequados de publicação, na proposição de unidades formais: microfilmes, notas de aula, apostilas didáticas, material de divulgação aberta, teses, dissertações, *abstracts* e resumos de quaisquer tipos, notas explicativas de mapas, publicações anônimas, anais de eventos técnico-científicos, menção na imprensa popular ou em documentos legais e divulgação na internet. No último caso, são exceções os periódicos que atendem aos requisitos da publicação científica eletrônica, editados por entidades e instituições oficiais, com recursos adequados ao arquivamento de originais para acesso futuro e práticas reconhecidas de seleção e revisão por pares. Portanto,

para que a subdivisão descrita neste relatório atenda aos requisitos da formalização, ela deverá ser publicada na forma de artigo científico em periódico de circulação nacional.

Das categorias baseadas nos atributos litológicos e limites físicos das unidades, ou seja, das unidades litoestratigráficas, litodêmicas, bioestratigráficas, pedoestratigráficas, aloestratigráficas e magnetoestratigráficas, são adotadas neste relatório as primeiras, por inadequação das demais à subdivisão do Grupo Serra Geral. As unidades litodêmicas aplicam-se a corpos de rochas ígneas e metamórficas que não contêm feições de estratificação, seja devido à natureza dos processos primários, seja devido à deformação metamórfica ou tectônica, de modo que não obedecem à Lei da Superposição e só podem ser identificadas com base no conteúdo litológico. As unidades bioestratigráficas são definidas exclusivamente em função do conteúdo fossilífero e as pedoestratigráficas aplicam-se a níveis mapeáveis de horizontes de paleossolo. As aloestratigráficas são delimitadas apenas em função das variações de composição litológica, mesmo em corpos de rochas estratificados e tabulares, onde não é possível reconhecer relações de contato entre elas. As unidades magnetoestratigráficas são definidas em função do magnetismo remanescente e não atendem ao requisito de utilidade prática nas observações de campo, exceto como atributo suplementar, à semelhança da composição geoquímica das rochas.

Os critérios utilizados para identificação de cada uma das formações e respectivos membros são apresentados na seção a seguir, mas vale antecipar que se basearam na metodologia do mapeamento faciológico em áreas vulcânicas, a saber: geometria dos corpos de rocha (arquitetura faciológica), cor primária da rocha, proporções de lavas, produtos vulcanoclásticos e sedimentares, classificação petrográfica, classificação química e assinatura geoquímica das litologias.

O mapeamento geológico regional tem limitações inerentes à própria escala e, principalmente quando cobre uma região tão extensa quanto o Terceiro Planalto Paranaense, não permite o esclarecimento de todas as questões geológicas envolvidas. Cada uma delas requer uma verdadeira especialização acadêmica ou profissional para ser adequadamente resolvida. Por isto, além de delimitar e estabelecer a natureza litoestrutural das formações do Grupo Serra

Geral, este mapeamento pode contribuir mais para o levantamento de problemas a serem solucionados por estudos e projetos específicos, do que para propor soluções. Em determinadas questões, são apresentadas as explicações conhecidas na literatura especializada, com ou sem a defesa da mais adequada. Em outras, este relatório restringe-se a apresentar os dados de campo e laboratório pertinentes, explicitando o desconhecimento dos autores sobre o tema.

Uma das dificuldades fundamentais, enfrentadas no mapeamento geológico das províncias de basaltos continentais, relaciona-se com a distinção entre feições geradas pelas propriedades reológicas dos materiais vulcânicos ou pela influência de fatores ambientais. As condições reológicas dos materiais vulcânicos relacionam-se com composição química, temperatura, conteúdo de fluidos e fenocristais da lava. Os fatores ambientais mais importantes são o relevo de escoamento, que condiciona a velocidade e a geometria dos fluxos de lava e piroclásticos, e a presença de água em superfície e subsuperfície. Isto dificulta a interpretação da recorrência de algumas litologias e feições estruturais em posições estratigráficas distintas. Trata-se da erupção de materiais semelhantes em épocas distintas a partir de um mesmo conduto ou de condutos diferentes? Alternativamente, foram as condições ambientais responsáveis por determinados estilos de derrames ou produtos vulcanoclásticos que se repetiram em áreas ou épocas distintas? Escalonamentos de blocos tectônicos podem ter gerado repetições de produtos semelhantes em níveis estratigráficos diferentes? A impossibilidade de definir a origem das recorrências e aparentes interdigitações, com base nos dados produzidos no mapeamento regional, dificulta a escolha, muitas vezes arbitrária em sequências vulcânicas, dos limites das formações. Exemplos serão apresentados e discutidos nos próximos capítulos.

As formações definidas dentro do Grupo Serra Geral, no território paranaense, afloram com persistência lateral e estratigráfica de fácil comprovação durante a cartografia regional. Esta persistência pode passar despercebida durante o reconhecimento regional e em estudos de detalhe ou muito localizados, mas ela é uma característica que reduz a dificuldade do mapeamento. As extensões geográficas de dezenas de quilômetros, bem como

as espessuras de centenas de metros, são observáveis ao longo dos perfis regionais e refletem a persistência lateral e temporal dos processos vulcânicos e sedimentares que originaram essas formações.

Por outro lado, a abundância de interdigitações observadas entre praticamente todas as unidades mapeadas dificulta o estabelecimento de uma sequência estratigráfica única para o Grupo Serra Geral, no território paranaense. Parte delas pode ser atribuída à recorrência de produtos vulcânicos ou condições ambientais, em áreas e épocas distintas, mas outras podem ser traçadas lateralmente através da região mapeada, confirmando a natureza da interdigitação. Algumas explicações são possíveis e serão apresentadas na seção dedicada à discussão da estratigrafia, mas permanecem indefinições que dependem de datações absolutas e um melhor conhecimento do arcabouço tectônico para serem resolvidas.

A identificação de diques e soleiras, na região de afloramento do Grupo Serra Geral, impõe dificuldades compreensíveis. É preciso acumular dados de campo, tal como a orientação de afloramentos segundo uma determinada direção, neste caso N45^{o}W, e o controle sobre relações de contato com as litologias estratiformes, para estabelecer critérios de distinção entre os vários tipos de basalto e diabásio. Uma vez confirmado o reconhecimento de diques, é possível testar os critérios em possíveis soleiras. O mapeamento do Grupo Serra Geral no território paranaense permitiu determinar que o diabásio pode ser reconhecido pelas seguintes feições litológicas: textura homogênea fanerítica fina a média, ausência de vesiculação, disjunção planar em ângulos aproximadamente retos, presença ocasional de glóbulos de vidro negro, cor cinza-escuro homogênea e destituída de efeitos hidrotermais (cloritização, caulinização e limonitização comuns dos derrames de basalto, pelo menos nesta região), alteração intempérica argilosa profunda com limites abruptos e regulares com a rocha sã (chamada de *capa amarela* pelos mineradores do Sudoeste Paranaense). O reconhecimento de soleiras foi feito em locais onde diabásio com estas características aflora em contato horizontal com basalto, em condições favoráveis de observação.

Finalmente, a pobreza de feições de afloramento que permitam identificar os eventos tectônicos sin-vulcânicos e pós-vulcânicos representa outro obstáculo

na interpretação da estratigrafia do Grupo Serra Geral. As imagens de sensoriamento remoto mostram a abundância de lineamentos de escalas e direções variadas, muitos reconhecidamente de expressão continental, mas são raros os afloramentos estudados com feições mesoscópicas de origem tectônica inequívoca. Estrias mecânicas e mineralógicas, ressaltos transversais, dobras de arrasto e sistemas de cisalhamento ocorrem esparsamente. Possíveis níveis-guia estratigráficos, tais como derrames com estrutura interna peculiar e níveis extensos de brechas vulcanoclásticas, são pouco úteis quando se verifica a sua repetição em condições que impedem identificar o processo responsável pela recorrência, como é comentado acima.

4.2 Estratigrafia do Grupo Serra Geral

O presente relatório não aborda as implicações estratigráficas da definição do Grupo Serra Geral, tais como as suas relações com o Grupo Caiuá e o consequente reenquadramento do Grupo São Bento como Supergrupo. Estas e outras questões deverão ser abordadas em artigo específico, de modo que possam ser submetidas à discussão e avaliação pela comunidade científica.

A maior dificuldade para a subdivisão litoestratigráfica do Grupo Serra Geral reside na escassez de níveis-guia que permitam controlar a posição relativa de conjuntos de derrames ou, eventualmente, derrames individuais. Algumas unidades regionalmente extensas, com características litológicas peculiares, tais como as brechas vulcanoclásticas da Formação Barracão e os derrames de basalto hipohialino da Formação Candói, repetem-se na sequência vulcânica, o que prejudica o seu uso como níveis de referência estratigráfica. Entretanto, a análise de texturas e estruturas internas, bem como das características litoquímicas e petrográficas em derrames de mesma composição, pode fornecer suporte à cartografia das unidades faciológicas. Por outro lado, com base na persistência regional de associações faciológicas, é possível analisar os seus respectivos significados estratigráficos, vulcanológicos, paleogeográficos e metalogenéticos distintos. Esta tarefa é possível aplicando-se os critérios de mapeamento da arquitetura faciológica, discutidos anteriormente e relacionados abaixo.

As fácies vulcânicas, sedimentares e intrusivas da área abrangida pelo presente relatório foram individualizadas com base nas seguintes características:

- geometria e organização interna dos derrames;
- padrões de vesiculação;
- estilos de disjunção;
- preenchimento de cavidades;
- formas, cores e controles dos produtos de alteração;
- características petrográficas;
- feições de superfície de derrame;
- características litoquímicas;
- relações de contato entre derrames e conjuntos de derrames, rochas intrusivas, vulcanoclásticas e sedimentares.

Com base nos critérios acima, foram reconhecidas no Grupo Serra Geral as formações e respectivos membros apresentados no Quadro 4. O mapa geológico da área mapeada, com a cartografia executada na escala de 1:250.000, é apresentado na escala de integração 1:500.000 no Anexo 2. A partir deste mapa integrado, foi traçado um perfil geológico (incluído no Anexo 2), de direção aproximada E-W, entre os pontos A (161622E; 7263702N) e B (499931E; 7267635N). Com escala vertical aproximada de 1:10.000, por ter sido gerado pelo *Google Earth* a partir do modelo digital SRTM, o exagero vertical é cerca de 50 vezes. Na falta de dados de sondagens suficientes para representar as relações de contato em subsuperfície, o perfil tem a utilidade de mostrar as variações de altitude das unidades aflorantes.

As formações descritas nos capítulos seguintes ocorrem de forma persistente na área de estudo, permitindo a sua separação em unidades mapeáveis, mesmo na escala regional. Considerando a complexidade típica das áreas vulcânicas, que dificulta e muitas vezes impede a correlação entre unidades equivalentes expostas em áreas distantes, foram identificadas as relações estratigráficas apenas entre formações adjacentes. Além disto, foram nomeadas como unidades diferentes mesmo as litologicamente semelhantes,

mas distantes entre si, como recomendam CAS e WRIGHT (1995). A manutenção do mesmo nome em unidades geograficamente separadas foi feita, neste relatório, onde as relações de contato com outras unidades litoestratigráficas permitiram a correlação. A coluna estratigráfica resultante comporta relações de idade precariamente definidas, o que é comum em sequências vulcânicas antigas, pelos motivos expostos acima.

O agrupamento de diferentes produtos vulcânicos e sedimentares dentro de uma unidade faciológica admite a ocorrência eventual de produtos estranhos à assembleia dominante, por pelo menos três motivos: (a) eventos vulcânicos ou hiatos erosivos que interrompem a sequência de processos dominantes em uma região, tais como erupções em lençol dentro de um longo período de fluxos de baixo volume; (b) pausa no vulcanismo durante um longo período de erupções de grande volume e em sucessão rápida; ou (c) eventos mistos, que se intercalam durante um longo período de transição entre erupções de estilos diferentes.

Embora descritas nos capítulos seguintes, as formações ora propostas e seus respectivos membros são caracterizadas de forma genérica, nesta seção, para melhor entendimento do contexto geral que fundamenta a subdivisão do Grupo Serra Geral no território paranaense. Esta subdivisão comporta quatro formações - Cascavel, Barracão, Candói e Covó - e um total de treze membros, apresentados no Quadro 4.

A Formação Cascavel aflora ao longo da bacia do rio Paraná, estendendo-se a leste até a porção mediana do Terceiro Planalto e, no sentido norte-sul, entre as bacias dos rios Ivaí e Iguaçu. Ela é constituída por uma sequência de derrames lobados, lobos tabulares e derrames tabulares de basalto dominantemente avermelhado, com intercalações de rochas vulcanoclásticas e sedimentos terrígenos. Estas intercalações são virtualmente ausentes no Membro Foz do Iguaçu, formado por lobos tabulares de basalto maciço, de cor cinza e com zonas vesiculares de topo bem desenvolvidas, e mais abundantes junto aos derrames lobados de basalto vesicular e avermelhado, no Membro Santa Quitéria. O Membro Toledo, que recobre os anteriores, é composto essencialmente por derrames tabulares de basalto maciço, com rochas vulcanoclásticas subordinadas.

A Formação Barracão compreende sequências de derrames dominantemente lobados, menos frequentemente derrames tabulares extensos de basalto vesicular avermelhado, com abundantes intercalações de brechas vulcanoclásticas e rochas sedimentares, boa parte de origem tufácea ou deposição química. Na região sul do Terceiro Planalto os lobos de basalto vesicular intercalam-se a níveis extensos e espessos de brecha vulcanoclástica, interpretada por WAICHEL (2006) como peperito e por LICHT (2012) como brechas hidrovulcanoclásticas, sendo englobados neste relatório dentro do Membro Salgado Filho. Os níveis de brecha hidrovulcanoclástica constituem até 40% da sequência na região de Santo Antônio do Sudoeste, sem referências na literatura a ocorrências semelhantes fora do território do Paraná. No sentido norte, as intercalações vulcanoclásticas diminuem em frequência, espessura e persistência lateral, ao mesmo tempo que se tornam mais comuns as brechas de fluxo, na zona de topo dos lobos vesiculares, com abundante cimento de sílica cristalina e calcita. Esta associação faciológica foi designada Membro Cantagalo. O Membro Salgado Filho é recoberto por extensos derrames tabulares de basalto roxo-esverdeado, fanerítico fino a médio, com zona de topo finamente vesicular e núcleos recortados por disjunção colunar sigmoidal de grande porte, denominados aqui Membro Flor da Serra do Sul. O Membro Cantagalo é recoberto por outra sequência de derrames tabulares de basalto arroxeado, fanerítico fino a afanítico, com disjunção sigmoidal e colunar de médio porte, aqui designado Membro Toledo. Considerando as afinidades litológicas, é possível que os membros Flor da Serra do Sul e Cantagalo constituam remanescentes de uma extensa cobertura que foi erodida ao longo do vale do Rio Iguaçu. A separação física e geográfica justifica, entretanto, mantê-los como subunidades isoladas.

A Formação Candói compreende uma sequência de derrames tabulares espessos de basalto cinza, sem cloritização ou oxidação visível em amostra de mão, com zona vesicular de topo descontínua e frequentemente ausente, disjunção colunar e entablamento sigmoidal bem desenvolvidos, aqui denominados Membro Foz do Areia. Duas variações litológicas, interpretadas como possivelmente originadas pela presença de água no ambiente de acúmulo dos fluxos de lava, justificam a individualização de quatro membros, nesta

formação. Uma variedade de basalto hipohialino, de cor cinza-escuro e brilho resinoso, com disjunção colunar fina, vertical ou em leque, e entablamento em blocos centimétricos, recebe aqui o nome de Membro Três Pinheiros. Ele recobre diretamente derrames de basalto Foz do Areia e se intercala ao riodacito do Membro Guarapuava. Os membros Ivaiporã, Chopinzinho e General Carneiro são ocorrências geograficamente separadas de uma mesma variedade de basalto maciço e cinza-esverdeado, por cloritização pervasiva, em derrames tabulares de pouca espessura. Estas subunidades da Formação Candói sugerem a influência de água durante o resfriamento dos derrames, possivelmente pelo acúmulo de lava em áreas alagadas, nos casos de basalto cloritizado, e pelo recobrimento de lava em resfriamento por água represada, no caso do basalto hipohialino. No primeiro caso, o vapor d'água absorvido por basalto parcialmente cristalino pode ter permitido a cloritização do piroxênio e caulinização do plagioclásio. No segundo, o recobrimento de lava em resfriamento por água represada pode ter provocado choque térmico, responsável pelo super-resfriamento e pelos padrões finos de disjunção, como se observa nos derrames do Subgrupo Yakima, na província de Columbia River (SWANSON, 1967; LONG e WOOD, 1986; SWANSON e WRIGHT, 2006). Estas explicações são especulativas, para o Grupo Serra Geral, devido à falta de estudos especializados.

Tanto os basaltos da Formação Barracão quanto da Formação Candói, em áreas diferentes, são recobertos pelos depósitos de ignimbrito reomórfico e lava riolítica da Formação Covó. Os ignimbritos de composição dominantemente riodacítica e textura porfirítica, com associação de quartzo-latito, andesito, riolito, brecha de fluxo e vitrófiro, são aqui denominados Membro Guarapuava, enquanto os de composição riolítica e textura afírica são denominados Membro Palmas. Ambos se interdigitam na localidade de Covó, origem do nome da formação.

Nas páginas seguintes encontram-se a coluna estratigráfica do Grupo Serra Geral do Paraná (Quadro 4) e a distribuição regional das formações Covó, Candói, Barracão e Cascavel (Figura 30). Algumas relações de contato entre subunidades das formações ora propostas permanecem inferidas neste relatório, devendo ser objeto de análise de detalhe em fase posterior do projeto.

Quadro 4. Coluna estratigráfica do Grupo Serra Geral no Estado do Paraná.

Unidades litoestratigráficas	Associações faciológicas
Formação Covó	Interdigitação de ignimbrito reomórfico, lava ignimbrítica e fluxos de lava com composição de riodacito, quartzo-latito, andesito, riolito, vitrófiro.
Membro Guarapuava	Ignimbrito reomórfico com composição de riodacito, quartzo-latito, andesito, riolito, brecha de fluxo e vitrófiro.
Membro Palmas	Ignimbrito reomórfico, lava ignimbrítica e fluxos de lava de composição riolítica.
Formação Candói	Derrames tabulares de basalto cinza com entablamento sigmoidal e disjunção hexagonal na base e no topo, variando lateralmente a lobos tabulares de basalto hipohialino cinza-escuro e basalto cloritizado cinza-esverdeado.
Membro Três Pinheiros	Derrames tabulares de basalto hipohialino com entablamento em leque e em bloco, recobrem localmente basaltos Foz do Areia e Ivaiporã, intercalam-se a basaltos e brechas do Membro Cantagalo, na Formação Barracão.
Membro Foz do Areia	Derrames tabulares espessos de basalto fanerítico cinza, sem evidências de hidrotermalismo, zona vesicular de topo delgada e descontínua, com preenchimentos de quartzo, calcita e zeólita, disjunção colunar e entablamento sigmoidal bem desenvolvidos, com níveis de brecha hidrovulcanoclástica somente na base da sequência.
Membro Ivaiporã	Intercalação de derrames tabulares e lobados de basalto fanerítico cinza com níveis isolados de brecha hidrovulcanoclástica.
Membro General Carneiro	Intercalação de derrames tabulares e lobados de basalto fanerítico cinza com níveis isolados de brecha hidrovulcanoclástica.
Membro Chopinzinho	Derrames tabulares com estrutura interna com zona de topo de basalto hipohialino com disjunção colunar fina recobrindo geodos de ametista e núcleo de basalto fanerítico cloritizado. Intercalações de brecha peperítica.
Formação Barracão	Derrames tabulares e lobados de basaltos avermelhados (oxidação pervasiva) com abundantes intercalações de rochas vulcanoclásticas e sedimentares.
Membro Flor da Serra do Sul	Derrames tabulares de ferro-basalto roxo-esverdeado com entablamento em cunha, sigmoidal e tetragonal, intercalados a brecha vulcanoclástica.
Membro Cantagalo	Intercalação de derrames lobados de basalto vesicular, com abundantes brechas de fluxo cimentadas por sílica e calcita, brechas vulcanoclásticas, arenito conglomerático de grânulos, arenito fino a síltico e siltito.
Membro Salgado Filho	Intercalação de derrames lobados de basalto vesicular, brechas vulcanoclásticas, arenito fino a síltico e siltito.
Formação Cascavel	Derrames lobados, lobos tabulares e derrames tabulares de basalto avermelhado, com intercalações vulcanoclásticas e sedimentares diminuindo em proporção da base para o topo da sequência.
Membro Toledo	Derrames tabulares de ferro-basalto cinza-arroxeado com entablamento em cunha, sigmoidal e disjunção mais comumente tetragonal, intercalados a brecha hidrovulcanoclástica, arenito e lobos de basalto cinza.
Membro Santa Quitéria	Lobos tabulares e derrames lobados de basalto vesicular intercalados a brechas vulcanoclásticas, tufos e sedimentos terrígenos.
Membro Foz do Iguaçu	Lobos tabulares e derrames tabulares de basalto cinza intercalados a raros níveis de tufo e arenito.

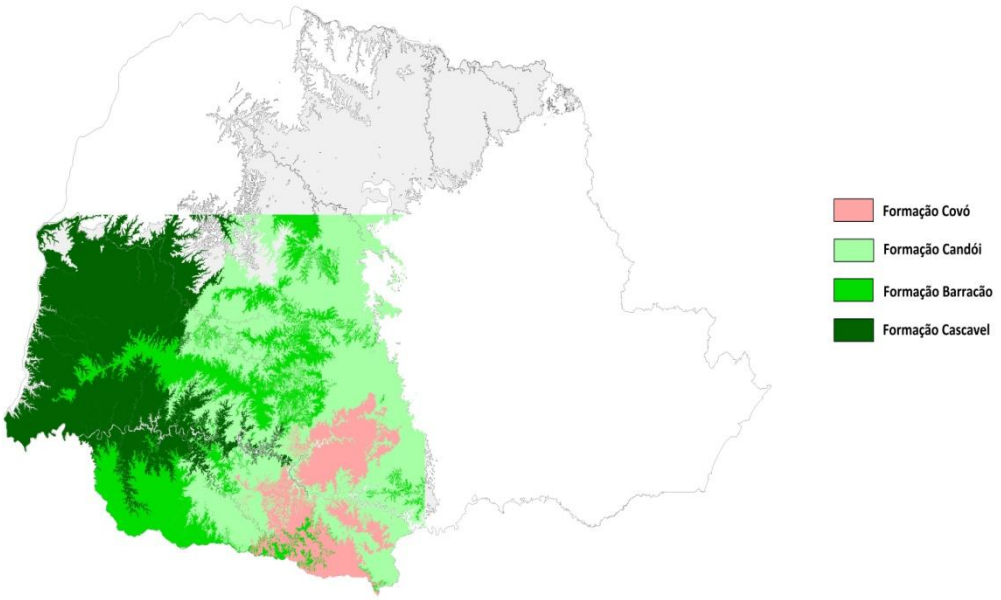


Figura 30. Distribuição das formações Covó, Candói, Barracão e Cascavel no Grupo Serra Geral no Paraná. A legenda não reflete o empilhamento estratigráfico.

CAPÍTULO 5 – FORMAÇÃO CASCAVEL

5.1 Introdução

Uma extensa sequência de derrames tabulares e lobados com características transicionais entre as formações Candói e Barracão aflora no planalto de Cascavel. A coluna estratigráfica desta formação, com aproximadamente 675 m de espessura, foi subdividida em três unidades:

- Membro Foz do Iguaçu, sequência basal de derrames tabulares de basalto cinza-esverdeado com 215 m de espessura aflorante, com intercalações isoladas de lobos vesiculares e hidrotufo;
- Membro Santa Quitéria, sequência intermediária de lobos de basalto vesicular e intercalações de brecha hidrovulcanoclástica, com intercalações isoladas de lobos tabulares com 140 m de espessura total;
- Membro Toledo, sequência de topo com espessura de 315 m de derrames tabulares de basalto maciço com intercalações isoladas de lobos vesiculares, brecha hidrovulcanoclástica e níveis subordinados de hidrotufo.

A Formação Cascavel aflora ao longo do planalto homônimo e estende-se para oeste até a calha do rio Paraná e para sul até a calha do rio Iguaçu, limitando-se a norte pela área de exposição da Formação Caiuá. A sua espessura aflorante é a mais controlada, com dados de campo, de todas formações descritas no Grupo Serra Geral, dentro do território paranaense, porque a borda dissecada do altiplano favorece a montagem de uma seção contínua, desde a calha do rio Paraná até o topo do planalto de Cascavel. Esta seção fornece uma espessura aflorante de aproximadamente 675 m.

As suas relações de contato com a Formação Barracão, a sul e leste do planalto de Cascavel, são mal definidas devido à escassez de afloramentos. Não obstante esta restrição, é postulado aqui que ela constitui a unidade aflorante mais basal do Grupo Serra Geral, no estado do Paraná, porque está

parcialmente recoberta por aquela formação e não se observa que recubra nenhuma outra unidade mesozóica, na área mapeada.

5.2 Membro Foz do Iguaçu

5.2.1 Área de distribuição e espessura aflorante

O Membro Foz do Iguaçu aflora nas margens do rio Paraná, na cidade que lhe empresta o nome, desde a cota de 100 m, estendendo-se até a borda ocidental do planalto de Cascavel, nas imediações de Guaíra, onde atinge a cota de 315 m. A sua espessura aflorante é, portanto, de 215 m (Figura 31);

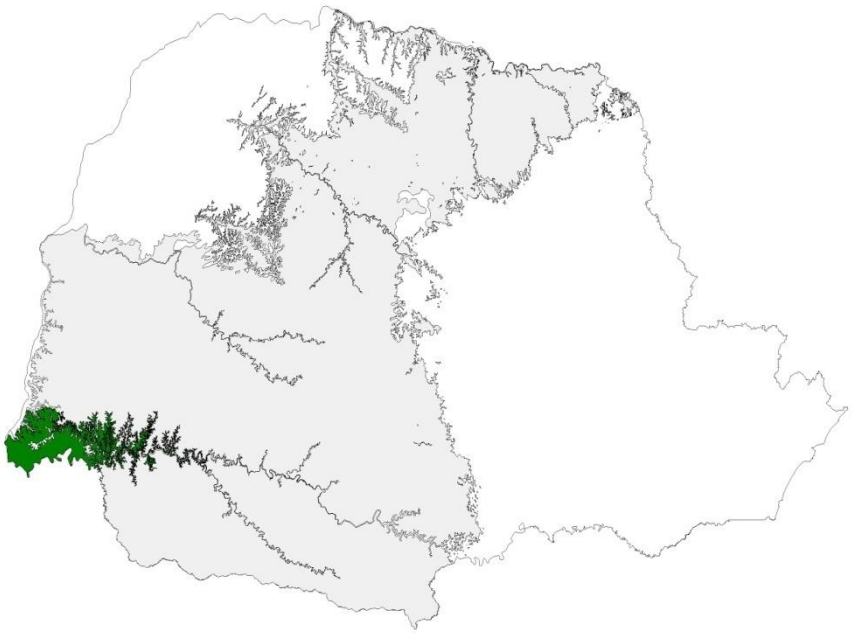


Figura 31. Localização do Membro Foz do Iguaçu, Formação Cascavel.

5.2.2 Geomorfologia

O Membro Foz do Iguaçu sustenta o relevo nos seguintes domínios morfoesculturais, denominados por OKA-FIORI (2006) planaltos de: (a) Baixo Iguaçu, com interflúvios alongados e cristas marcadas, vertentes retilíneas, vales em V encaixado, gradiente de 360 m (520-880 m) e declividades de 12-30%; (b) Foz do Iguaçu, com dissecação baixa, interflúvios aplainados, vertentes convexas e vales em V aberto, gradiente de 200 m (220-420 m) e declividades

abaixo de 6%; e (c) São Francisco, com dissecação média, interflúvios alongados, vertentes convexas e vales em V abertos, gradiente de 320 m (220-540 m) e declividades de 6-12%.

5.2.3 Relações de contato

O Membro Foz do Iguaçu é recoberto diretamente pelos derrames lobados, lobos tabulares e brechas vulcanoclásticas do Membro Santa Quitéria, que aflora a leste, com poucos afloramentos que registram esta relação estratigráfica. A interpretação é feita aqui em função desses afloramentos e dos intervalos de altitudes de exposição de ambas subunidades da Formação Cascavel. As relações de contato e as características faciológicas desses membros da Formação Cascavel indicam uma passagem gradacional entre elas, com mudança progressiva de vulcanismo dominantemente efusivo para erupções explosivas, de natureza hidrovulcânica.

5.2.4 Associação faciológica

A sequência vulcânica do Membro Foz do Iguaçu é constituída por lobos tabulares de basalto maciço, cinza-escuro, com vesiculação de topo crescente da base ao topo da seção-tipo. As intercalações vulcanoclásticas e sedimentares não foram observadas na base da seção-tipo e tornam-se mais frequentes na porção superior da unidade.

5.2.5 Seção-tipo

A seção-tipo do Membro Foz do Iguaçu estende-se desde as cataratas no rio homônimo até a usina de Itaipu, ao longo da margem brasileira do rio Paraná, entre as cotas de 100 e 180 m. A descrição abaixo combina dados coletados no Clube de Pesca, na pedreira Britafoz (120 - 140 m) e na área a jusante da barragem de Itaipu (110 - 180 m). A seção local observada no Parque das Cataratas não é utilizada nesta descrição devido à inacessibilidade dos afloramentos mais extensos.

O Membro Foz do Iguaçu pode ser dividido em duas seções, uma formada por derrames e lobos de basalto maciço, com escassas intercalações de brecha vulcanoclástica, e outra superior, representada pela intercalação de lobos vesiculares e maciços de basalto com abundantes brechas e hidrotufos.

A seção inferior da unidade pode ser observada mais completamente no Clube de Pesca de Foz do Iguaçu, entre as cotas de 100 e 164 m. O topo desta seção e a base da seção superior afloram nas frentes de lavra da pedreira Britafoz, entre as cotas de 120 e 143 m. A seção mais completa deste membro está exposta nos taludes e afloramentos naturais da usina de Itaipu, entre as cotas de 100 e 180 m. Esta seção-tipo é descrita com base em dados de superfície, sem o uso dos dados de túneis e sondagens, que se estendem de 220 m até 138 m abaixo do nível do mar, totalizando 358 m de estratigrafia do Grupo Serra Geral na área da usina. Os dados de subsuperfície estão em análise como parte de pesquisa de doutoramento da geóloga Juliana Costa no Departamento de Geologia da UFPR.

Nos limites da propriedade do Clube de Pesca, à margem do rio Paraná, aflora uma sequência de três derrames tabulares de basalto cinza, fanerítico, médio a grosso, afírico e isótropo. O derrame inferior aflora na margem do rio Paraná, onde é possível observar apenas basalto maciço, cinza-escuro, fanerítico médio, com disjunção colunar de tendência hexagonal e espaçamento de 0,4-1,8 m (EA-1223, 771926, 7171246, 94). A espessura aflorante dos dois derrames superiores varia de 12 a 18 m, com a mesma zonalidade interna: zona de topo fracamente vesicular e com pouco preenchimento de quartzo hialino, núcleo com entablamento sigmoidal cujos prismas têm espessura basal de 0,8 a 2,5 m e base com vesículas dispersas e disjunção horizontal truncada, com espaçamento de 1-3 cm e espessura total de até 0,4 m. Geodos dispersos de quartzo hialino e película externa de celadonita afloram na porção superior do núcleo, com seções irregulares a achatadas e menos abundantemente elipsoidais (EA-2032, EA-2033, EA-2034, EA-2035). Não foram observados níveis de brechas vulcanoclásticas ou hidrotufo entre os fluxos de lava, embora a sua presença tenha sido registrada por MAACK (1959), na margem oposta do rio (Figura 32).



Figura 32. Lobos tabulares com níveis vulcanoclásticos intercalados, na margem paraguaia do rio Paraná.

Na frente de extração da pedreira Britafoz (EA-2059, 741865, 7179312, 129 m), afloram lobos tabulares de basalto cinza, fanerítico, médio a grosso, porfirítico, com fenocristais de plagioclásio (3-5 mm), contendo abundantes nódulos milimétricos e películas de vidro negro na superfície das juntas. A disjunção é do tipo entablamento sigmoidal com até 2 m de espessura dos prismas (Figura 33). A vesiculação não se limita à zona de topo dos lobos tabulares, mas intercala-se a níveis internos de basalto maciço, sugerindo processos de inflação típicos de lavas *pahoehoe* (Figura 34).

O piso da frente de lavra expõe hidrotufo sericítico, vermelho-tijolo, localmente brechado com clastos angulosos de basalto vesicular. É possível identificar pelo menos três gerações de brechas: os clastos da brecha centimétrica contêm clastos mais antigos de brecha mais fina e são soldados por

filonetes igualmente brechados. Ainda no piso da pedreira, uma lente de 0,2 x 1,5 m de material afanítico, identificada em campo como taquilito, separa lobos de basalto vesicular, com preenchimento de quartzo e celadonita.



Figura 33. Entablamento sigmoidal em núcleo de derrame tabular de basalto Foz do Iguaçu (EA-2059, 741865, 7179312, 129 m).



Figura 34. Níveis de basalto vesicular intercalados a basalto maciço, abaixo da zona de topo de lobos tabulares, na frente da pedreira Britafoz (EA-2059, 741865, 7179312, 129 m).

A zona de topo dos derrames apresenta entablamento em blocos de 10-12 cm, com geodos achatados e cônicos de quartzo ametistino na porção superior do núcleo, que é formado por basalto cinza, fanerítico médio, maciço e rico em nódulos de vidro. O topo da sequência local é formado por dois derrames de basalto cinza-escuro, afanítico e maciço, com disjunção colunar quadrática com 1-2 m de espaçamento. Com espessura de 5-6 m, os derrames são separados por um nível de 0,20-0,40 m de espessura, formado por brecha vulcanoclástica contendo clastos angulosos e centimétricos de basalto vesicular em matriz de hidrotufo afanítico, vermelho-claro (Figura 35).



Figura 35. Brecha vulcanoclástica com matriz de hidrotufo afanítico (EA-2059, 741865, 7179312, 129 m).

A jusante da usina de Itaipu, até a cota de 180 m, estende-se a mesma sequência de lobos tabulares intercalados a níveis de brecha vulcanoclástica, que assumem espessuras progressivamente maiores, até um máximo aflorante de 4-5 m no nível mais elevado da seção local (Figura 36).



Figura 36. Brecha vulcanoclástica recobrindo lobos tabulares de basalto maciço, a jusante da usina de Itaipu.

5.2.6 Petrografia

Das amostras coletadas (EA-1223 e EA-1224), um exemplar é descrito abaixo pela sua representatividade litológica.

A descrição da amostra de mão indica um hidrotufo de cor castanho-amarelado, granulação afanítica e estrutura variolítica (vesicular e amigdalóide). As vesículas estão disseminadas na amostra, variam de 1 a 22 mm, são arredondadas e são forradas por minerais de hábito pulverulento, de cores castanho-escuro e branco, por celadonita. As amígdalas são pouco densas na amostra, com cerca de 1 a 2 mm, são arredondadas e preenchidas por um material branco e amorfo, provavelmente sílica microcristalina.

Em microscopia, a textura da matriz é afanítica e a estrutura é vesicular, sendo que as vesículas são pouco disseminadas na amostra, de formato irregular e amebóide, contatos bem definidos e preenchidas por iddingsita. A composição mineralógica contém 35% de vidro vulcânico de cor castanho-acinzentado, turvo, de contato pouco definido e irregular. Quartzo representa 30% da amostra, com duas gerações identificadas: quartzo (I) associa-se ao

vidro vulcânico, sendo anédrico, de aspecto amorfo e límpido; e quartzo (II) com hábito anédrico, límpido, ocasionalmente fraturado, encontra-se disseminado na amostra. Celadonita constitui 15% da lâmina, descrito como material verde-acinzentado, amorfo, de contato pouco definido, associado à mesóstase vítrea. Minerais opacos representam 10%, com hábito anédrico, limites dos grãos regulares e associados a iddingsita. Sericita atinge 5% da amostra, com hábito anédrico, limites pouco definidos, turva, disseminada e associada predominantemente à mesóstase vítrea. Os restantes 5% são constituídos por iddingsita, que se apresenta como material vermelho-acastanhado, amorfo, de limites regulares, que preenche cavidades; clorita anédrica e turva; plagioclásio anédrico, de aspecto límpido, geminação regularmente desenvolvida e limites bem definidos; e feldspato anédrico, de aspecto límpido, geminação simples pouco desenvolvida e limites bem definidos (Figuras 37 a 42).

A interpretação da sequência de cristalização indica que, durante o estágio de cristalização principal, na fase matriz, formou-se o quartzo (I), plagioclásio, clorita e feldspato. Em um momento mais tardio, possivelmente na mesma fase, ocorreu resfriamento rápido e brusco de parte do líquido magmático, com a provável entrada de água no sistema, formando vidro, quartzo e celadonita, que constituem a matriz afanítica. Em estágio pós-magmático, durante uma fase de alteração, formaram-se os minerais opacos. Enquanto a rocha se consolidava, o escape de voláteis originou vesículas, que foram preenchidas por iddingsita em estágio pneumatolítico.

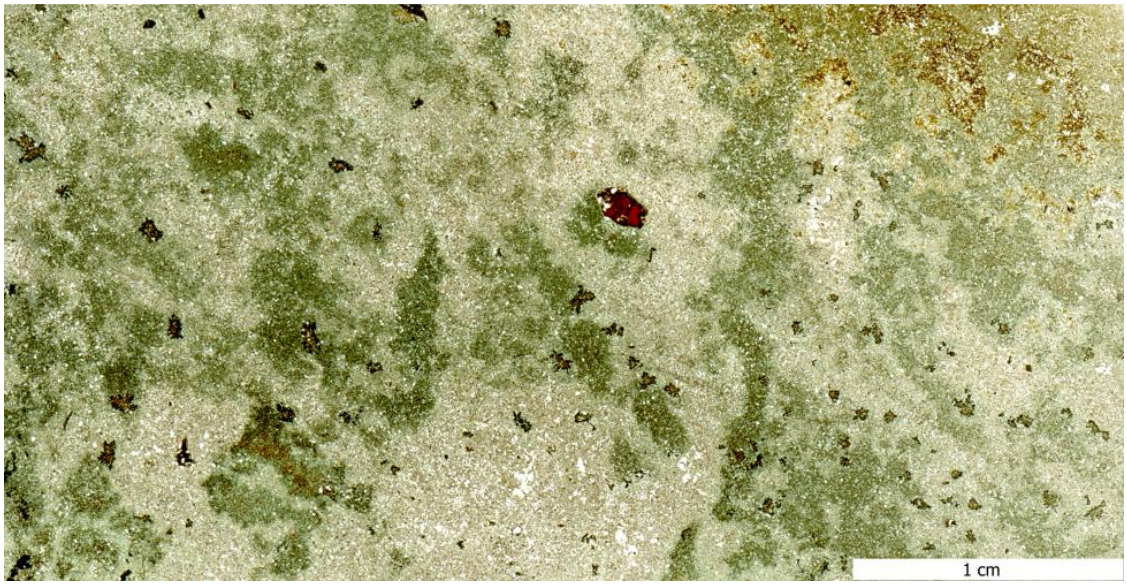


Figura 37. Textura afanítica e estrutura vesicular da matriz vítrea, em petroscopia. (EA-1224)

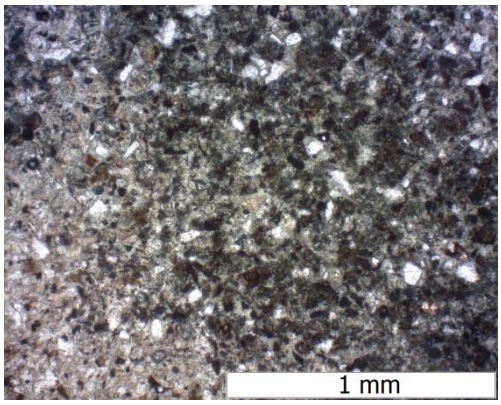


Figura 38. Detalhe do contato do material vítreo fino com a porção rica em clorita e celadonita. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1224).

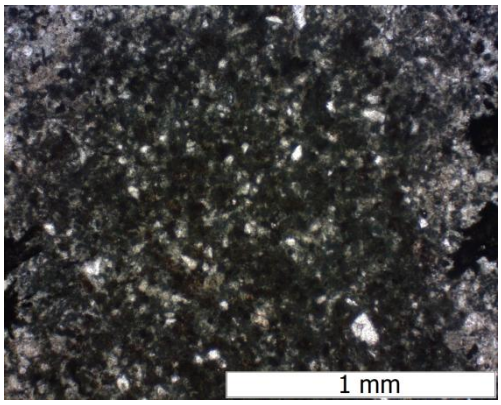


Figura 39. Detalhe da porção vítrea rica em celadonita e clorita. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1224).

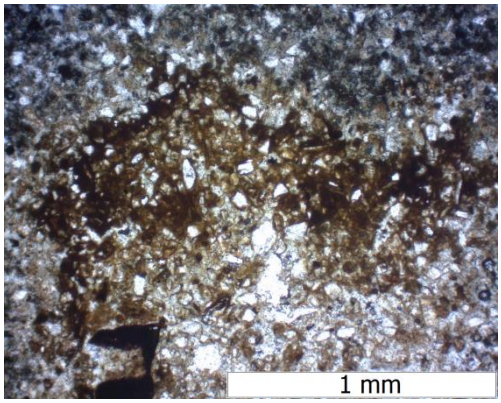


Figura 40. Parte do material vítreo e cristaloclastos percolados por iddingsita. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1224).

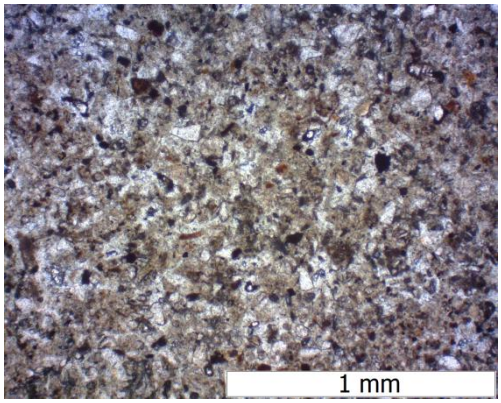


Figura 41. Porção vítrea sem percolação de iddingsita e com ausência de clorita e celadonita. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1224).

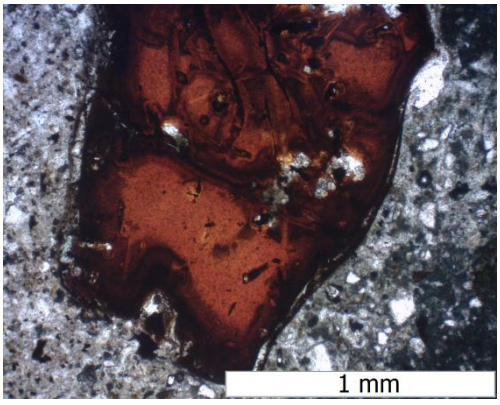


Figura 42. Detalhe da vesícula preenchida por iddingsita. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1224).

5.3 Membro Santa Quitéria

5.3.1 Área de distribuição e espessura aflorante

O Membro Santa Quitéria circunda as bordas norte, leste e sul da área de ocorrência do Membro Foz do Iguaçu, que lhe é sotoposto, estendendo-se ao longo do vale do rio Iguaçu até as imediações de Guaraniaçu, recoberta pelo Membro Toledo (Figura 43). Com intervalo estratigráfico controlado entre as cotas de 370 e 520 m, a espessura aflorante máxima é de 140 m, desconsiderados os possíveis efeitos da tectônica rúptil que afetou o Grupo Serra Geral.

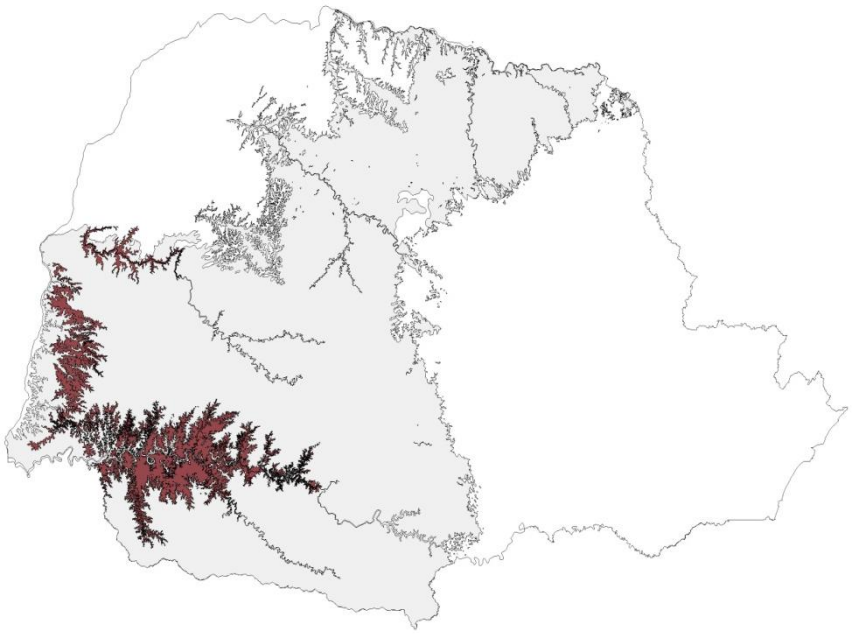


Figura 43. Localização do Membro Santa Quitéria, Formação Cascavel.

5.3.2 Geomorfologia

À semelhança do Membro Foz do Iguaçu, a subunidade Santa Quitéria sustenta o relevo nos seguintes domínios morfoesculturais, denominados por OKA-FIORI (2006) planaltos de: (a) Baixo Iguaçu, com interflúvios alongados e cristas marcadas, vertentes retilíneas, vales em V encaixados, gradiente de 360 m (520-880 m) e declividades de 12-30%; (b) Foz do Iguaçu, com dissecação baixa, interflúvios aplainados, vertentes convexas e vales em V abertos, gradiente de 200 m (220-420 m) e declividades abaixo de 6%; e (c) São Francisco, com dissecação média, interflúvios alongados, vertentes convexas e vales em V abertos, gradiente de 320 m (220-540 m) e declividades de 6-12%.

5.3.3 Relações de contato

As relações de contato do Membro Santa Quitéria com as demais subunidades da Formação Cascavel são bem controladas pelos intervalos de altitudes em que afloram, mencionados no item 5.2.3. A persistência lateral e vertical da associação faciológica que caracteriza esta sequência vulcano-sedimentar, semelhante à mapeada como Membro Cantagalo, na Formação

Barracão, e o contraste com os derrames dominantemente tabulares dos membros Foz do Iguaçu e Toledo, facilitam o traçado dos contatos, na escala regional. Trata-se, portanto, da porção mediana da Formação Cascavel, superposta ao Membro Foz do Iguaçu e recoberta pelo Membro Toledo.

As relações estratigráficas do Membro Santa Quitéria com os membros Salgado Filho, Foz do Areia e Chopinzinho, no extremo oriental da sua área de exposição, foram inferidas a partir das cotas de exposição dos afloramentos. Estas subunidades das formações Barracão e Candói foram, desta maneira, consideradas mais recentes do que o Membro Santa Quitéria. Não foram reconhecidas influências de rejeitos tectônicos que possam modificar esta relação de contato.

5.3.4 Associação faciológica

O Membro Santa Quitéria agrupa uma intercalação de derrames lobados e lobos tabulares, níveis de brecha hidrovulcanoclástica e lâminas de hidrotufo. Ele guarda semelhança faciológica com os membros Salgado Filho e Cantagalo, da Formação Barracão.

Os corpos de basalto têm geometria predominantemente tabular, mas são delgados, justificando a designação de lobos tabulares. São constituídos por basalto maciço com zona vesicular de topo pouco desenvolvida e disjunção colunar simples, planar e de geometria quadrática. Lobos lenticulares de basalto vesicular são subordinados. Os níveis de brecha hidrovulcanoclástica são bem desenvolvidos e lateralmente persistentes, associados a níveis de hidrotufo, que aumentam em volume no topo da sequência.

5.3.5 Seção-tipo

A seção-tipo do Membro Santa Quitéria é descrita ao longo do vale do rio homônimo, a oeste da cidade de Cascavel, entre as cotas de 310 e 510 m, perfazendo uma espessura estratigráfica aproximada de 200 m.

O afloramento que dá início à seção-tipo situa-se em corte da rodovia PR-317, imediatamente a norte da ponte sobre o rio Santa Quitéria (EA-1683,

195480E, 7255869N, 377 m; Figura 44). O corte expõe um nível de brecha hidrovulcanoclástica com 8 m de espessura, constituído por blocos angulosos de basalto vesicular de até 10 cm em matriz de hidrotufo vermelho. Parte das vesículas do basalto é preenchida por calcita e alguns blocos alongados assumem posição vertical. A brecha hidrovulcanoclástica é recoberta por lobo de 1 m de basalto vesicular, de cor cinza-arroxeado. Esta associação aflora entre as cotas de 310 e 380 m, ao longo da seção-tipo.

Em outro corte da mesma rodovia, em associação faciológica semelhante à que é descrita a seguir, na pedreira de Toledo (EA-1672, 174859E, 7253838N, 396 m), lobos vesiculares de basalto avermelhado afloram intercalados com hidrotufo fino, silicificado e vesicular, recoberto por lobo maciço de basalto cinza-avermelhado fracamente cloritizado (EA-1677, 194648E, 7254142N, 400 m). Logo acima, no relevo, ocorre outro nível de brecha hidrovulcanoclástica com blocos de basalto vesicular, subangulosos a arredondados, com diâmetro de até 10-15 cm, em matriz de hidrotufo fino, portador de laminação plano-paralela a convoluta e lenticular. A brecha, que tem espessura aflorante de 4 m, é recoberta por lobo tabular de basalto maciço, fanerítico fino, com espessura remanescente de até 1,5 m (EA-1665, 219392E, 7259657N, 446 m; Figura 45).



Figura 44. Lobos de basalto vesicular com intercalação irregular de hidrotufo (EA-1683, 195480E, 7255869N, 377 m).



Figura 45. Brecha vulcanoclástica recoberta por lobo tabular de basalto maciço (EA-1665, 219392E, 7259657N, 446 m).

Na pedreira da prefeitura municipal de Toledo, à margem da rodovia PR-317, aflora a seção superior do Membro Santa Quitéria (EA-1665, 219392E, 7259657N, 446 m). Junto ao piso da frente de lavra, ocorrem quatro lobos vesiculares com 0,3 a 3 m de espessura, ricos em preenchimentos de sílica e calcita nas vesículas, em contatos entre derrames e em fraturas abertas no basalto avermelhado, que apresenta vesículas alongadas e inclinadas na base (Figura 46). Esta sequência é recoberta por derrame tabular maciço, com espessura aflorante de 10-12 m, separado dos lobos subjacentes por nível de brecha hidrovulcanoclástica com 0,5-0,8 m de espessura e hidrotufo fino a médio, maciço, vermelho-tijolo, com laminação plano-paralela horizontal. A disjunção do derrame tabular não tem padrão definido e apresenta geometria irregular.



Figura 46. Topo de lobo vesicular recoberto por basalto maciço com vesículas alongadas na base, cuja inclinação indica sentido de fluxo para a esquerda da foto (EA-1665, 219392E, 7259657N, 446 m).

No intervalo de altitudes até 475 m, três cortes da rodovia expõem lobos de basalto vesicular, fanerítico fino, afírico e de cor avermelhada, que intercalam-se a níveis com 10-15 cm de hidrotufo fino a médio e derrames tabulares de basalto maciço, fanerítico médio, cinza-avermelhado e recortado por disjunção quadrática plana com espaçamento de até 1 m (EA-1668, 198199E, 7276791N, 463 m; EA-1686, 212004E, 7259575N, 466 m; EA-1688, 212312E, 7246304N, 475 m).

Logo acima, no relevo, outros cortes da rodovia expõem basalto maciço, fanerítico fino, roxo-esverdeado sem intercalações sedimentares ou vulcanoclásticas e disjunção colunar quadrática com espaçamento de 1-2 m (EA-1675, 194633E, 7253285N, 480 m). O topo do mesmo derrame é formado por basalto cinza-avermelhado com textura fanerítica média e estrutura esparsamente vesicular, com 10% de vesículas de 3 mm e irregulares,

revestidas de sílica mamelonar (EA-1687, 221601E, 7259788N, 482). Este derrame é recoberto por basalto maciço, fanerítico fino, cinza-avermelhado e portador de disjunção quadrática plana com espaçamento de até 1 m (EA-1685, 200856E, 7258104N, 484 m). A seção local é encimada por outro derrame tabular de basalto maciço, fanerítico médio, cinza-avermelhado, em laje que expõe juntas retas e fechadas com espaçamento de 1 m, como é descrito nos pontos anteriores (EA-1691, 218103E, 7243184N, 488 m).

O segmento de topo da seção-tipo é formado por pequenos cortes de estradas vicinais com lobos de basalto cinza-avermelhado claro, esparsamente vesicular, intercalados a basalto maciço, fanerítico médio a fino, com juntas abertas de até 2 cm preenchidas por sílica (EA-1664, 229251E, 7256726N, 497 m; EA-1674, 194150E, 7251147N, 508 m; EA-1689, 204454E, 7244896N, 508 m; EA-1690, 196842E, 7247337N, 510 m).

5.3.6 Petrografia

Três amostras de basalto (EA-1221, OL-2010b, OL-2011d) e uma de hidrotufo (OL-2011a) foram submetidas a análise microscópica.

As amostras de mão de basalto do Membro Santa Quitéria apresentam textura fanerítica, inequigranular e porfirítica em mesóstase intergranular, com estrutura vesicular. A cor das amostras é cinza-acastanhada, o índice de cor é mesocrático, a estrutura é maciça, a textura é fanerítica fina, inequigranular, porfirítica e intergranular. A composição mineralógica compreende 60% de plagioclásio anédrico de 1 a 2 mm, 30% de piroxênio anédrico de 0,5 a 1 mm e 10% de magnetita subédrica de 3 mm. Na quase totalidade das amostras, há superfícies recobertas por limonita e a magnetita evidencia-se por halos de oxidação de cor avermelhada.

Em lâmina petrográfica, a composição mineralógica da amostra EA-1221 contém 35% de labradorita, 30% de augita, 20% de opacos, 15% de celadonita e traços de apatita. A labradorita ocorre em duas gerações: labradorita (I) ocorre como cristais subédricos a euédricos, ripiformes, fraturados, turvos, com limites predominantemente regulares, geminação pobremente desenvolvida e ocasional zoneamento composicional; e labradorita (II) em cristais anédricos a subédricos,

ripiformes, ocasionalmente fraturados, turvos, com limites regulares a irregulares, geminação pobremente desenvolvida. Na augita também foram reconhecidas duas gerações: augita (I) em cristais anédricos, turvos, de limites predominantemente regulares, ocasionalmente fraturados; e augita (II) em cristais anédricos a subédricos, de limites irregulares, fraturados e de aspecto turvo. Os opacos são anédricos, ocasionalmente esqueléticos e com limites regulares. A celadonita ocorre com hábito amorfo, preenchendo cavidades. A apatita forma cristais euédricos, aciculares, límpidos e com limites regulares.

No que diz respeito à sequência de cristalização, as relações intergranulares indicam que, durante o estágio magmático principal, na fase acessória há a formação de apatita. Na fase fenocristal formam-se a augita (I) e a labradorita (I). Na fase matriz ocorre a formação de augita (II) e labradorita (II). Durante o estágio pós-magmático, em uma fase de alteração, ocorre a formação dos opacos e da celadonita. Durante a consolidação da rocha, há o escape de voláteis e a formação de vesículas irregulares e de limites pouco definidos, sendo preenchidas por celadonita. As vesículas apresentam à sua volta uma concentração de fenocristais de labradorita. Em algumas dessas cavidades foi observado preenchimento de quartzo e celadonita (Figuras 47 a 51).

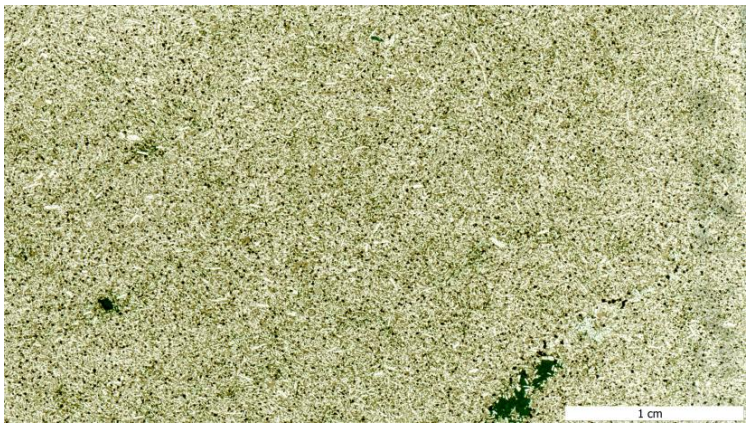


Figura 47. Textura fanerítica inequigranular porfirítica e estrutura vesicular da mesóstase intergranular, com vesículas preenchidas por celadonita, em petroscopia (EA-1221).

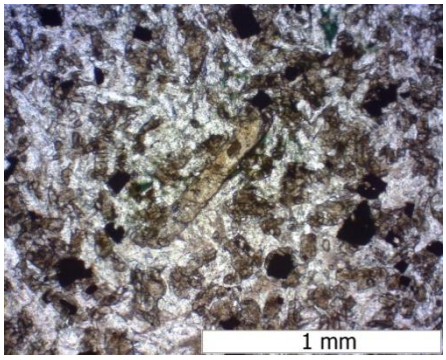


Figura 48. Detalhe para o fenocristal de augita. Fotomicrografia com 40x em luz natural (OL-2010b).

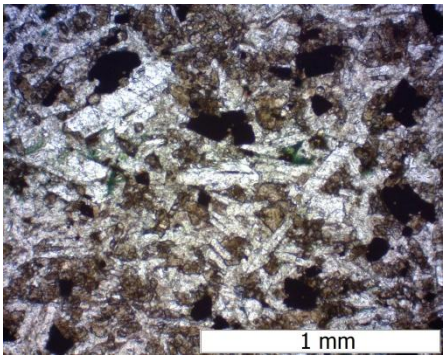


Figura 49. Fenocristais de plagioclásio disseminados. Fotomicrografia com 40x em luz natural (OL-2011d).

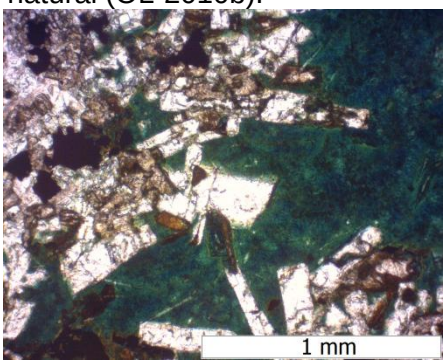


Figura 50. Porção de celadonita disseminada. Fotomicrografia com 40x em luz natural (OL-2011d).

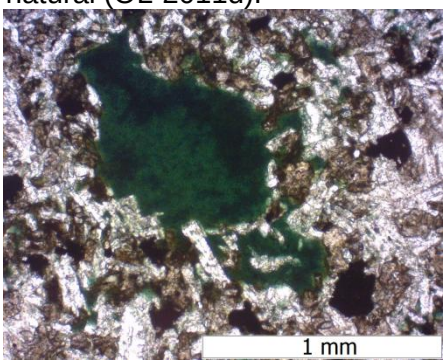


Figura 51. Vesícula preenchida por celadonita. Fotomicrografia com 40x em luz natural (OL-2011d).

A amostra de basalto fanerítico (OL-2011b) apresenta textura inequigranular e estrutura vesicular (Figuras 52 a 55). A amostra tem cor cinza-esverdeado claro, índice de cor melanocrático, estrutura maciça e textura fanerítica média, equigranular e intergranular. É composta por 40% de plagioclásio anédrico a euédrico, ripiforme, de 3 a 4 mm, 20% de clorita anédrica de 2 a 3 mm, 10% de piroxênio anédrico de 2 mm, 20% de magnetita anédrica de 2 a 3 mm circundada por halos de alteração de cor vermelha e 10% de piroxênio euédrico, ramificado, de 3 mm. As vesículas são disseminadas na amostra, com formato irregular e amebóide.

Em lâmina petrográfica, a composição mineralógica compreende 35% de andesina, 25% de augita, 10% de minerais opacos, 10% de iddingsita e traços de celadonita e óxido de Fe. A andesina apresenta quatro gerações distintas: andesina (I) com hábito subédrico a euédrico ripiforme, limites

predominantemente regulares, geminação regularmente desenvolvida, fraturada e límpida; andesina (II) com hábito subédrico a euédrico, ripiforme e tabular, limites predominantemente regulares, geminação regularmente desenvolvida, fraturada e límpida, apresentando zoneamento composicional. As fraturas das gerações (I) e (II) encontram-se geralmente preenchidas por iddingsita. A andesina (III) tem hábito subédrico a euédrico ripiforme, contato predominantemente regular, límpido, com geminação regularmente desenvolvida, associada principalmente com a geração (IV). A andesina (IV) é dada por cristais anédricos a subédricos fibrorradiados, turvos, de limites pouco definidos, com geminação ausente a pouco desenvolvida, amorfos. A augita apresenta-se em duas gerações: augita (I) com hábito subédrico ripiforme, limites predominantemente regulares, intensamente fraturado, predominante límpido, associado principalmente a minerais opacos; e augita (II) com hábito anédrico, fraturado, turvo, de limites predominante regulares. Os minerais opacos possuem hábito anédrico a euédrico, por vezes esquelético, limites regulares e associam-se comumente a augita. A iddingsita é amorfa, de limites bem definidos, preenchendo fraturas da andesina (I) e (II) e também penetrando cristais de andesina (III). Associa-se preferencialmente aos minerais opacos. A celadonita ocorre na forma de material amorfo que preenche vesículas da rocha, que são limitadas por óxido de ferro.

A sequência de cristalização é interpretada como tendo início no estágio magmático principal, durante a fase fenocristal, quando houve a formação de andesina (I) e augita (I). Possivelmente, ainda na fase fenocristal, ocorreu uma modificação brusca das condições físico-químicas existentes no ambiente, havendo a cristalização pouco ordenada da augita (II) e seu consequente zoneamento composicional. Já na fase matriz, também ocorreram duas gerações distintas, sendo a de andesina (III) correspondente a condições mais favoráveis à cristalização do que a de andesina (IV). Durante uma provável queda de temperatura em um intervalo de tempo pequeno, houve a formação dos cristais de andesina (IV) pouco desenvolvidos. Em estágio pós-magmático ou hidrotermal houve a formação dos opacos em associação com a iddingsita. Durante a consolidação da rocha, houve o escape de voláteis que formaram vesículas, que foram preenchidas por celadonita em estágio pneumatolítico.

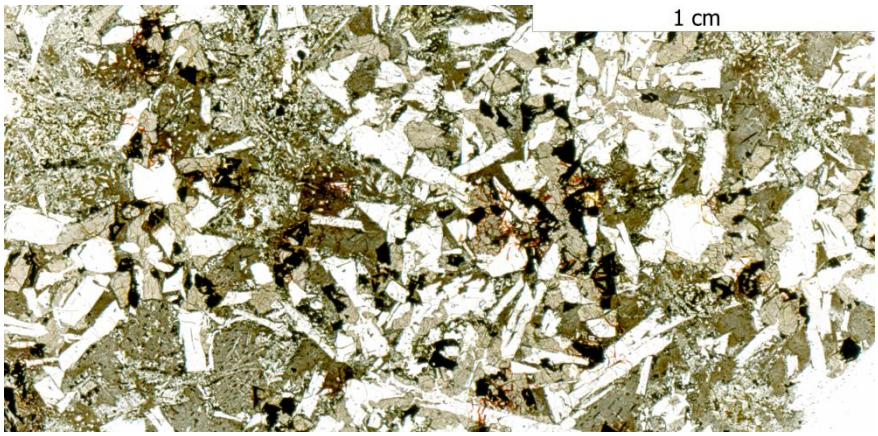


Figura 52. Textura fanerítica inequigranular intergranular e estrutura vesicular em petroscopia (OL-2011a).

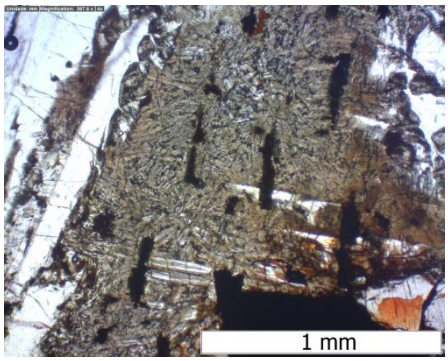


Figura 53. Matriz vítrea associada a minerais opacos. Fotomicrografia com 40x em luz natural (OL-2011a).

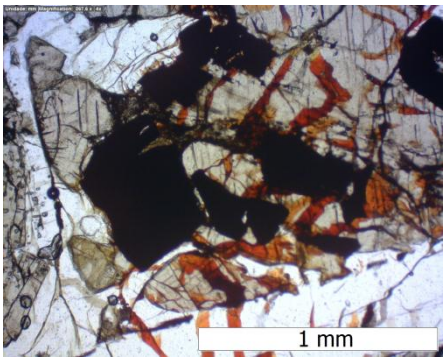


Figura 54. Iddingsita percolando um fenocristal de augita, associada a minerais opacos. Fotomicrografia com 40x em luz natural (OL-2011a).

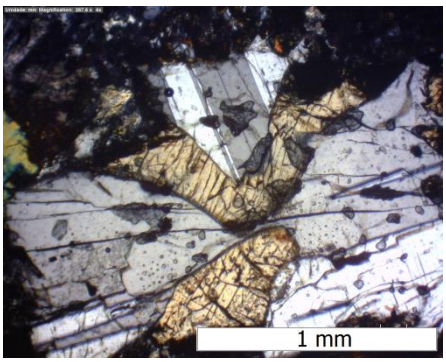


Figura 55. Cristal de andesina euédrico e fraturado em contato regular com cristais de augita. Fotomicrografia com 40x em luz natural (OL-2011a).

5.4 Membro Toledo

5.4.1 Área de distribuição e espessura aflorante

O Membro Toledo aflora, no extremo oeste do Terceiro Planalto Paranaense, ao longo do rio Paraná, desde a cidade de Itaipulândia até Guaíra, onde é recoberto pelo Grupo Caiuá, estendendo-se para leste até as proximidades Campo Mourão, no quadrante NE da área de exposição, e Guaraniaçu, no quadrante SE (Figura 56). As suas relações de contato com o Membro Ivaiporã permanecem indefinidas, por falta de exposições na zona de passagem, entre as cidades de Campo Mourão e Roncador. A espessura aflorante desta subunidade é estimada em 315 m, conforme discrimina a seção-tipo descrita a seguir.

5.4.2 Geomorfologia

O Membro Toledo sustenta o relevo nos seguintes domínios morfoesculturais, denominados por OKA-FIORI (2006) planaltos de: (a) Cascavel, com interflúvios alongados e aplainados, vertentes convexas e vales em V, gradiente de 540 m (260-800 m) e declividades de 6-12%; (b) Campo Mourão, de dissecação baixa, com interflúvios aplainados, vertentes retilíneas e côncavas na base, e vales em calha, gradiente de 480 m (240-720 m) e declividades abaixo de 6%; e (c) Umuarama, de dissecação média, interflúvios alongados e aplainados, vertentes convexas e vales em V, gradiente de 420 m (240-660 m) e declividades de 6-12%.

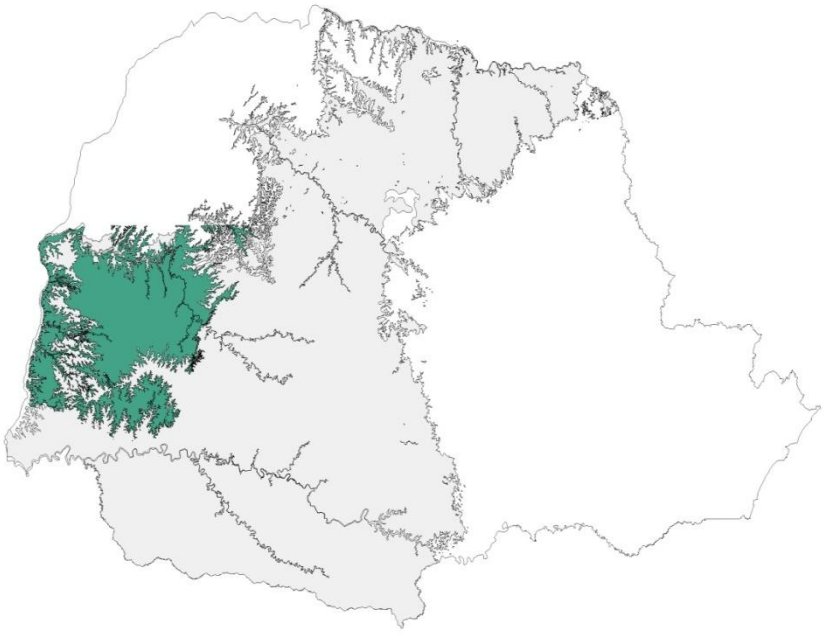


Figura 56. Localização do Membro Toledo, Formação Cascavel.

5.4.3 Relações de contato

O Membro Toledo é uma das unidades basais do Grupo Serra Geral, no Estado do Paraná, e representa a subunidade de topo da Formação Cascavel. Ele recobre diretamente a sequência de lobos tabulares de basalto e brecha hidrovulcanoclástica do Membro Santa Quitéria e é recoberto pelo membro Flor da Serra do Sul, ao longo do extenso interflúvio que separa as bacias dos rios Iguaçu e Piquiri.

5.4.4 Associação faciológica

O Membro Toledo é a subunidade mais espessa e extensa da Formação Cascavel, com espessura total aparente de 380 m e cobrindo quase a totalidade da folha de Cascavel, escala de 1:250.000. A sua associação faciológica assemelha-se aos derrames mais espessos da Formação Barracão, incluindo abundantes lobos vesiculares e subordinados níveis peperíticos e sedimentares entre os derrames de basalto.

São características do basalto maciço do Membro Toledo a cor roxo-esverdeada, as vesículas irregulares no topo dos derrames e a distribuição da

clorita em rede irregular e descontínua, produto de alteração hidrotermal do piroxênio intersticial. Em alguns afloramentos, derrames tabulares desta subunidade assemelham-se aos equivalentes do Membro Flor da Serra, com diferenças estruturais e petrográficas que são descritas a seguir. As seções de derrames lobados distinguem-se, também, dos membros Salgado Filho e Cantagalo, por feições que são descritas na seção correspondente deste capítulo.

5.4.5 Seção-tipo

A seção-tipo do Membro Toledo estende-se das imediações da cidade de Toledo até Corbélia, abrangendo toda coluna estratigráfica desta subunidade da Formação Cascavel, com espessura aflorante de 315 m, entre as cotas de 510 e 825 m.

Em pedreira da Prefeitura Municipal de Toledo, junto ao trevo de acesso da rodovia BR-476 (EA-1666, 219752E, 7266326N, 520 m), afloram lobos decimétricos de basalto maciço, localmente vesicular, fanerítico grosso, afírico, cinza-avermelhado, intensamente cloritizado. Os lobos são recortados por filonetes com 1-8 cm de espessura e com espaçamento de 10-50 cm, predominantemente horizontais, localmente com atitude N30^{o}-45^{o}E;5^{o}NW. Os filonetes horizontais adelgaçam-se até 1 cm e contêm fragmentos angulosos de basalto fanerítico fino, que aflora em níveis subjacentes. Planos regulares concordantes e em nível inferior sem sílica sugerem que processo de inflação controlou os preenchimentos.



Figura 57. Preenchimentos de sílica em juntas abertas de lobo tabular, no topo do Membro Santa Quitéria (EA-1696, 229268E, 7265514N, 520 m).

A mesma situação repete-se no afloramento EA-1696, 229268E, 7265514N, 520 m; Figura 57), onde lobos soldados com 0,30 a 2 m de espessura, de topos pouco vesiculares com vesículas dispersas, irregulares e vazias, com 0,5 a 3 cm de diâmetro, alinhadas segundo os contatos. O basalto é maciço, fanerítico médio, vermelho-esverdeado, com clorita formando rede irregular e descontínua intersticial a aglomerados de plagioclásio. Apatita ocorre isolada, com 2 mm de aresta, euédrica ou formando salbanda difusa em filonete de basalto afanítico vermelho, com 1 mm de espessura, que é irregular.

Na pedreira da Mineração Trevo, na localidade de Ouro Verde, está exposto lobo tabular de basalto cinza-claro, maciço, afanítico a fanerítico grosso, sem hidrotermalismo visível e com bolsões difusos de basalto afanítico a fanerítico fino avermelhado sobre topo de basalto vesicular contendo ametista, quartzo e calcita. A disjunção colunar é irregular e associa-se a entablamento sigmoidal de porte médio, com espaçamento de 1-3 m (EA-1713, 276001E, 7278456N, 527 m; Figura 58).



Figura 58. Lobos tabulares de basalto maciço com zonas vesiculares na frente de lavra da pedreira Trevo (EA-1713, 276001E, 7278456N, 527 m).

Em corte da rodovia PR-369 (EA-1699, 250352E, 7271035N, 556 m), lobos decimétricos de basalto maciço, fanerítico médio a fino, vermelho-esverdeado, contêm vesículas esparsas com 1-3 mm, irregulares, preenchidas por clorita e sílica. Magnetita euédrica dispersa na matriz libera óxido de Fe, contribuindo para a coloração avermelhada da rocha. Nível centimétrico e filonetes milimétricos de hidrotufo fino, laminado e de cor vermelho-tijolo intercalam-se e recortam os lobos de basalto. Há abundante sílica livre nas vesículas e fraturas abertas. Esta associação de lobos decimétricos e hidrotufo repete-se nos pontos EA-1701 (261848E, 7271030N, 557 m) e EA-1712 (236879E, 7254928N, 561 m).

Na localidade de Iguatu, corte junto ao trevo de acesso à cidade expõe basalto fanerítico médio, maciço, roxo-esverdeado, com clorita em arranjo reticular irregular e descontínuo em torno de aglomerados de plagioclásio. O basalto altera-se em almofadas nas porções maciças do derrame em contraste com os derrames Flor da Serra que mostram esta alteração na zona vesicular de topo (EA-1735, 288530E, 7262925N, 561 m).

Em corte da rodovia PR-317, basalto maciço e esparsamente vesicular, com vesículas irregulares preenchidas por celadonita e sílica fina, apresenta matriz idiomórfica, fanerítica média na qual são visíveis ripas de plagioclásio, piroxênio intersticial e magnetita euédrica sem evidências de hidrotermalismo (EA-1697, 233227E, 7271806N, 565 m).

Na pedreira da prefeitura municipal de Corbélia, derrame tabular de basalto maciço, fanerítico fino e sem cloritização visível, contém filões centimétricos de pegmatito. Os planos de disjunção são revestidos por sílica, limonita e clorita, com lâminas milimétricas de cobre nativo dispersas. A disjunção colunar associa-se a entablamento sigmoidal e em cunha, com espaçamento de 1-3 m (EA-1739, 270859E, 7250229N, 577 m; Figura 59).



Figura 59. Frente de lavra da pedreira do município de Corbélia, com lobos tabulares de basalto maciço (EA-1739, 270859E, 7250229N, 577 m).

Acima deste nível estratigráfico, derrames tabulares de basalto maciço, fanerítico fino a médio, de cor roxo-esverdeado, com clorita distribuída em rede descontínua e irregular na matriz, entre aglomerados de plagioclásio, são expostos em quatro cortes de rodovias descritos na região (EA-1738, 279943E,

7254382N, 592 m; EA-1737, 285011E, 7251901N, 616 m; EA-1729, 275821E, 7241555N, 658 m; EA-1730, 279372E, 7240901N, 667 m).

A mesma sequência estende-se até o topo da seção-tipo, registrada em afloramentos naturais que não permitem observar feições litológicas e estruturais, exceto as características texturais do basalto maciço, de cor arroxeada, com clorita distribuída em rede irregular e descontínua (EA-1732, 287363E, 7244774N, 684 m; EA-1728, 270539E, 7235159N, 711; EA-1731, 279991E, 7232219N, 825 m). Esta sequência representa o segmento de topo da coluna estratigráfica do Membro Toledo, com espessura aproximada de 230 m.

5.4.6 Petrografia

Duas amostras de basalto afanítico e fanerítico representam a tipologia do Membro Toledo, codificadas EA-1665a (afanítica) e EA-1666 (fanerítica).

A cor da amostra afanítica é cinza-esverdeado com manchas avermelhadas, a granulação é fina, com índice de cor melanocrático, estrutura maciça, textura fanerítica fina, equigranular. É composta por 45% de piroxênio anédrico de 1 mm, 25% de clorita anédrica de 1 mm e 30% de plagioclásio anédrico a subédrico ripiforme de 1 mm.

Em lâmina delgada (Figuras 60 a 64), a textura é fanerítica, porfirítica, com mesóstase subofítica, e a estrutura é vesicular. A amostra contém 30% de material vermelho-acastanhado, de aspecto amorfo e limites irregulares, pouco definido, penetrando os cristais de silicatos. Andesina representa 20% da lâmina, com duas gerações. A andesina (I) ocorre como cristais subédricos e ripiformes, de aspecto turvo, fraturados, com limites regulares, geminação pouco a bem desenvolvida. A andesina (II) aparece como cristais anédricos a subédricos, ripiformes, de limites irregulares, aspecto turvo e a geminação varia de pouco a bem desenvolvida. Augita constitui 20% da composição mineralógica, em cristais anédricos, fraturados e turvos, de limites predominantemente regulares. Os minerais opacos representam 15%, com hábito anédrico e limites predominantemente regulares. Cerca de 10% da amostra é formada por material verde-acastanhado, amorfo, turvo, de limites pouco definidos e irregulares. Carbonato corresponde a 5% dos minerais, com hábito anédrico, aspecto turvo e

limites irregulares, preenchendo vesículas.

Durante o estágio magmático principal, na fase fenocristal forma-se a andesina (I) e a augita. Na fase matriz ocorre a formação de andesina (II). Em um estágio pós-magmático, durante uma fase de alteração ocorre a formação de material vermelho-acastanhado, dos opacos, do material verde-acastanhado e do carbonato. O material vermelho-acastanhado é provavelmente iddingsita, proveniente do mesmo processo de alteração que pode ter gerado os opacos e o material verde-acastanhado. Enquanto a rocha se consolidava, havia o escape de voláteis, os quais formaram cavidades na rocha, denominadas de vesículas. As vesículas são irregulares, anédricas, de contato pouco definido, circundada pelo material verde-acastanhado e preenchida por carbonato.

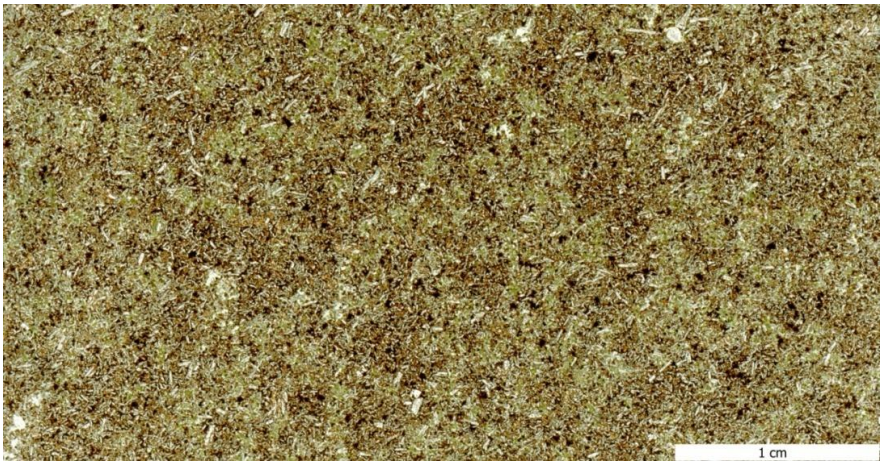


Figura 60. Textura fanerítica inequigranular porfirítica em mesóstase subofítica em petroscopia (EA-1665a).

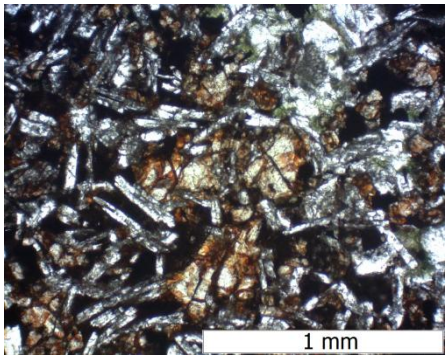


Figura 61. Iddingsita percolando um fenocristal de augita e cristais cercados por andesina. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1665a).

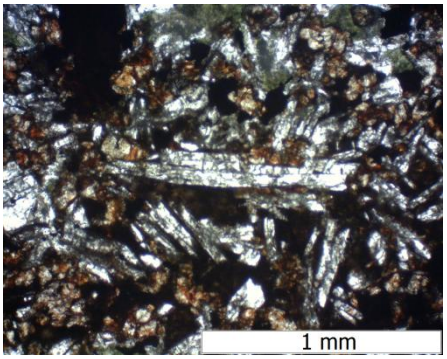


Figura 62. Detalhe para o fenocristal de andesina. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1665a).

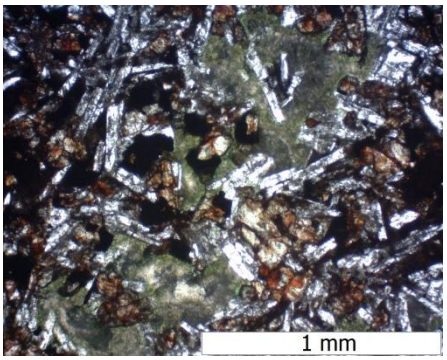


Figura 63. Clorita turva e amorfa preenchendo vesículas amebóides de contato pouco definido. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1665a).

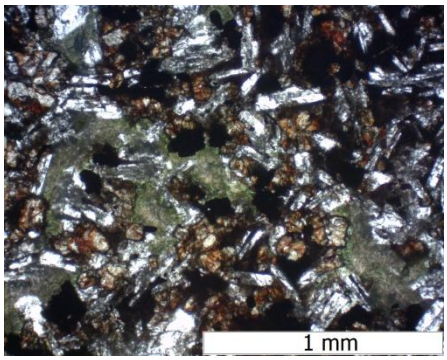


Figura 64. Visão geral da textura subofítica. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1665a).

A amostra de mão de basalto fanerítico (EA-1666) apresenta cor cinza-avermelhado claro, granulação média, índice de cor melanocrático, estrutura maciça, textura fanerítica, equigranular e intergranular. É composta por 30% de piroxênio anédrico de 2 mm, 10% de clorita anédrica de 2 mm, 50% de plagioclásio subédrico a euédrico ripiforme de 2 mm e 10% de magnetita submilimétrica. A rocha apresenta fraturas delgadas e retilíneas, as quais apresentam preenchimento de carbonato.

Em lâmina delgada (Figuras 65 a 69), expõe textura fanerítica inequigranular porfirítica em mesóstase subofítica; a estrutura é vesicular. A composição mineralógica compreende: 40% de andesina em cristais subédricos a euédricos ripiformes, ocasionalmente fraturados, de limites regulares, geminação bem desenvolvida e com zoneamento composicional; 30% de augita em cristais anédricos, fraturados, de limites regulares e aspecto límpido; 15% de material vermelho-acastanhado, amorfo, de limites irregulares e pouco definidos, que preenche fraturas dos silicatos; 10% de opacos anédricos, esqueléticos, de limites regulares, normalmente associados a óxido de Fe; 5% de material verde-acastanhado, amorfo, de aspecto turvo e limites irregulares..

Durante o estágio magmático principal, na fase matriz formaram-se a andesina (II) e a augita. Em estágio pós-magmático, durante uma fase de alteração, formu-se material vermelho-acastanhado, provavelmente iddingsita, dos opacos, do material verde-acastanhado.

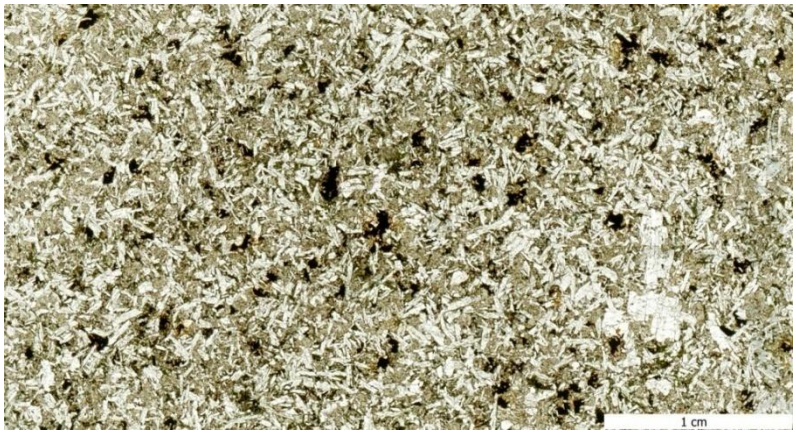


Figura 65. Textura fanerítica inequigranular porfirítica em mesóstase subofítica. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1666).

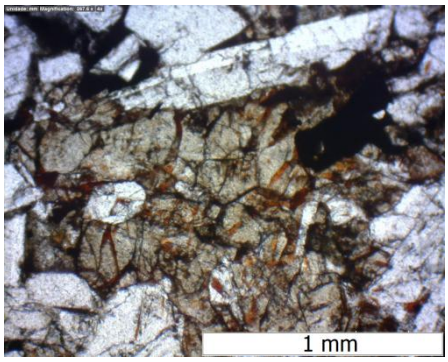


Figura 66. Iddingsita percolando um fenocristal de augita. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1666).

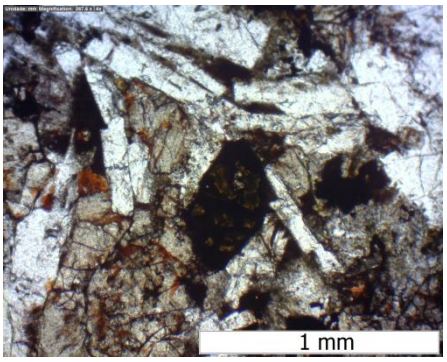


Figura 67. Cristal de augita, isolado, totalmente substituído por clorita. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1666).

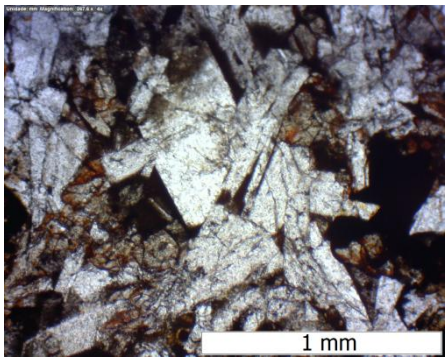


Figura 68. Detalhe para os cristais euédricos tabulares e ripiformes de andesina. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1666).

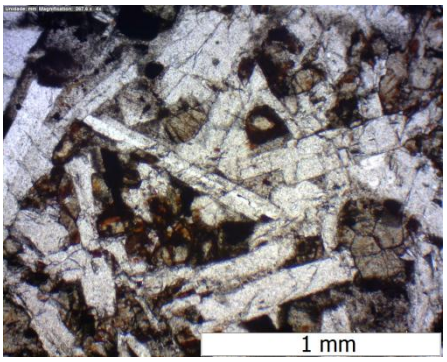


Figura 69. Visão geral da textura subofítica. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1666).

CAPÍTULO 6 – FORMAÇÃO BARRACÃO

6.1 Introdução

Conjuntos estratigraficamente espessos e regionalmente extensos de derrames lobados, associados a abundantes intercalações de brechas vulcanoclásticas e sedimentos terrígenos, predominam na porção mediana do Terceiro Planalto, dando origem por suas características litológicas e estruturais aos terrenos acidentados do Centro do Paraná.

Em afloramento, as proporções de derrames de basalto essencialmente vesicular e intercalações de rochas vulcanoclásticas e sedimentares se equivalem em volume, de um modo geral, mas variam entre os diferentes membros da Formação Barracão. Estas proporções e a abundância relativa de derrames lobados e tabulares são usadas, neste texto, para subdividir a formação em três membros - Salgado Filho, Cantagalo e Flor da Serra do Sul do Sul.

A abundância dos sedimentos terrígenos caracteriza a dinâmica da fase pré-rifte, em que os processos de erosão e sedimentação predominam ou competem com os vulcânicos (WHITE e McKENZIE, 1989; JERRAM *et al*., 1999; MENZIES e EBINGER, 2000; MENZIES *et al.*, 2002; KERR e MENZIES, 2004). Alternativamente, a se considerar a estratigrafia definida na província basáltica de Snake River, esta associação faciológica pode representar o fechamento do ciclo vulcano-sedimentar, de vulcanismo evanescente e sedimentação terrígena crescente (HUGHES *et al*., 2002). Somente determinações de idades absolutas, com métodos precisos, permitirão resolver esta questão, porque a escassez de afloramentos dificulta a definição das relações de contato entre as formações do Grupo Serra Geral, pelo menos na região abrangida por este projeto.

6.2 Membro Salgado Filho

6.2.1 Área de distribuição e espessura aflorante

O Membro Salgado Filho aflora na região Sudoeste do Paraná, balizada pelas fronteiras com Santa Catarina e Argentina, a sul e oeste, respectivamente, e pelo vale do rio Iguaçu, a norte, estendendo-se até as imediações da cidade de Francisco Beltrão, a leste (Figura 70).

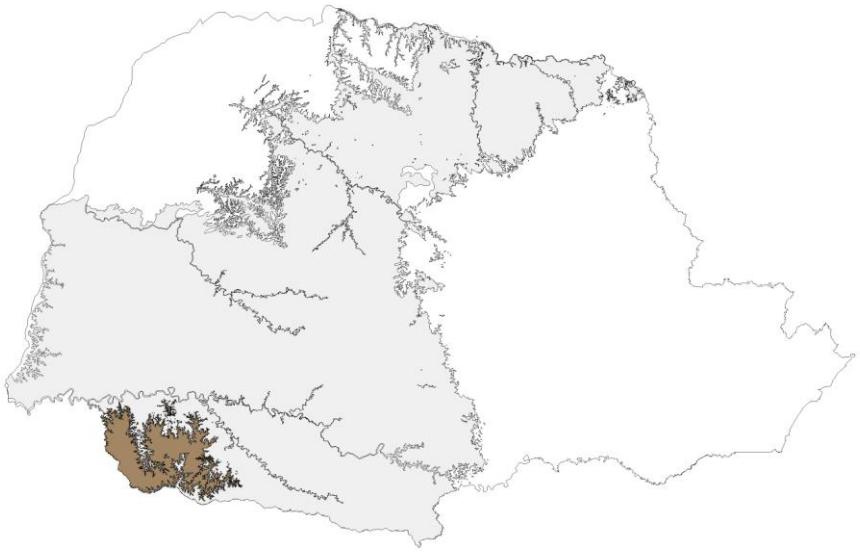


Figura 70. Localização do Membro Salgado Filho, Formação Barracão.

Mapeado entre as cotas de 400 m, ao nível da foz do rio Iguaçu, e 1.100 m na região de Salgado Filho, a espessura exposta do Membro Salgado Filho é estimada em 700 m. Devido à dificuldade de se estabelecer os efeitos da tectônica rígida sobre o Grupo Serra Geral, principalmente na área de ocorrência desta subunidade, admite-se esta estimativa como máxima.

6.2.2 Geomorfologia

O Membro Salgado Filho sustenta o relevo mais extensamente nos seguintes domínios morfoesculturais, denominados por OKA-FIORI (2006) planaltos de: (a) Alto Capanema, profundamente dissecado, onde predominam interflúvios alongados e isolados, vertentes retilíneas, vales em V, gradiente de

600 m (360-960 m) e declividades de 12-30%; (b) Baixo Iguaçu, com interflúvios alongados e cristas marcadas, vertentes retilíneas, vales em V encaixado, gradiente de 360 m (520-880 m) e declividades de 12-30%; e (c) Francisco Beltrão, com interflúvios alongados, vertentes convexas, vales em V, gradiente de 520 m (500-1.020 m) e declividades de 6-12%.

Os conjuntos de morfoestruturas que caracterizam cada domínio indicam que a dissecação do relevo é mais acentuada na porção mediana do planalto do Alto Capanema, em especial nas regiões de Barracão e Salgado Filho, onde nascem os afluentes da margem sul do rio Iguaçu. Nos demais domínios morfoestruturais, a dissecação é menos pronunciada, principalmente no planalto do Baixo Iguaçu, onde a erosão das fácies sobrejacentes expõe de forma incipiente a sequência de derrames tabulares do Membro Foz do Areia.

Os derrames lobados são identificados nas fotografias aéreas por formas de relevo com vertentes convexas, interflúvios largos e terraços dominantemente suavizados. As escarpas entre derrames são de reduzida expressão vertical, refletindo o caráter lenticular e lobado das unidades, mas são bem delineadas nas regiões em que ocorrem intercalações mais extensas de brecha hidrovulcanoclástica. A rede de drenagem é do tipo dendrítico, com boa integração e densidade média. Trata-se, portanto, de um relevo pouco estruturado, sem terraços salientes e com elevações curtas, que não chegam a constituir platôs extensos, muito menos planaltos de topo aplainado.

Em fotografia aérea, os níveis de brecha hidrovulcanoclástica apresentam-se como linhas sinuosas, paralelas às curvas de nível e formando terraços entre derrames. Eles se destacam sobre o terreno basáltico pelos tons mais escuros de cinza, provavelmente devido aos teores mais elevados de umidade, uma vez que estas rochas são mais porosas e permeáveis do que o basalto. Devido à sua reduzida expressão lateral, os níveis de brecha hidrovulcanoclástica não são reconhecidos nas imagens de sensoriamento remoto, na escala regional de mapeamento. Entretanto, a sua espessura na área de estudo atinge 12 m, mais frequentemente entre 4 e 8 m, e a estreita associação com derrames lobados contrapõe-se à descrição de WAICHEL *et al.* (2005), que os associam aos derrames tabulares de basalto maciço.

A drenagem é tipicamente dendrítica, integrada e de densidade média a alta, menos controlada pelo fraturamento regional do que as demais formações do Grupo Serra Geral. Como não existem platôs extensos desenvolvidos sobre esta unidade, a cobertura de solo é variada, com cambissolo nas encostas e latossolo nos interflúvios.

6.2.3 Relações de contato

Este membro é a unidade mais basal da Formação Barracão, recoberto diretamente pelos membros Flor da Serra do Sul, ao longo do extenso interflúvio que separa as bacias dos rios Iguaçu e Chapecó. As suas relações de contato com o Membro Santa Quitéria, unidade aflorante ao longo do vale do rio Iguaçu, não estão estabelecidas. Com base em análise de dados aeromagnéticos regionais, WILDNER *et al.* (2006) interpretam na região a ocorrência de um *graben*, o que implicaria em idade mais recente desta sequência em relação ao Membro Salgado Filho. O mapeamento não permitiu levantar evidências desta estrutura tectônica, mantendo-se aqui uma relação estratigráfica normal, com a subunidade da Formação Barracão sobreposta à subunidade da Formação Cascavel.

6.2.4 Associação faciológica

O Membro Salgado Filho é constituído por uma sequência de derrames lobados com abundantes intercalações de brechas hidrovulcanoclásticas, menos abundantemente brechas de fluxo e hidrotufos. Os lobos de basalto vesicular apresentam seção lenticular em grande parte dos afloramentos, mesmo nas porções mais espessas, em que a estrutura da rocha se torna maciça. As cores cinza-avermelhado e vermelho-acinzentado, indicativas de oxidação na origem, são extensivas e típicas desta subunidade.

Os níveis de brecha hidrovulcanoclástica assumem a maior abundância, espessura e persistência lateral de todas subunidades do Grupo Serra Geral, no território do Paraná. Entretanto, as brechas de fluxo são menos abundantes do que se observa no Membro Cantagalo. As lâminas e camadas de hidrotufo fino,

maciço a laminado, sericítico e comumente vesicular acompanham os níveis de brecha ou ocorrem isoladas, entre lobos de basalto.

As litologias típicas desta associação faciológica estão ilustradas nas Figuras 71 a 74.



Figura 71. Lobos centimétricos de basalto vesicular a escoriáceo, intercalados a níveis e recortados por diques de hidrotufo (EA-638; 247014E; 7082029N; 740 m).



Figura 72. Blocos e bombas de basalto vesicular em brecha hidrovulcanoclástica, observando-se esfoliação em escamas, bastante comum no Membro Salgado Filho (EA-839; 266722E; 7103696N; 758 m).



Figura 73. Brecha hidrovulcanoclástica com clastos de basalto vesicular em matriz de hidrotufo (EA-807; 255656E; 7078370N; 580 m).



Figura 74. Gretas de contração em hidrotufo (EA-890; 299335E; 7077045N; 846 m).

6.2.5 Seção-tipo

A seção-tipo do Membro Salgado Filho é descrita entre as localidades de XV de Novembro e São Roque, no município que empresta o nome a esta sub-unidade da Formação Barracão. As características desta associação faciológica, composta de derrames essencialmente lenticulares pouco extensos, dificultam a correlação entre afloramentos separados de poucos quilômetros. Apesar da persistência lateral dos níveis de brecha hidrovulcanoclástica, em poucas áreas é possível confirmar a correlação entre afloramentos distantes de brecha e usá-los como horizontes-guia, devido às feições litológicas bastante semelhantes, à grande repetição estratigráfica e ao espaçamento vertical de poucas dezenas de metros.

Por este motivo, a descrição a seguir utiliza os afloramentos estudados ao longo da seção-tipo em ordem crescente de altitude, medida com auxílio de GPS e integrados de forma a constituir duas subseções, em função das diferentes proporções de basalto e brecha hidrovulcanoclástica. Esta divisão foi feita agrupando-se os afloramentos com mesmas litologias e altitudes, de modo a se buscar um balanço mais realista da abundância relativa destes componentes da sequência vulcânica. Desta forma, a seção-tipo do Membro Salgado Filho pode ser descrita em duas subseções principais.

A subseção basal estende-se de 441 a 645 m de altitude, perfazendo aproximadamente 200 m de espessura, dentro do qual as ocorrências de brecha predominam sobre as de basalto vesicular, na proporção de 4:3 (EA-953.4, 258900, 7110959, 441 m; EA-888, 261178, 7105711, 527 m; EA-842, 264206, 7108641, 542 m; EA-939.2, 254592, 7115160, 562 m; EA-952, 261389, 7114343, 593 m; EA-939.1, 254800, 7115525, 605 m; EA-887.4, 261657, 7104550, 623 m; EA-951.4, 262420, 7115978, 645 m, Figura 75). Este segmento é interrompido, entre 564 e 590 m, por uma sequência de lobos de basalto vesicular com aproximadamente 25 m de espessura total (EA-855, 264993, 7102283, 564 m; EA-952.1, 263386, 7115036, 590 m). Abaixo deste intervalo, as intercalações de basalto afloram mais esporadicamente do que na subseção de

topo, aparentemente devido à maior espessura dos níveis de brecha, que varia de 4 a 12 m.



Figura 75. Espesso nível de brecha hidrovulcanoclástica recoberta por lobo de basalto maciço e esparsamente vesicular (EA-951.4, 262420, 7115978, 645 m).

A subseção de topo da seção-tipo estende-se de 647 a 792 m, totalizando 145 m de espessura, onde as proporções se invertem, isto é, o basalto predomina sobre a brecha hidrovulcanoclástica na proporção de 4:3 (EA-888.4, 259765, 7107067, 647 m; EA-953.5, 264472, 7111537, 680 m; EA-935.1, 259828, 7118346, 712 m; EA-934.3, 263097, 7120097, 742 m; EA-934.1, 262391, 7119960, 792 m; Figura 76). A espessura dos níveis de brecha mantém-se entre 4 e 8 m, sugerindo uma redução no volume de hidrotufo e um aumento do volume de lava, no ambiente de deposição do Membro Salgado Filho. Esta tendência é registrada pela passagem do Membro Salgado Filho ao Membro Flor da Serra do Sul, onde a predominância de lava sobre brecha é absoluta.



Figura 76. Lobos de basalto maciço e vesicular sem intercalações de brecha hidrovulcanoclástica, na seção de topo do Membro Salgado Filho (EA-934.1, 262391, 7119960, 792 m).

As feições litoestruturais dos termos da sequência vulcano-sedimentar são repetitivas e estão descritas no Capítulo 3 - Arquitetura faciológica.

6.2.6 Petrografia

De 17 amostras analisadas em lâmina petrográfica, uma de basalto (EA-1041) e duas de hidrotufo, são descritas abaixo, por sua representatividade litológica.

A amostra de mão do basalto EA-1041 apresenta textura fanerítica, porfirítica com mesóstase muito fina, hipocristalina, e estrutura maciça. Em lâmina delgada (Figuras 77 a 80), a textura confirma-se como hipocristalina e subofítica, com a seguinte composição mineralógica: 30% de andesina, 30% de augita, 10% de minerais opacos, 10% de clorita, 10% de iddingsita e 5% de olivina. Das duas gerações reconhecidas, a andesina (I) ocorre como cristais subédricos a euédricos, ripiformes, geralmente fraturados, de limites regulares, mas localmente corroídos, e geminação pouco desenvolvida. A andesina (II)

aparece como cristais anédricos a subédricos, ripiformes, com limites regulares, aspecto geralmente turvo e geminação pouco desenvolvida. A augita também apresenta duas gerações. A augita (I) aparece em cristais anédricos a subédricos, ripiformes, fraturados, com aspecto turvo e bordas essencialmente irregulares. A augita (II) forma cristais anédricos, fraturados e turvos, com bordas predominantemente irregulares. Os minerais opacos apresentam hábito anédrico a subédrico cúbico, têm bordas regulares e encontram-se disseminados na amostra. A clorita é anédrica, turva e associa-se a porções alteradas de plagioclásio. Iddingsita anédrica penetra total ou parcialmente fraturas dos cristais de silicatos primários, com limites predominantemente irregulares. Olivina anédrica aparece disseminada, de bordas regulares. Traços de vidro vulcânico, disseminado na amostra, com aspecto turvo e irregular, e de apatita em cristais aciculares, inclusos em plagioclásio, completam a descrição da amostra.

A sequência de cristalização é interpretada como segue. Durante o estágio magmático principal, na fase acessória, houve cristalização dos opacos e da apatita, a qual foi englobada pelos minerais que se cristalizaram em fases tardias. Na fase fenocristal cristalizaram-se andesina (I) e augita (II), havendo corrosão das bordas dos cristais pertencentes a essa fase. Isto se deve a uma provável reação do cristal em formação e o líquido magmático. Na fase matriz formaram-se andesina (III), augita (II) e olivina. A presença de olivina na matriz e sua associação com a augita permitem a classificação da amostra como basalto alcalino. O líquido magmático restante pode ter tido condições de cristalização extremas e rápidas, propiciando a formação de vidro vulcânico. No estágio de alteração houve a formação de iddingsita, provinda provavelmente da alteração da olivina e ou dos opacos. Houve também formação de clorita, associada à alteração de ma das gerações de augita.

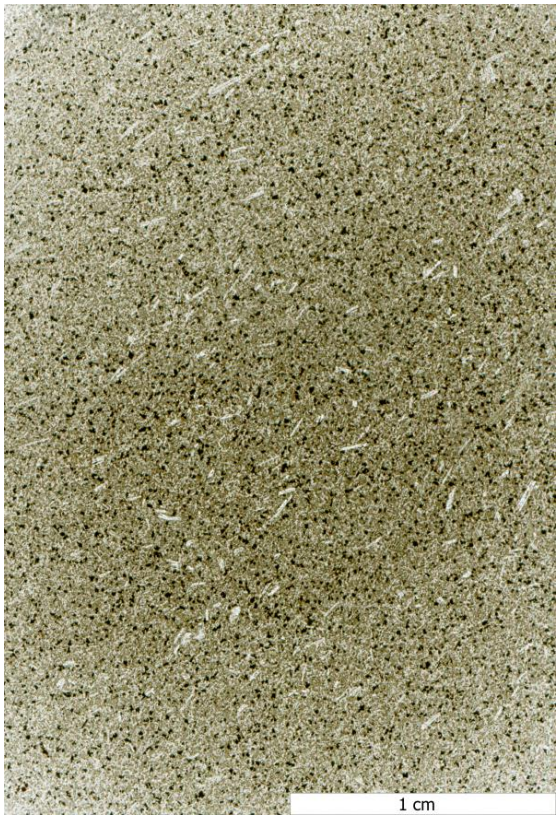


Figura 77. Textura fanerítica, inequigranular e porfirítica em mesóstase muito fina, subofítica e hipocristalina, com estrutura traquítica, em imagem de petroscopia (EA-1041).

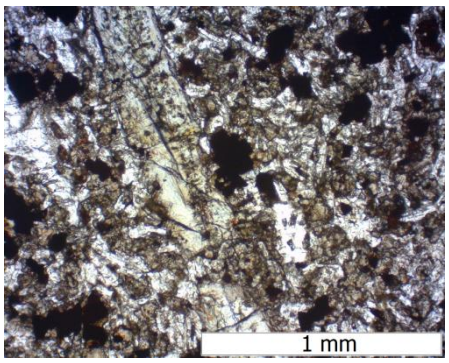


Figura 78. Detalhe para o fenocristal fraturado de augita. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1041).

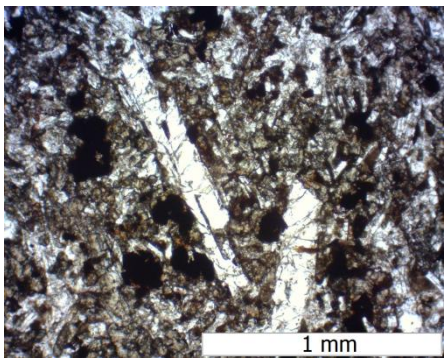


Figura 79. Detalhe para os fenocristais euédricos ripiformes de plagioclásio. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1041).

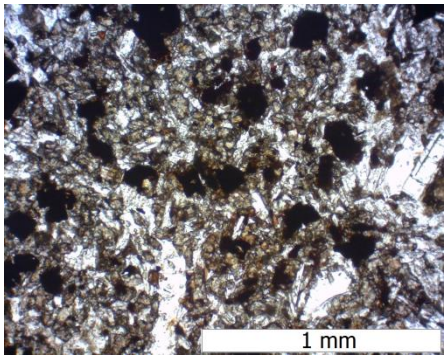


Figura 80. Minerais opacos anédricos disseminados. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1041).

A amostra de hidrotufo EA-642 (Figuras 81 a 86) apresenta arcabouço correspondente a 55% do volume, sendo de tamanho cinza grossa; a matriz corresponde a 45% da amostra, sendo de tamanho cinza fina. Os cristaloclastos são angulosos de alta a baixa esfericidade, predominantemente de quartzo e plagioclásio, e subordinadamente de clorita, biotita, opacos, sericita e epídoto. Disseminadas na amostra, ocorrem feições de material vítreo aparentemente rompido e intensamente vesiculado, podendo ser púmices. São predominantemente associados à matriz e ao óxido de ferro. Existem porções da amostra, de aspecto amorfo e rompido, ocorrendo geralmente em associação à matriz, ao material vítreo e ao oxido de ferro, que tem cor castanha “escura” e parecem ser formadas por um material vítreo ultrafino.

A angulosidade dos cristaloclastos sugere que estes foram trazidos das camadas sedimentares, arrastados pelo magma basáltico. Os púmices deformados podem ser um indicativo da alta energia existente no evento de deposição do material hidrovulcanoclástico. A presença de óxido de ferro pode estar associada à desvitrificação do vidro básico (sideromelano) em presença de água, através de um processo de palagonitização.

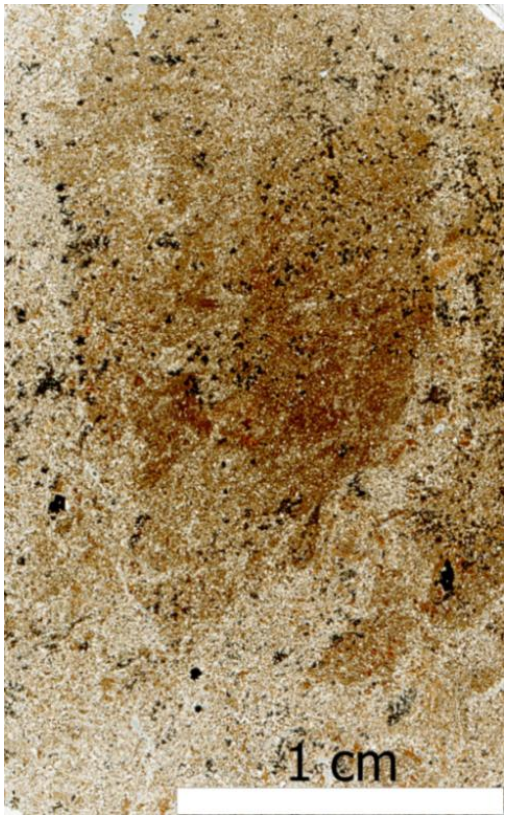


Figura 81. Destaque para as porções irregulares enriquecidas em óxido de ferro e vidro, formadas por material ultrafino, em imagem de petroscopia (EA-642).

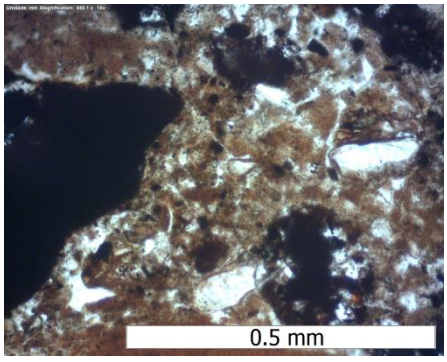


Figura 82. Detalhe para o *shard* vítreo anguloso em meio à matriz vítrea e cristaloclastos angulosos. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-642).

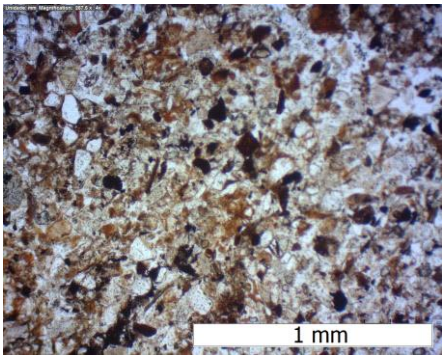


Figura 83. Porção da amostra com predomínio de cristaloclastos de tamanho cinza grossa em relação ao material vítreo de tamanho cinza fina. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-642).

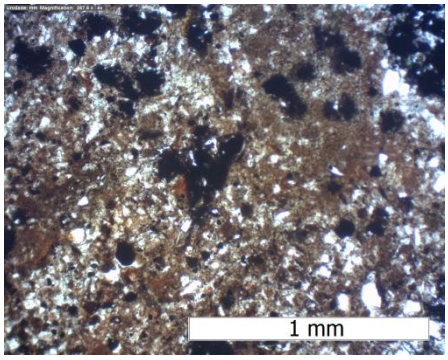


Figura 84. Porção da amostra com predomínio de material vítreo de tamanho cinza fina em relação aos cristaloclastos de tamanho cinza grossa. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-642).

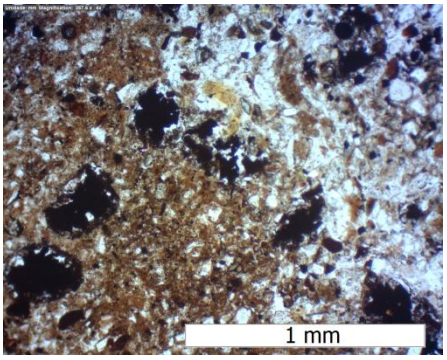


Figura 85. Contato entre as porções que variam em relação ao predomínio de material vítreo de tamanho cinza fina e cristaloclastos de tamanho cinza grossa. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-642).

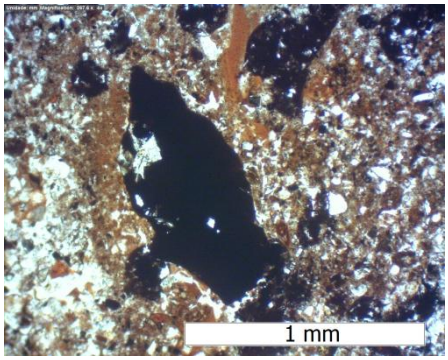


Figura 86. *Shard* vítreo de tamanho lapilli disseminado em meio ao material vítreo de tamanho cinza fina e os cristaloclastos de tamanho cinza grossa. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-642).

A amostra de mão do hidrotufo EA-882B (Figuras 87 a 91) tem cor castanho-avermelhada, de granulação muito fina a afanítica. O índice de cor é melanocrático, a estrutura é fluidal e vesicular, e a textura é fanerítica inequigranular em matriz afanítica de fluxo vesicular. É composta por 10% de feldspato euédrico tabular, 10% de quartzo, ambos submilimétricos e 80% de matriz afanítica castanho-avermelhada de provável composição quartzo-feldspática. A estrutura de fluxo é definida por porções mais claras (com maior abundância dos componentes submilimétricos) e porções mais escuras (com predominância de matriz), sendo estes orientados. As vesículas têm cerca de 1

mm, apresentam formato achatado e suas superfícies podem, em alguns casos, apresentar cobertura de um material branco muito fino.

Em lâmina delgada, o hidrotufo apresenta arcabouço correspondente a 60% do volume, sendo de tamanho cinza grossa; a matriz corresponde a 40% da amostra, sendo de tamanho cinza fina. O arcabouço é composto essencialmente por cristaloclastos angulosos, de baixa a alta esfericidade e de quartzo, feldspato, plagioclásio, opacos, sericita, epídoto, biotita e zeólita. A matriz é vítrea, sendo maciça na porção da amostra que é clasto-suportada e tende a apresentar estrutura de fluxo e associação a óxido de ferro, na porção matriz-suportada. Disseminadas na amostra, ocorrem feições de material vítreo aparentemente rompido e intensamente vesiculado, podendo ser púmices. São predominantemente associados à matriz e ao óxido de ferro. No contato entre as duas porções ocorre um litoclasto de basalto de tamanho lapilli, este se encontra deformado, rompido e bastante alterado. Sua textura é fanerítica inequigranular porfirítica em mesóstase vítrea, sendo os fenocristais de plagioclásio.

A angulosidade dos cristaloclastos sugere que estes foram arrastados pelo magma basáltico de camadas sedimentares mais antigas. O material filossilicático pode ter sido formado por metamorfismo de contato durante o processo, o que pode ter gerado minerais de baixa temperatura provenientes das camadas mais argilosas. Os púmices deformados sugerem alta energia no evento de deposição do material hidrovulcanoclástico. A presença de óxido de ferro pode estar associada à desvitrificação do vidro básico (sideromelano) em presença de água, através de um processo de palagonitização. A formação do litoclasto de basalto pode ser devida à ejeção de gotas de lava junto com vapor d’água, tendo sido formado rapidamente em meio ao processo de ascensão, gerando a mesóstase vítrea.

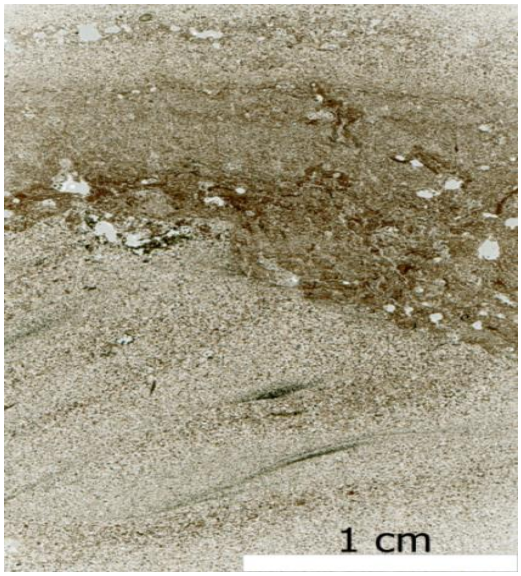


Figura 87. Níveis paralelos configuram estrutura de fluxo com padrão cruzado em contato com porção de matriz difusa com incipiente estrutura de fluxo horizontal, em imagem de petroscopia (EA-882b).

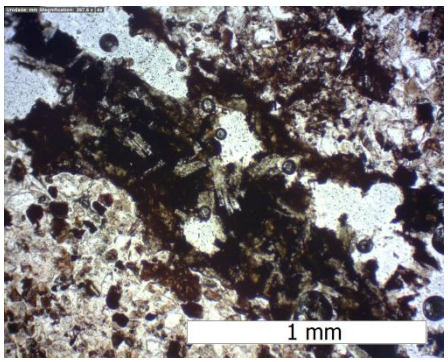


Figura 88. Contato regular do litoclasto de basalto vítreo com a matriz. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-882b).

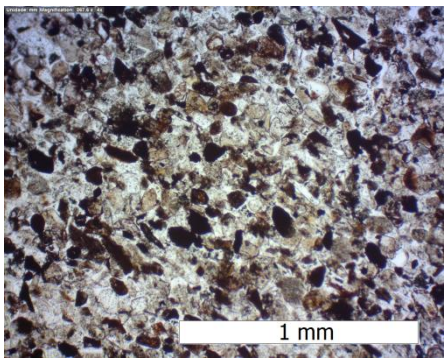


Figura 89. Porção com predomínio de cristaloclastos de tamanho cinza grossa em relação ao material vítreo tamanho cinza fina. Foto 40x luz natural (EA-882b).

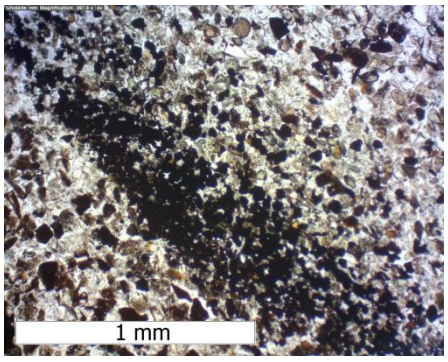


Figura 90. Nível diferenciado pelo predomínio de vidro de tamanho cinza grossa em relação à matriz circundante. Foto 40x luz natural (EA-882b).

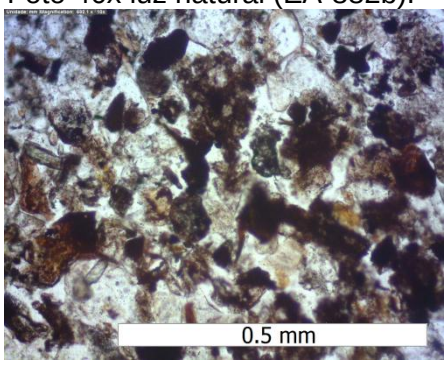


Figura 91. Detalhe dos cristaloclastos de quartzo, feldspato, epídoto, zeólita angulosos. Foto 40x luz natural (EA-882b).

6.3 Membro Cantagalo

6.3.1 Área de distribuição e espessura aflorante

O Membro Cantagalo ocupa a faixa central do Grupo Serra Geral, com direção geral N45^{o}E, estendendo-se da fronteira sudoeste com a República Argentina até o rio Ivaí, à altura de Engenheiro Beltrão e Quinta do Sol. Duas áreas isoladas de ocorrência foram delimitadas nas regiões de Marumbi e Astorga. A soma destas áreas totaliza cerca de 12.000 km^2 ou 30% da extensão aflorante do Grupo Serra Geral no território do Paraná (Figura 92).

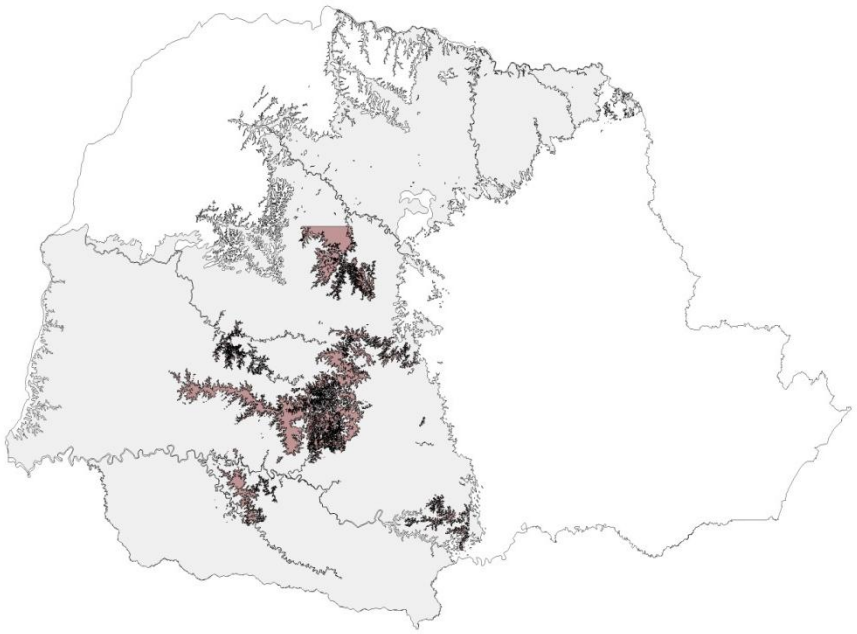


Figura 92. Localização do Membro Cantagalo, Formação Barracão.

Mapeada entre as cotas de 500 m, ao nível do rio Iguaçu, e 800 m na região de Engenheiro Beltrão, a espessura exposta do Membro Cantagalo é estimada em 300 m. Devido à dificuldade de se estabelecer os efeitos da tectônica rígida sobre a sequência vulcânica Serra Geral, principalmente na área de ocorrência desta fácies, escassa em horizontes-guia regionalmente extensos, admite-se esta estimativa como máxima, sendo portanto a espessura aparente.

6.3.2 Geomorfologia

O Membro Cantagalo sustenta o relevo mais extensamente nos seguintes domínios morfoesculturais denominados por OKA-FIORI (2006) planaltos de: (a) Alto e Médio Piquiri, onde predominam interflúvios alongados e isolados, vertentes convexas e convexo-côncavas, vales em U aberto, gradiente de 260-620 m e declividades de 6-12%; (b) Baixo Iguaçu, com interflúvios alongados e cristas marcadas, vertentes retilíneas, vales em V encaixado, gradiente de 520-580 m e declividades abaixo de 6-30%; (c) São Francisco, com interflúvios alongados, vertentes convexas, vales em V, gradiente de 400 m e declividades de 6-12%; (d) Apucarana, com interflúvios alongados, vertentes convexas, vales em V, gradiente de 620 m e declividades de 6-12%; (e) Maringá, com interflúvios alongados e aplainados, vertentes convexas, vales em V, gradiente de 400 m e declividades de 6-12%.

Os conjuntos de morfoestruturas que caracterizam cada domínio morfoestrutural indicam que a dissecação do relevo é mais acentuada na porção mediana do planalto do Alto e Médio Piquiri, em especial nas regiões de Iretama, onde se encaixam os afluentes da margem sul do rio Ivaí, e de Mato Rico, banhada pelos afluentes da margem norte do rio Piquiri. Nos demais domínios morfoesculturais, a dissecação é menos pronunciada, principalmente nos planaltos de Apucarana e Maringá, onde a erosão das sequências sobrejacentes expõe de forma incipiente a sucessão de derrames lobados do Membro Cantagalo.

A drenagem é tipicamente dendrítica, integrada e de densidade média a alta, menos controlada pelo fraturamento regional do que as demais subunidades do Grupo Serra Geral. Como não existem platôs extensos desenvolvidos sobre esta fácies, a cobertura de solo é variada, com cambissolo nas encostas e latossolo nos interflúvios.

6.3.3 Relações de contato

Este membro possivelmente seria correlacionado ao Membro Salgado Filho, também recoberto diretamente pelo Membro Flor da Serra do Sul, ao

longo da borda meridional do planalto de Cascavel, e pelo Membro Ivaiporã da Formação Candói, ao longo do planalto de Pitanga. As suas características litoestruturais são muito semelhantes, com redução da abundância de brechas hidrovulcanoclásticas na sequência Cantagalo, o que pode ser atribuído a uma variação regional no ambiente de deposição ou a variações nas proporções de lava e materiais hidrovulcanoclásticos, durante processos explosivos profundos ou freatomagmáticos.

6.3.4 Associação faciológica

O Membro Cantagalo apresenta associação de derrames lobados, fortemente vesiculares e com abundantes brechas de topo, recobertos por níveis decimétricos de brecha hidrovulcanoclástica e hidrotufo avermelhado e fino. Esta associação difere do Membro Salgado Filho pela menor possança e persistência lateral dos níveis de brecha e hidrotufo, pela menor espessura dos lobos de basalto e pela presença mais frequente de brechas de fluxo no topo dos derrames.

6.3.5 Seção-tipo

A associação faciológica do Membro Cantagalo pode ser caracterizada pela seção-tipo do rio Cavernoso a Laranjeiras do Sul, que compreende as seguintes unidades litológicas: derrames lobados, de basalto dominantemente vesicular, com abundantes intercalações de hidrotufo, brecha hidrovulcanoclástica e brechas vulcanoclásticas. Os afloramentos descritos nesta seção distribuem-se em um intervalo altimétrico de 734 m, entre as cotas de 500 e 1.234 m.

A descrição desta seção-tipo difere da adotada para o Membro Salgado Filho, porque as variações litológicas observadas no Membro Cantagalo aproximam-se das descritas nas sequências de derrames tabulares. Isto é, as feições litoestruturais desta subunidade variam mais notavelmente ao longo da seção descrita, permitindo individualizar sem dificuldade os afloramentos estudados.

Imediatamente a W do rio Cavernoso, basalto afanítico altamente vesicular passa lateralmente a brecha hidrovulcanoclástica, cuja proporção entre clastos e matriz diminui de W para E. Blocos angulosos a subarredondados de basalto vesicular a escoriáceo, sem preenchimentos, estão imersos em matriz de hidrotufo fino a médio, de cor vermelho-tijolo. Alguns blocos de basalto dentro do brecha hidrovulcanoclástica mostram núcleo maciço e bordas vesiculares, com as vesículas irregulares, aglutinadas e orientadas paralelamente aos contatos externos, caracterizando lobos do tipo P (EA-1138, 394017E, 7188285N, 675 m; Figura 93). A espessura total da brecha hidrovulcanoclástica atinge 4 m. Reação térmica pode ser observada com concentração de óxido de Fe na matriz em torno de alguns blocos. Uma camada de hidrotufo maciço, localmente laminado, recobre o brecha hidrovulcanoclástica e é recoberto por outro derrame lobado de basalto maciço.

Estes derrames são recobertos, no afloramento seguinte, no sentido W, por um derrame tabular de basalto hipohialino, com entablamento em leque desenvolvido sobre basalto fanerítico, fino e maciço, com disjunção colunar de seção hexagonal, notavelmente regular. O desdobramento da disjunção colunar de 60 cm para 20 cm mostra que se trata de um só derrame. As superfícies da disjunção são abundantemente revestidas por celadonita e caulim (EA-1139, 390314, 7189631, 715 m). Este derrame é interpretado como uma intercalação precursora de derrame tabular, na região, com recorrência de derrames lobados acima dele. Alternativamente, pode se tratar de bloco tectônico de pequenas dimensões rebaixado dentro da sequência de derrames lobados e preservando a cobertura que aflora extensamente a E do rio Cavernoso.



Figura 93. Detalhe de brecha hidrovulcanoclástica com blocos zonados de basalto vesicular em matriz de hidrotufo, em corte da rodovia BR-277, em Cantagalo (EA-1138; 394017E; 7188285N; 675 m).

Na localidade de Cantagalo, aflora pequeno derrame lobado, com 2 m de espessura, de basalto amigdalóide, rico em celadonita, com brecha de topo com hidrotufo infiltrado entre blocos de basalto amigdalóide e formando diques de 1-2 cm. O derrame lobado é recoberto por uma camada de hidrotufo fino e vermelho-tijolo com 1 m de espessura e, acima deste, outro derrame de basalto maciço com disjunção colunar (EA-1140, 383714, 7192121, 726 m).

À margem do rio Tapera, aflora outro derrame lobado de basalto fanerítico e menos intensamente vesicular, com disjunção tabular na base, sobre brecha vulcanoclástica, ou de derrame, com blocos e almofadas ovais e arredondadas de basalto vesicular, com bordas vítreas e 30-40 cm de eixo maior. A matriz da brecha é de basalto e hidrotufo fino e vesicular. O aspecto geral da brecha é caótico e mal selecionado, com blocos dominantemente justapostos (EA-1143, 369882E, 7193532N, 739 m; Figura 94).



Figura 94. Brecha de fluxo com blocos e almofadas de basalto vesicular em matriz de hidrotufo fino a médio, em corte da rodovia BR-277, em Virmond (EA-1143; 369882E; 7193532N; 739 m).

Ainda na localidade de Cantagalo, aflora basalto fanerítico, maciço e porfiróide sobre basalto vesicular, contendo brecha de derrame com almofadas zonadas de bordas maciças e vítreas e núcleos vesiculares. O preenchimento de quartzo e celadonita é escasso, sendo pouco abundantes as amígdalas. A zona central do derrame apresenta disjunção colunar de dimensões decimétricas a métricas, com superfícies planas e curvas regulares (EA-1147, 353706, 7193597, 777 m). O mesmo derrame pode ser seguido, no perfil, até a localidade de Virmond, onde a brecha vulcanoclástica contém blocos de basalto amigdalóide e maciços mais abundantes do que o cimento silicoso. Esta brecha difere de brecha hidrovulcanoclástica pelos clastos angulosos de basalto maciço justapostos em padrão intrincado ou pouco deslocados, com cimento silicoso e ausência de matriz. Localmente, a combinação de blocos menores entre outros maiores forma estrutura mortar grosseira (EA-1141, 372648E, 7192692N, 779 m; Figura 95).



Figura 95. Brecha de fluxo com blocos angulosos de basalto vesicular e fortemente oxidado, com cimento silicoso, em corte da rodovia BR-277, em Virmond (EA-1141; 372648E; 7192692N; 779 m).

A brecha é recoberta por derrame de basalto maciço, lenticular, cujo contato basal é ondulado e mergulha com ângulo de 3^{o} para E, recoberto por outro fluxo de basalto maciço com disjunção tabular na base, com aspecto truncado de cisalhamento de fluxo. A base é vesicular, com 1 m espessura e predominância de vesículas sobre amígdalas, mergulhando de 3^{o} para W. O derrame lobado de basalto vesicular tem cerca de 2 m de espessura com vesículas e amígdalas ovais de quartzo e celadonita e brecha de topo, recoberto por camada de hidrotufo fino laminado silicificado com menos de 50 cm de espessura e recortado por diques com 10 cm, com vesículas irregulares forradas de quartzo (EA-1142, 375509, 7192729, 787 m).

No extremo W da folha de Guarapuava, afloram três derrames lobados de basalto fanerítico médio e maciço, intercalados a brecha hidrovulcanoclástica. Os derrames têm 2-3 m de espessura, apresentam zonas vesiculares brechadas e disjunção colunar encimada por entablamento em leque, que acompanha dobras de arrasto junto a uma falha inversa de mergulho para NE. As dobras de arrasto indicam que bloco E subiu em relação ao W. Dois níveis de brecha

hidrovulcanoclástica intercalam-se aos derrames inferiores. As zonas vesiculares de topo funcionaram como planos para cisalhamento secundário estirando geodos de quartzo de 2 x 15 cm (EA-1148, 351292E, 7194763N, 841 m; Fig. 96).



Figura 96. Zona de falha inversa com mergulho para E e dobra de arrasto em derrame lobado de basalto, em corte da rodovia BR-277, em Laranjeiras do Sul (EA-1148; 351292E; 7194763N; 841 m).



Figura 97. Dobra de arrasto associada à falha de empurrão de Bananas, norte de Laranjeiras do Sul (EA-1178, 351965, 7208080, 883 m).

Dobras de arrasto com vergência para W, coerente com o movimento da falha de empurrão, afloram em pequeno corte de estrada vicinal, 2 km a N de Nova Laranjeiras (EA-1178, 351965, 7208080, 883; Figura 97).

Em afloramento imediatamente a norte de Laranjeiras do Sul, em que se pode observar a zonalidade completa de um derrame lobado, com 20 m de espessura, a zona vesicular de topo apresenta 4 m de brecha venulada de quartzo e 40-50% de amígdalas redondas e irregulares, aglutinadas e alongadas verticalmente, com 1-15 mm de diâmetro. Disjunção tabular com 5-10 cm de espaçamento e atitude N20^{o}E;5^{o}SE, e geodos centimétricos e dispersos de quartzo formam a base do derrame. A zona central tem 15 m de espessura com entablamento sigmoidal decimétrico no meio e colunar 15-30 cm localmente inclinada no topo (EA-1157, 363617, 7197314, 836 m).

O mesmo conjunto de derrames aflora em cota mais elevada, imediatamente a leste de Laranjeiras do Sul, com o basalto apresentando textura fanerítica fina e estrutura maciça, com laminação de fluxo com atitude N35^{o}W;2^{o}SW. Juntas de cisalhamento planares e sigmoidais, de direção geral N40^{o}-55^{o}E, pertencem ao sistema Lancinha. A alteração intempérica da rocha libera material de granulação areia e composição feldspática ou lítica (EA-1145, 361592, 7193414, 850 m).

A sucessão de derrames lobados aflora em seu ponto mais elevado na cidade de Laranjeiras do Sul, com basalto vesicular e zona de topo brechada, intercalado a níveis de hidrotufo vermelho-tijolo, muito fino e vesicular. As vesículas do hidrotufo são irregulares, com 1-3 mm de diâmetro e forradas de quartzo. Laminação ondulada e lenticularizada, com 5-10 mm de espessura, é marcada pela alternância de níveis mais granulares e claros e níveis mais finos e escuros (EA-1175, 357376, 7193151, 886 m).

6.3.6 Petrografia

Seis amostras de basalto e hidrotufo foram estudadas em lâmina microscópica: EA-280, EA-1180, EA-1239, EA-1242, EA-1254 e EA-1394. Devido à sua representatividade litológica, são descritas abaixo as amostras codificadas como EA-1180 e EA-1242.

Em análise macroscópica, a amostra EA-1180), apresenta cor castanho-avermelhada com manchas esverdeadas, a granulação varia de muito fina a média, o índice de cor é melanocrático, a estrutura é maciça e a textura é fanerítica inequigranular porfirítica ofítica. É composta por 20% de clorita anédrica de 2 a 4 mm; 30% de plagioclásio anédrico a subédrico ripiforme de submilimétrico a 2 mm e 40% de piroxênio submilimétrico.

Em lâmina delgada (Figuras 98 a 101), o basalto apresenta textura fanerítica e inequigranular em mesóstase com estrutura vesicular. A composição mineralógica compreende: 35% de plagioclásio, 25% de material amorfo não identificado, 20% de clorita, 10% de minerais opacos, 5% ded augita e 5% de sericita, com traços de óxidos secundários. O plagioclásio ocorre em duas gerações. O plagioclásio (I) forma cristais euédricos, ripiformes, fraturados, de limites regulares e aspecto turvo, com geminação pobremente desenvolvida. O plagioclásio (II) aparece como cristais anédricos a subédricos, também ripiforme, fraturados, com bordas predominantemente regulares e geminação pobremente desenvolvida ou ausente. O material amorfo é castanho-acinzentado, com limites irregulares, com extinção total à luz polarizada, sem feições de desvitrificação, o que dificulta classificá-lo como mesóstase vítrea. A clorita ocorre em duas gerações. A clorita (I) substitui cristais de augita, com hábito anédrico e aspecto turvo. A clorita (II) preenche cavidades com limites irregulares e hábito mamelonar, associada a sericita. Os minerais opacos também apresentam duas gerações. Os opacos (I) são anédricos, de limites regulares, disseminados na matriz. Os opacos (II) circundam cristais e fraturas de augita. A sericita associa-se à clorita no preenchimento de cavidades, com hábito anédrico, aspecto turvo e bordas irregulares. Augita anédrica e turva, com bordas regulares, ocorre em proporções muito menores do que nos basaltos normais. Material de alteração, castanho-avermelhado, amorfo, com limites irregulares, ocorre penetrando fraturas de cristais, podendo ser iddingsita.

Quanto à sequência de cristalização, interpreta-se que, no estágio magmático principal, durante a fase fenocristal há a formação de plagioclásio (I). E na fase matriz forma-se o plagioclásio (II) e a augita. Em um estágio pós-magmático, numa fase de alteração, forma-se a clorita (I), a clorita (II), os opacos (I), os opacos (II), a sericita, o material vermelho-acastanhado e o material

castanho-acinzentado. Durante a consolidação da rocha, houve o escape de voláteis configurando vesículas irregulares e oblatas, preenchidas pela clorita (II) e pela sericita. A clorita (I) ocorre como pseudomorfa em cristais de augita alterados. Estes cristais são circundados pelos opacos (II) que podem ser produto do mesmo processo de alteração. O material castanho-acinzentado parece ser produto de um processo pervasivo de argilização da augita e do plagioclásio. A iddingsita resulta da alteração da augita ou do processo que deu origem aos opacos (I).

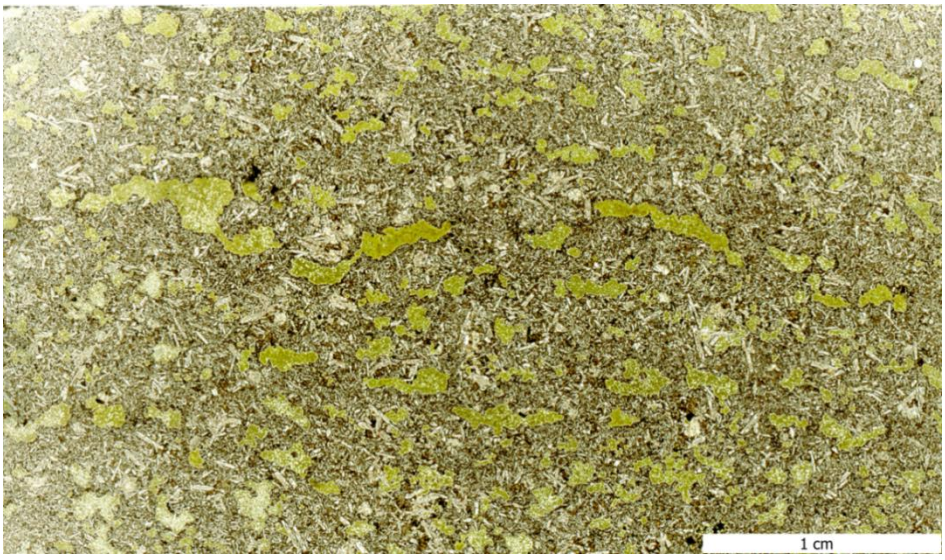


Figura 98. Textura fanerítica inequigranular em mesóstase vesicular, em imagem de petroscopia (EA-1180).

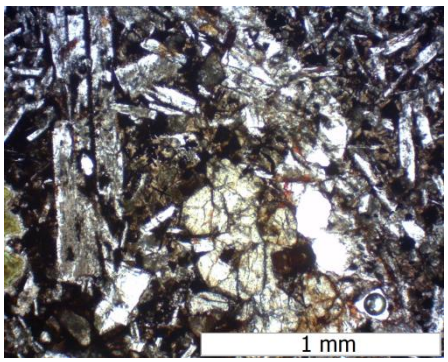


Figura 99. Fenocristal euédrico e ripiforme de plagioclásio à esquerda e ao centro fenocristal anédrico de augita, percolado por iddingsita. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1180).

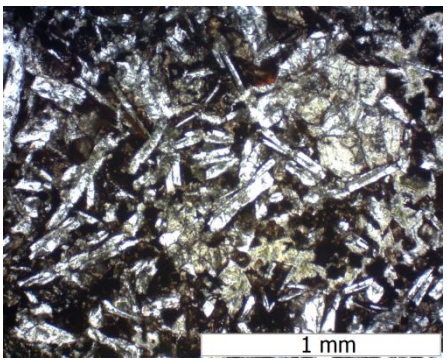


Figura 100. Textura intergranular em meio à matriz vítrea afanítica. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1180).

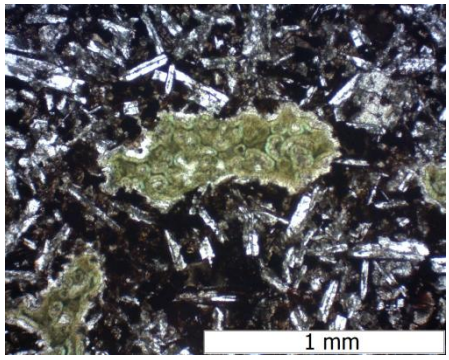


Figura 101. Vesículas irregulares disseminadas e preenchidas por clorita. Fotom.40x em luz natural (EA-1180).

A amostra de basalto EA-1242 tem cor castanho-avermelhada; a granulação é afanítica, a estrutura é vesicular e amigdalóide, a textura é matriz afanítica, vesicular e amigdalóide. As amígdalas estão disseminadas na amostra, têm formato achatado, cerca de 3 a 12 mm e são preenchidas por celadonita e quartzo. As vesículas também estão disseminadas na amostra, variam de 3 a 23 mm, são arredondadas e suas superfícies internas estão revestidas por celadonita ou quartzo, formando pequenos geodos.

Em lâmina delgada (Figuras 102 a 105), a textura é fanerítica inequigranular porfirítica em matriz vítrea. A estrutura é vesicular, com vesículas arredondadas a amebóides, disseminadas e preenchidas por quartzo e celadonita ou clorita. A composição mineralógica compreende: 45% de mesóstase vítrea, 25% de oligoclásio, 15% de augita, 10% de quartzo e 5% de celadonita. A mesóstase vítrea apresenta-se na forma de material amorfo, isótropo, turvo, de limites pouco definidos. O oligoclásio ocorre em duas gerações. O oligoclásio (I) tem hábito euédrico, ripiforme e tabular, com limites regulares, geminação regularmente desenvolvida e aspecto límpido. O oligoclásio (II) tem hábito subédrico, ripiforme, com bordas regulares e aspecto predominantemente límpido. A augita também aparece em duas gerações. A augita (I) tem hábito anédrico, limites regulares, fraturada e aspecto límpido. A augita (I) tem hábito anédrico, limites regulares, fraturada e aspecto turvo. Quartzo ocorre com hábito anédrico, aspecto límpido, bordas predominantemente irregulares, preenchendo cavidades. A celadonita é observada como material verde, amorfo, turvo, de limites irregulares, que

preenche cavidades.

Quanto à sequência de cristalização, as relações intergranulares indicam que durante o estágio magmático principal, na fase fenocristal formaram-se o oligoclásio (I) e a augita (I). Na fase matriz, cristalizaram-se o oligoclásio (II) e a augita (II), sendo que parte do liquido magmático foi resfriado de maneira brusca, formando a mesóstase vítrea. Enquanto a rocha se consolidava, o escape de voláteis formou vesículas, que foram preenchidas por quartzo e celadonita, em um estágio pneumatolítico.

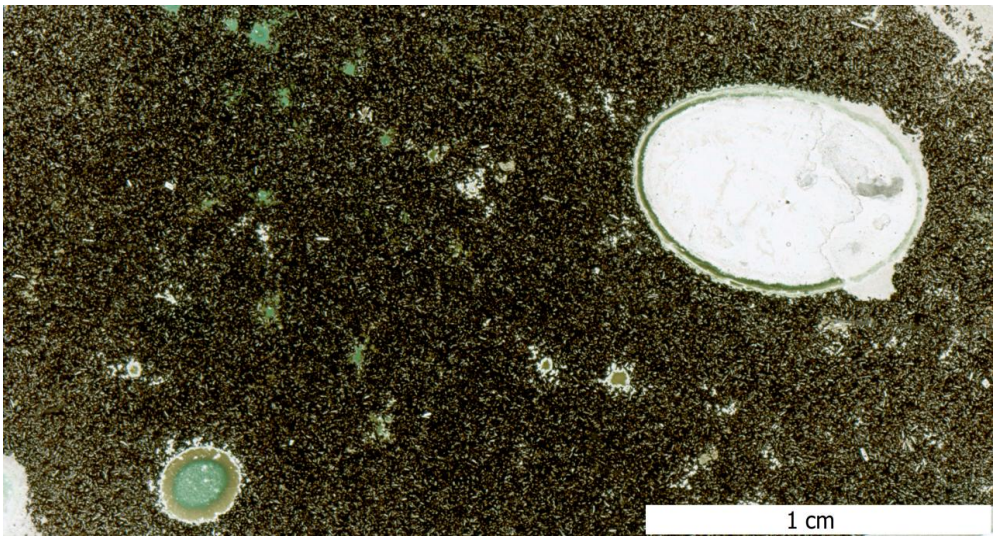


Figura 102. Textura fanerítica inequigranular em mesóstase vesicular, em imagem de petroscopia (EA-1242).

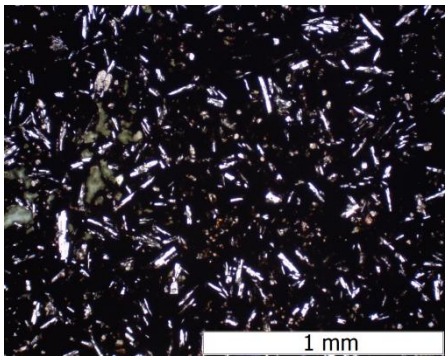


Figura 103. Fenocristais de plagioclásio euédrico ripiforme em meio à matriz vítrea afanítica. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1242).

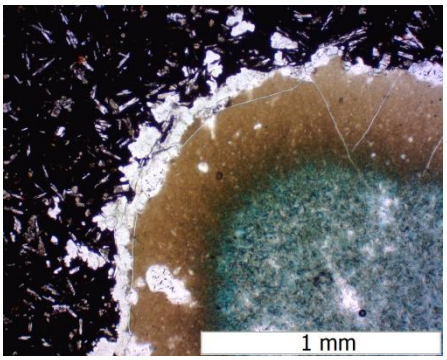


Figura 104. Detalhe para a vesícula arredondada de contato irregular, preenchida por celadonita e iddingsita. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1242).

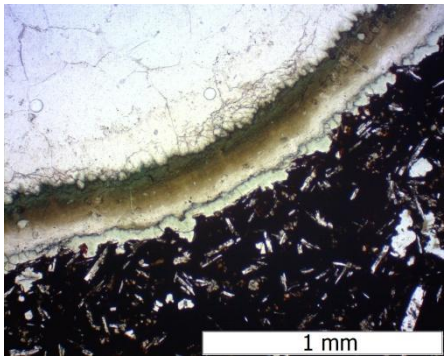


Figura 105. Detalhe do contato bem definido entre a vesícula arredondada e a matriz vítrea. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1242).

6.4 Membro Flor da Serra do Sul

6.4.1 Área de distribuição e espessura aflorante

O Membro Flor da Serra do Sul margeia o flanco NW do Grupo Serra Geral, estendendo-se de forma bastante contínua desde os arredores de Cascavel até o Norte Pioneiro, no vale do rio Paranapanema. A sul do vale do rio Iguaçu, ele recobre o Membro Salgado Filho ao longo da serra do Capanema, que faz divisa com o estado de Santa Catarina, até as cidades de Campo Erê, São José do Cedro, Palma Sola e São Miguel do Oeste (Figura 106). Formado pela superposição de dois a quatro derrames tabulares, com intercalações de brecha hidrovulcanoclástica com espessuras de até 3-4 m, sua espessura total não ultrapassa 40 m. A norte do vale do rio Iguaçu, unidade litologicamente homóloga recebe o mesmo nome, porque mantém as mesmas relações estratigráficas com o Membro Foz do Areia, da Formação Candói.

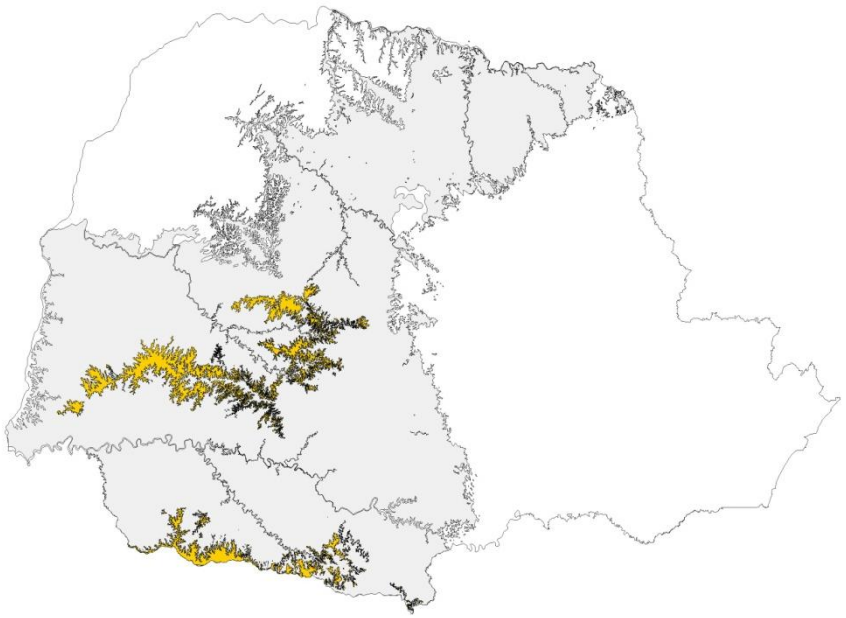


Figura 106. Localização do Membro Flor da Serra do Sul, Formação Barracão.

Esta subunidade da Formação Barracão é denominada basaltos Campo Erê por FREITAS *et al.* (2002), na região noroeste do estado de Santa Catarina. Tratando-se de uma denominação informal e na falta de uma seção-tipo que a caracterize em detalhe suficiente, este relatório a substitui pelo membro ora descrito.

6.4.2 Geomorfologia

O Membro Flor da Serra do Sul sustenta o relevo do Terceiro Planalto Paranaense nos seguintes domínios morfoesculturais, denominados por OKA-FIORI (2006) planaltos de: (a) Cascavel, com interflúvios alongados e aplainados, vertentes convexas, vales em V, gradiente de 540 m e declividades de até 12%; (b) Campo Mourão, com interflúvios aplainados, vertentes retilíneas e côncavas na base, vales em calha, gradiente de 360-480 m e declividades de até 6%; (c) Maringá, com interflúvios alongados e aplainados, vertentes convexas, vales em V, gradiente de 340 m e declividades de até 6%; (d) Londrina, com interflúvios alongados, vertentes convexas, vales em V, gradiente de 640 m e declividades de até 12%.

As características homogêneas, variáveis apenas no gradiente topográfico, ainda que dentro do estreito intervalo de 340 a 640 m, e nas declividades, também restritas a intervalos inferiores a 12%, refletem a paisagem geomorfológica típica do Terceiro Planalto Paranaense, particularmente nos campos férteis da terra roxa.

6.4.3 Relações de contato

Ao longo do divisor d'água das bacias dos rios Iguaçu e Chapecó, entre as localidades de Barracão e Clevelândia, o Membro Flor da Serra do Sul recobre o Membro Salgado Filho e estende-se para sul no território de Santa Catarina. A norte da bacia do rio Iguaçu, esta unidade recobre o Membro Cantagalo ao longo da borda sul do planalto de Cascavel e a borda sudeste do planalto de Campo Mourão, em cuja borda nordeste ele recobre os derrames do Membro Ivaiporã, da Formação Candói. Os basaltos Flor da Serra do Sul são recobertos, por sua vez, nesta mesma faixa de exposição, pelo Membro Toledo.

6.4.4 Associação faciológica

A associação vulcânica do Membro Flor da Serra do Sul é constituída por dois a quatro derrames tabulares com entablamento em cunha, de ferro-basalto, com delgadas intercalações de brecha hidrovulcanoclástica e hidrotufo fino, laminado. O basalto representa aproximadamente 95% da espessura da sequência, constituindo as intercalações vulcanoclásticas e sedimentares os restantes 5%. Os derrames tabulares com entablamento em cunha apresentam feições estruturais bastante típicas e diferenciadas das demais variedades de rocha básica, na região de estudo, as quais permitem identificá-los com facilidade em afloramento, descritas no Capítulo 3 - Arquitetura Faciológica e relacionados e ilustrados a seguir.

- zona de topo microvesicular (EA-764; 251871E; 7073123N; 799m; Fig.107);
- entablamento em cunha;
- disjunção tetragonal;
- pegmatitos básicos.



Figura 107. Zona vesicular de topo de derrame tabular com entablamento em cunha do Membro Flor da Serra do Sul (EA-764; 251871E; 7073123N; 799 m).

Os pegmatitos básicos dos derrames de ferro-basalto distinguem-se dos associados aos derrames do Membro Foz do Areia, descritos no Capítulo 7 - Formação Candói, pelo maior conteúdo de magnetita, principalmente ao longo dos contatos com o basalto encaixante. A liberação de óxidos e hidróxidos de ferro tinge os derivados de tons avermelhados, à semelhança das encaixantes.

As brechas hidrovulcanoclásticas descritas entre os derrames tabulares do Membro Flor da Serra do Sul não diferem das descritas nos membros Salgado Filho e Cantagalo, seja em composição litológica, seja nas proporções de clastos e matriz. Entretanto, elas ocorrem com frequência muito menor na subunidade da Formação Barracão. Isto sugere que as condições de formação dessas brechas mantiveram-se constantes ao longo do intervalo de acumulação da sequência vulcano-sedimentar da Formação Barracão.

6.4.5 Seção-tipo

A regularidade faciológica dos derrames tabulares do Membro Flor da Serra do Sul mantém-se ao longo da seção-tipo composta pelos seguintes afloramentos, ordenados de acordo com cotas crescentes entre as localidades

de Flor da Serra do Sul do Sul e Barracão: EA-1039 (296697E, 7115530N, 586 m), EA-764 (251520E, 7071942N, 719 m), EA-656 (241951E, 7085070N, 783 m) e EA-778 (273375E, 7086281N, 857 m). Esta regularidade é constatada na persistência das feições descritas no item anterior, ao longo da seção-tipo, cujos afloramentos mostram uma espessura aparente de 271 m para a subunidade.

Estes derrames formam afloramentos em escarpas mais marcados do que a unidade anterior, com derrames individuais mostrando espessuras de até 20-30 m e continuidade lateral de vários quilômetros a dezenas de quilômetros. Petrograficamente, o basalto é semelhante ao do Membro Salgado Filho, diferindo pela ausência dos termos afaníticos, nos afloramentos analisados, e pelo baixo grau de vesiculação. Na zona vesicular superior, que atinge até 2-3 m de espessura, as vesículas e amígdalas preenchidas por quartzo e recobertas por celadonita chegam a 50-70% do volume da rocha. Esta zona altera-se mais profundamente do que o núcleo dos derrames tabulares, chegando a formar uma superfície plana de separação, que se torna feição diagnóstica desta unidade faciológica, nos afloramentos rasos (EA-855, 264993, 7102283, 564 m; Figura 108). Nos núcleos dos derrames, as vesículas esparsas são maiores, mais irregulares, mais frequentemente vazias e estiradas ao longo do fluxo, refletindo condições reológicas de alta viscosidade da lava (EA-778, 273375E, 7086281N, 857 m; Figura 109). Outra feição típica de afloramento é a combinação de cores fortemente contrastantes, por serem complementares no espectro, nos produtos de alteração: vermelho-arroxeado na massa e verde-escuro nas superfícies recobertas por celadonita.



Figura 108. Zona vesicular de topo profundamente intemperizada em derrame de basalto Flor da Serra do Sul (EA-855, 264993, 7102283, 564 m).



Figura 109. Vesículas dispersas no núcleo de derrame de basalto Flor da Serra do Sul (EA-778, 273375E, 7086281N, 857 m).

A disjunção dos derrames tabulares merece análise específica, porque difere notavelmente dos demais membros, de modo que serve de critério de identificação nos afloramentos rasos, que são comuns na forma de lajes, em

topo de relevo e em leitos de drenagem. O padrão da disjunção colunar reproduz, em seção horizontal, o modelo Riedel de cisalhamento (EA-778, 273375E, 7086281N, 857 m; Figura 110). Este padrão combina juntas planares e curvas, que desagregam a rocha em blocos prismáticos *sui generis*, de base triangular, losangular ou trapezoidal alongada, com faces côncavas e convexas combinadas, nas quais é comum a feição *cup-and-ball*. Dependendo da seção observada, a rocha apresenta um padrão cerrado de disjunção, de escala centimétrica, ou ao contrário, formando paredes planas e encurvadas com até 6-8 m metros de comprimento. As seções transversais aos eixos maiores dos prismas exibem um padrão centimétrico de entablamento em cunha, cujas relações geométricas com as seções anteriores são de difícil interpretação (EA-802, 274018, 7073373, 840 m; Figura 111). Em pelo menos três frentes de pedreiras da área mapeada, a disjunção apresenta-se encurvada ao longo dos eixos maiores dos prismas e com mergulhos de até 70^{o}, provavelmente em frentes ou bordas de derrames.



Figura 110. Padrão Riedel de disjunção em derrame de basalto (EA-778, 273375E, 7086281N, 857 m).



Figura 111. Entablamento em cunha em basalto Flor da Serra do Sul (EA-802, 274018, 7073373, 840 m).

Segundo JERRAM (2002), este padrão desenvolve-se sob a influência de tensões cisalhantes, em derrames parcialmente cristalizados que se deslocam sobre terreno suavemente inclinado ou submetido a instabilidades de natureza tectônica, intrínsecas ao ambiente vulcânico. CAS e WRIGHT (1995) descrevem feições semelhantes desenvolvidas sob influência de tensões cisalhantes, em zonas em que lavas de alta viscosidade encontram obstáculos. Com base nestas referências, aventa-se a hipótese de que feições de cisalhamento possam ser geradas ao longo de zonas de contato entre fluxos com velocidades diferentes, dentro de um mesmo derrame em lençol.

6.4.6 Petrografia

Treze amostras de basalto do Membro Flor da Serra do Sul foram analisadas ao microscópio de luz transmitida: EA-656, EA-778, EA-1039, EA-1043, EA-1044, EA-1045, EA-1046, EA-1047, EA-1054, EA-1055, EA-1056, EA-1227 e EA-1695. Dessas, três são descritas porque representam mais completamente a tipologia das lavas desta subunidade.

A amostra EA-1044 (Figuras 112 a 115) apresenta em lâmina uma textura fanerítica inequigranular porfirítica em matriz ofítica, com estrutura de fluxo incipiente, porém identificada no alinhamento subparalelo dos fenocristais de plagioclásio. A composição mineralógica contém: 45% de augita, 35% de oligoclásio, 20% de minerais opacos e traços de mesóstase vítrea. A augita ocorre em duas gerações. A augita (I) tem hábito anédrico, é límpida, fraturada e apresenta bordas regulares. A augita (II) possui hábito anédrico, seu aspecto é turvo, tem limites predominantemente irregulares e é fraturada. O oligoclásio também forma duas gerações. O oligoclásio (I) tem hábito subédrico a euédrico, ripiforme, de limites regulares, límpido, com geminação pobre a regularmente desenvolvida, fraturados e zoneamento composicional em alguns cristais. O oligoclásio (II) tem hábito anédrico a subédrico, ripiforme, límpidos, fraturados, com limites predominantemente regulares e geminação pouco desenvolvida. Os minerais opacos apresentam hábito anédrico a subédrico, tabular, com bordas regulares. A mesóstase vítrea ocorre em porções amorfas, turvas, de limites pouco definidos.

A sequência de cristalização se inicia por um estágio magmático principal, na fase fenocristal, formaram-se augita (I) e oligoclásio (I), enquanto na fase matriz, formaram-se augita (II) e oligoclásio (II). Provavelmente, ainda nesta fase, parte do líquido magmático resfriou-se de forma rápida e brusca, formando a mesóstase vítrea. Em um estágio pós-magmático, em uma fase de alteração, formaram-se os minerais opacos.

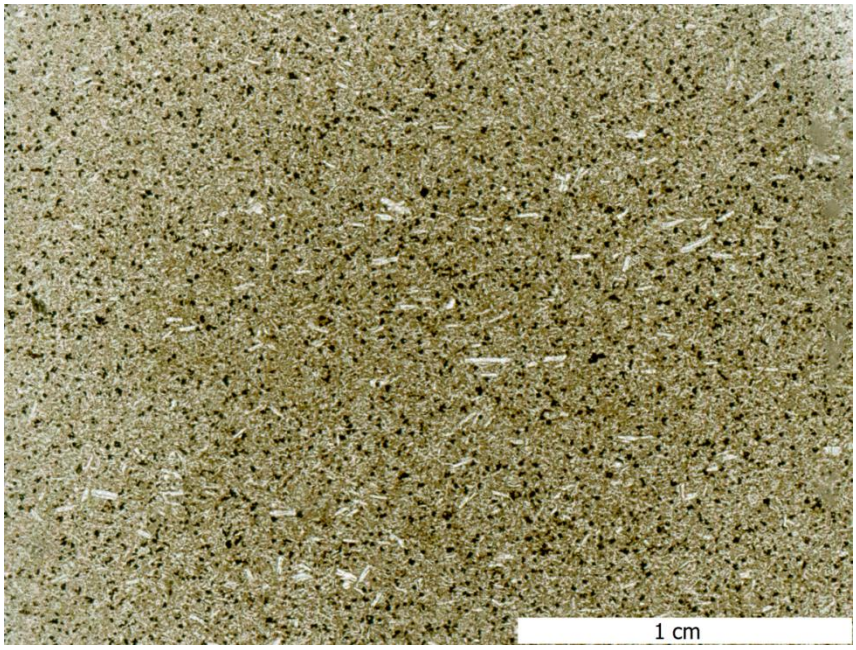


Figura 112. Textura fanerítica porfirítica em matriz ofítica com estrutura traquítica, em imagem de petroscopia (EA-1044).

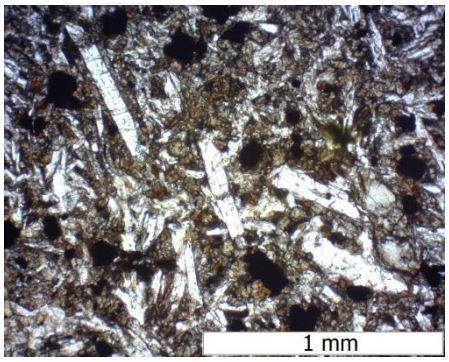


Figura 113. Fenocristais euédricos ripiformes de plagioclásio orientados. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1044).

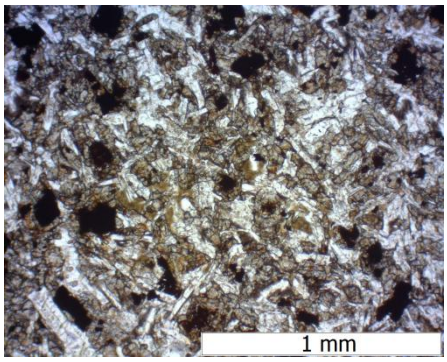


Figura 114. Cristais anédricos de clorita disseminados na amostra. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1044).

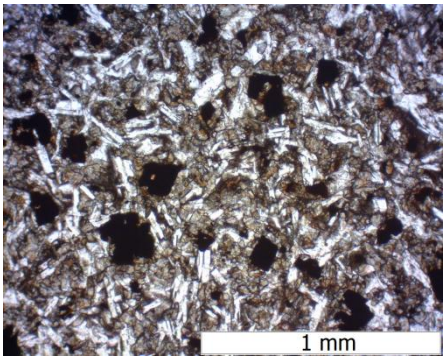


Figura 115. Minerais opacos anédricos esqueléticos disseminados. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1044).

A lâmina delgada da amostra EA-1054 (Figuras 116 a 119) corresponde ao contato da porção (I) com a porção (II), que é pouco definido. A porção (I) mostra textura fanerítica fina, equigranular, intergranular e hipocristalina, com estrutura maciça, classificando-se como basalto. A porção (II) apresenta textura fanerítica grossa, equigranular, ofítica e hipocristalina, com estrutura maciça, sendo identificado como pegmatito básico.

Na porção (I), a composição mineralógica contém 40% de oligoclásio, 35% de augita, 15% de minerais opacos, 5% de iddingsita e 5% de mesóstase vítrea. O oligoclásio mostra hábito subédrico a euédrico, ripiforme, de aspecto predominantemente límpido e limites regulares, com geminação regularmente desenvolvida e zoneamento composicional em parte dos cristais. A augita tem hábito anédrico, límpido, de limites regulares, fraturada e alguns cristais apresentam-se penetrados por iddingsita. Os minerais opacos apresentam hábito anédrico a subédrico, esquelético, limites regulares e associam-se com iddingsita, que aparece como material amorfo, de limites regulares, penetrando fraturas em cristais de augita. A mesóstase vítrea ocorre em porções amorfas, turvas e com limites irregulares.

A composição mineralógica da porção (II) compreende 40% de augita, 35% de andesina, 20% de mesóstase vítrea, 10% de minerais opacos e traços de iddingsita. A augita tem hábito anédrico, límpido, fraturado e bordas retilíneas. A andesina apresenta hábito subédrico a euédrico, ripiforme e tabular, de limites regulares, fraturado, límpido, com geminação pouco a regularmente desenvolvida, observando-se zoneamento composicional em alguns cristais. A mesóstase vítrea forma porções amorfas, turvas, de limites pouco definidos e irregulares. Os minerais opacos têm hábito subédrico a euédrico, tabular e cúbico, esquelético, com bordas regular e associados à iddingsita. A iddingsita ocorre na forma de material amorfo, de limites regulares, associado aos minerais opacos.

A porção (I) formou-se antes da (II), constituindo a primeira rocha encaixante da porção (II), que corresponde a um pegmatito básico. Durante o estágio magmático principal, na fase matriz da porção (I), formaram-se augita e oligoclásio. Provavelmente, ainda nesta fase, o restante do liquido magmático

resfriou-se de forma rápida, formando as porções de mesóstase vítrea. Em um estágio pós-magmático, durante uma fase hidrotermal, houve a formação de minerais opacos e iddingsita. O contato mal definido entre o pegmatito básico e o basalto encaixante sugere que o líquido residual, formador do derivado pegmatítico, percolou entre os cristais da massa cristalina já formada, durante o estágio de *mush*, conforme descreve MARSH (1995).

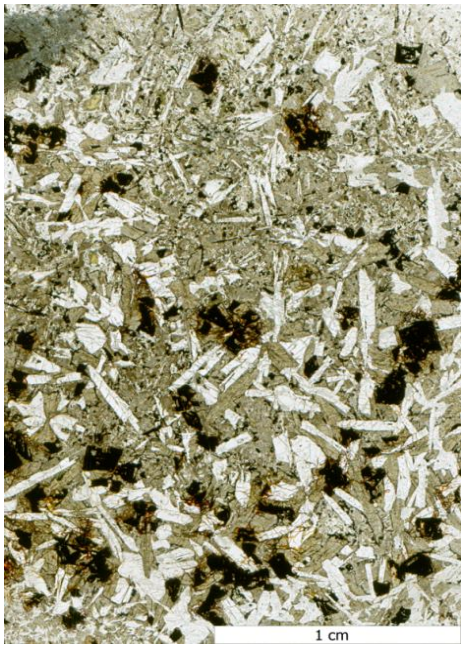


Figura 116. Contato pouco definido entre a porção (II), a de granulação mais grossa, e a porção (I), de granulação mais fina, em imagem de petroscopia (EA-1054).

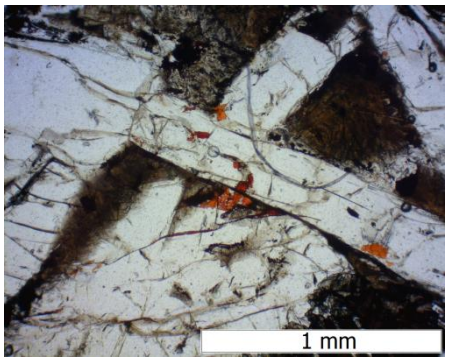


Figura 117. Detalhe para o fenocristal de plagioclásio na porção (II). Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1054).

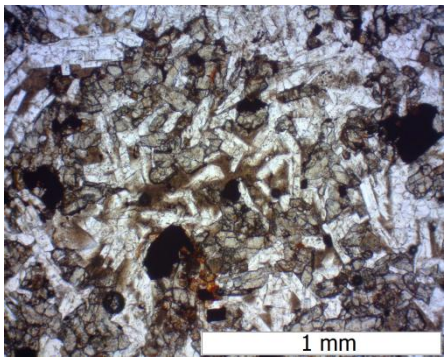


Figura 118. Visão geral da textura intergranular da porção (I). Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1054).

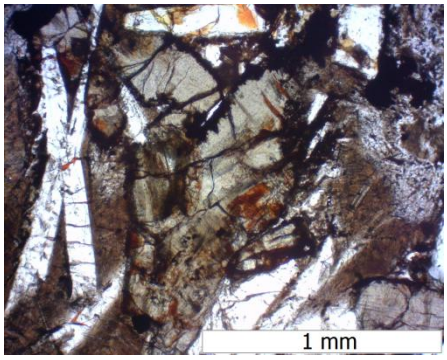


Figura 119. Detalhe do cristal de augita, mesóstase vítrea e minerais opacos da porção (II). Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1054).

A lâmina da amostra EA-1055A (Figuras 120 a 124) corresponde ao contato da porção (I) com a porção (II), sendo este marcado por uma concentração de minerais opacos associados à iddingsita, na salbanda da rocha encaixante. A textura da porção (I) é fanerítica fina, equigranular, intergranular e hipocristalina, com estrutura maciça, sendo classificada como basalto. A textura da porção (II) é fanerítica grossa, equigranular, ofítica e hipocristalina, com estrutura maciça, identificando-se como pegmatito básico.

A porção (I) contém 40% de oligoclásio, 35% de augita, 15% de minerais opacos, 5% de iddingsita e 5% de mesóstase vítrea. O oligoclásio tem hábito subédrico a euédrico, ripiforme, de aspecto predominantemente límpido e limites regulares, com geminação regularmente desenvolvida e zoneamento composicional em alguns cristais. A augita tem hábito anédrico, límpida, fraturada e com limites regulares, com alguns cristais invadidos por iddingsita. Os minerais opacos exibem hábito anédrico a subédrico, esquelético, de bordas regulares e associados com iddingsita, que é amorfo, de limites regulares e penetra fraturas nos cristais de augita. A mesóstase vítrea aparece em porções amorfas, turvas e com bordas irregulares.

A composição mineralógica da porção (II) compreende: 35% de augita, 30% de andesina, 30% de mesóstase vítrea, 10% de minerais opacos e traços de iddingsita. A augita tem hábito anédrico, límpido, fraturado, de limites retilíneos. A andesina apresenta hábito subédrico a euédrico, ripiforme e tabular,

de bordas regulares, fraturado, límpido, com geminação pobre a regularmente desenvolvida, exibindo zoneamento composicional em alguns cristais. A mesóstase vítrea forma porções amorfas, turvas, de limites pouco definidos e irregulares. Os minerais opacos têm hábito subédrico a euédrico, tabular e cúbico, esquelético, com limites regulares e associados à iddingsita, que é amorfa, de limites regulares.

A porção (I) formou-se antes da porção (II), sendo a primeira rocha encaixante da porção (II), que corresponde a um pegmatito básico. Durante o estágio magmático principal, na fase matriz da porção (II), formaram-se augita e oligoclásio. Provavelmente, ainda nesta fase, o restante do liquido magmático se resfriou de forma rápida, formando as porções de mesóstase vítrea. Em um estágio pós-magmático, durante uma fase hidrotermal, houve a formação de mineraisopacos e iddingsita. O contato mais bem definido entre o pegmatito básico e a encaixante sugere que o primeiro formou-se em estágio mais avançado de cristalização da fase *mush* do que se observa na amostra EA-1054.

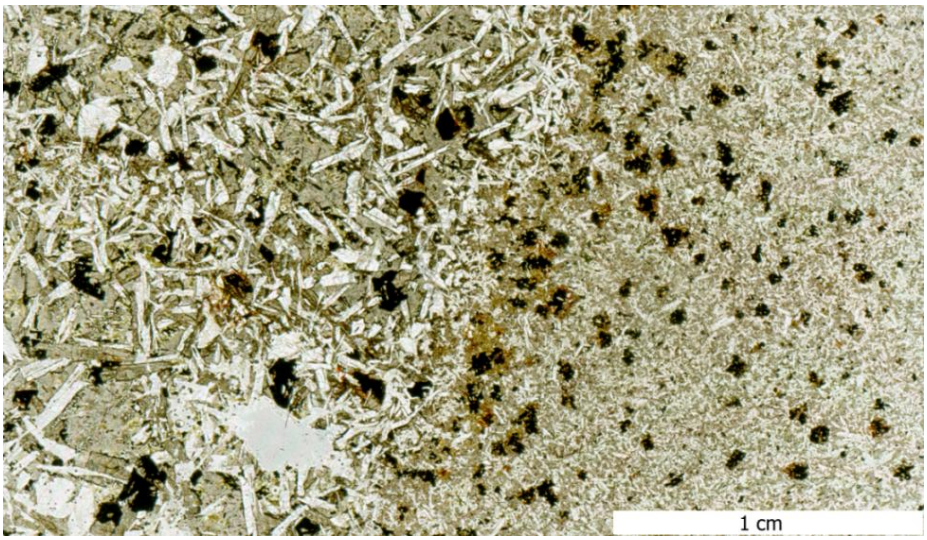


Figura 120. Contato entre pegmatito básico e basalto afanítico, em imagem de petroscopia (EA-1055A).

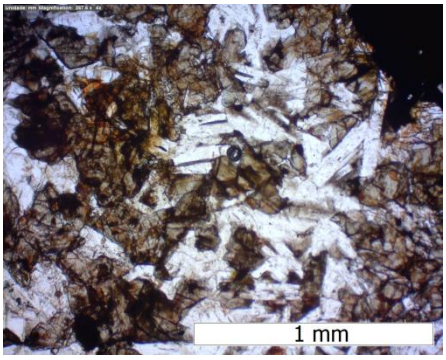


Figura 121. Contato pouco definido entre a porção (I) e a porção (II). Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1055A).

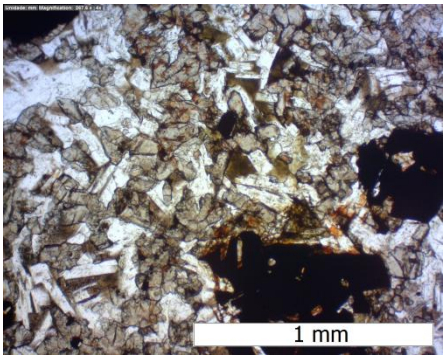


Figura 122. Aspecto da textura intergranular da porção (II). Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1055A).

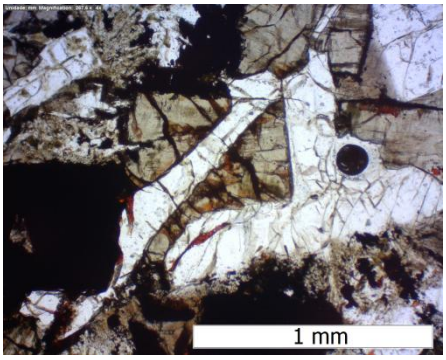


Figura 123. Detalhe da textura ofítica da porção (I). Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1055A).

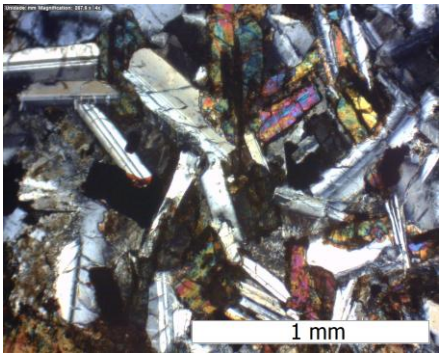


Figura 124 Detalhe da textura intergranular. Fotomicrografia com 40x, nicóis cruzados (EA-1055A).

Em escala mesoscópica, a amostra EA-1227A apresenta cor cinza-esverdeado com tons avermelhados, índice de cor melanocrático, granulação média, estrutura maciça e textura fanerítica média, equigranular e ofítica. É composta por 30% de plagioclásio anédrico a subédrico ripiforme de 3 mm, 20% de clorita anédrica de 2 mm, 40% de piroxênio anédrico a subédrico ripiforme de 2 a 3 mm e 10% de magnetita euédrica cúbica de 2 mm.

Em lâmina delgada (Figuras 125 a 128), a amostra apresenta textura fanerítica, ofítica e porfirítica, com estrutura maciça. A composição mineralógica contém 30% de augita, correspondendo a duas gerações distintas. A augita (I) aparece em cristais anédricos a subédricos, prismáticos (penados), límpidos, de limites regulares, fraturados, sendo as fraturas preenchidas geralmente por iddingsita. A augita (II) forma cristais anédricos, de limites regulares e aspecto turvo, fraturados, com as fraturas preenchidas geralmente por iddingsita.

Labradorita representa 25% da amostra, correspondendo a duas gerações distintas. A labradorita (I) ocorre como cristais subédricos a euédricos, ripiformes, límpidos, de bordas regulares, geminação pouco a regularmente desenvolvida, fraturados e preenchidos por iddingsita. A labradorita (II) aparece como cristais anédricos, turvos, de limites irregulares e geminação ausente a pobremente desenvolvida, associada a argilas e óxidos secundários, que chegam representar aproximadamente 25% da amostra. Os minerais opacos constituem 15% da mineralogia, na forma de cristais anédricos a subédricos, tabulares e esqueléticos, de bordas predominantemente regulares. Material vermelho-acastanhado, amorfo, de limites pouco definidos, foi identificado como limonita, representando 10% da amostra.

Durante o estágio magmático principal, na fase fenocristal formaram-se a augita (I) e a labradorita (I). O hábito penado da augita (I) registra condições rápidas de cristalização. Na fase matriz ocorreu a formação de augita (II) e labradorita (II). Em um estágio pós-magmático, formaram-se minerais opacos, iddingsita e óxidos de Fe e Al. O material amarelo-acastanhado associado à labradorita (II) pode ser produto de um processo de argilização que se sucedeu nesta geração de plagioclásios.

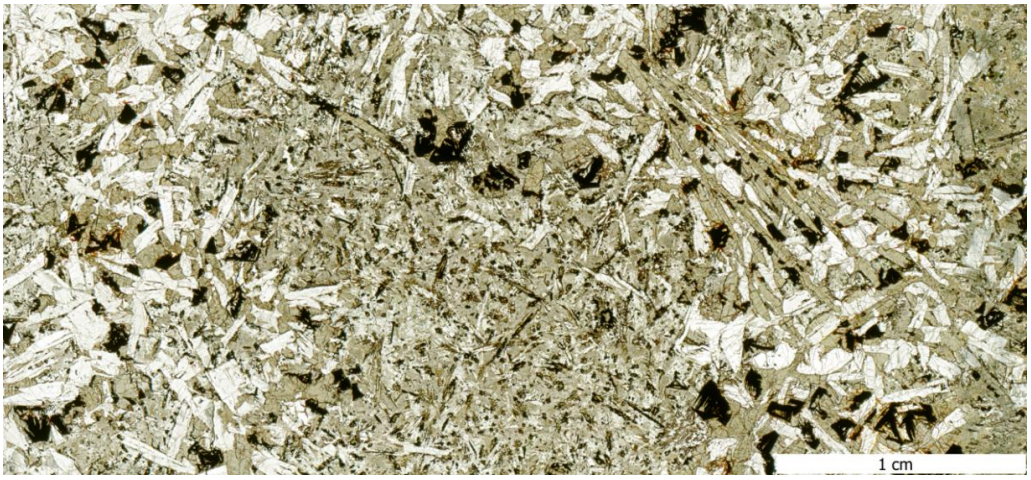


Figura 125. Textura fanerítica, inequigranular, porfirítica e ofítica, em imagem de petroscopia (EA-1227A).

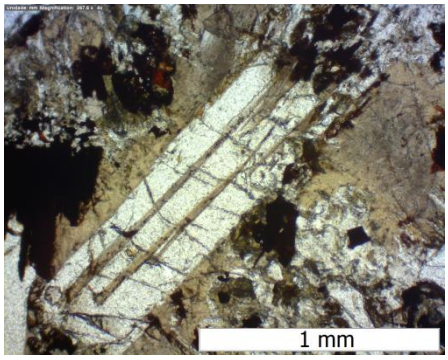


Figura 126. Detalhe para o fenocristal de plagioclásio. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1227A).

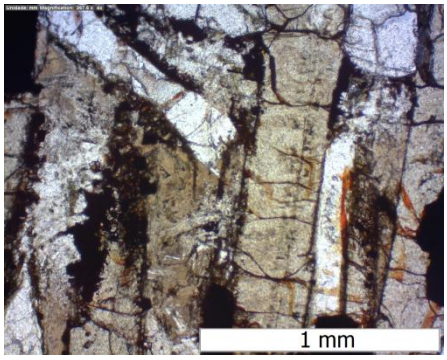


Figura 127. Detalhe para o fenocristal de augita fraturados e parcialmente percolados por iddingsita. Foto.40x em luz natural (EA-1227A).

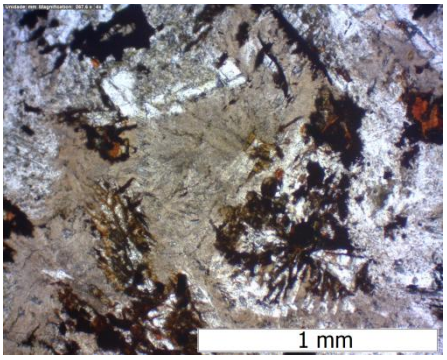


Figura 128. Porção vítrea e turva disseminada em meio aos cristais. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1227A).

CAPÍTULO 7 – FORMAÇÃO CANDÓI

7.1 Introdução

Os derrames tabulares de basalto maciço e de cor cinza, com variedades cinza-esverdeadas, que afloram principalmente ao longo da borda oriental do Terceiro Planalto Paranaense, são agrupados neste relatório sob a designação de Formação Candói, com cinco membros: Ivaiporã, General Carneiro, Chopinzinho, Foz do Areia e Três Pinheiros. Esta subunidade do Grupo Serra Geral distingue-se das formações Barracão e Cascavel pela menor abundância de lobos vesiculares, brechas hidrovulcanoclásticas e intercalações sedimentares, exceto na base do Membro Foz do Areia.

Os basaltos Candói apresentam características litológicas e geoquímicas da fase sin-rifte de evolução do rifte atlântico, de acordo com WHITE e McKENZIE, 1989; JERRAM *et al*., 1999; MENZIES e EBINGER, 2000; MENZIES *et al.*, 2002; KERR e MENZIES, 2004.

7.2 Membro Ivaiporã

7.2.1 Área de distribuição e espessura aflorante

O Membro Ivaiporã aflora na borda oriental do Terceiro Planalto, sobre o flanco SW do Arco de Ponta Grossa, e estende-se até a região de Manoel Ribas e Iretama. Com exposições descritas entre as cotas de 453 e 873 m, esta subunidade da Formação Candói atinge cerca de 420 m de espessura aparente, desconsiderada a influência do mergulho regional para o interior da bacia do Paraná e dos rejeitos locais entre blocos, mais intensos nesta área de maior deformação tectônica. A escassez de afloramentos e guias estratigráficos na região dificulta o reconhecimento da influência da tectônica sobre a espessura da subunidade (Figura 129).

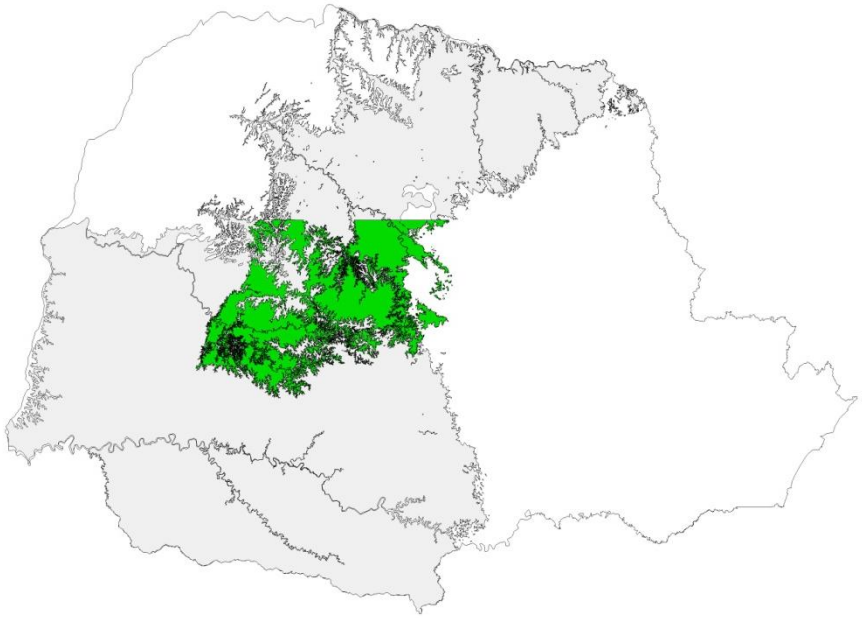


Figura 129. Localização do Membro Ivaiporã, Formação Candói.

7.2.2 Geomorfologia

Os derrames de basalto Ivaiporã sustentam, no Terceiro Planalto Paranaense, os seguintes domínios morfoesculturais, denominados por OKA-FIORI (2006) planaltos de: (a) Londrina, com interflúvios alongados, vertentes convexas, vales em V, gradiente de 820 m e declividades de até 12%; (b) Apucarana, com interflúvios alongados, vertentes convexas, vales em V, gradiente de 380 m e declividades de 12-30%; (c) Pitanga/Ivaiporã, com interflúvios alongados, vertentes convexas, vales em V, gradiente de 860 m e declividades de até 12%.

7.2.3 Relações de contato

O Membro Ivaiporã recobre diretamente a sequência de basalto vesicular e brechas vulcanoclásticas do Membro Cantagalo, o que se confirma nos perfis de mapeamento executados através do vale dos rios Formoso e Muquilão. Ao longo do planalto de Pitanga, esta unidade está parcialmente recoberta por derrames de basalto hipohialino do Membro Três Pinheiros. As suas relações de contato com o Membro Foz do Areia, que aflora no mesmo planalto não foram determinadas, devido à escassez de afloramentos.

7.2.4 Associação faciológica

Os derrames que compõem o Membro Ivaiporã caracterizam-se pelas seguintes feições litológicas e estruturais:

- Alternância de lobos de 5-8 m de espessura e outros centimétricos a decimétricos, sem intercalação de rochas sedimentares ou hidrovulcanoclásticas;
- Núcleos de basalto maciço fanerítico fino a grosso, mais comumente médio, equigranular a fracamente porfirítico, de cor cinza-esverdeado predominante sobre cinza-escuro;
- Zonas vesiculares de topo densamente vesiculares e brechadas com cimento de quartzo e menos comumente zeólita;
- Presença de níveis milimétricos e lentes estiradas, enriquecidos em mesóstase vítrea, que imprimem na rocha feições de laminação de fluxo;
- Disjunção quadrática generalizada, mas lobos menores apresentam disjunção poliédrica irregular e os mais espessos desenvolvem entablamento sigmoidal e em cunha;
- Contato interdigitado com os derrames lobados, brechas hidrovulcanoclásticas do Membro Cantagalo e, na borda do Terceiro Planalto, com o arenito Botucatu;
- Como os basaltos Ivaiporã são generalizadamente hidrotermalizados, com uma pequena porção isenta de clorita visível, a interpretação possível é de que eles se acumularam em ambiente com água ou interagiram com água durante a ascensão na crosta, ao contrário dos derrames Foz do Areia, que se acumularam em ambiente seco ou não interagiram com água em profundidade.

7.2.5 Seção-tipo

A seção-tipo do Membro Ivaiporã é descrita ao longo da rodovia PR-272, entre as localidades de Lajeadão e Ariranha do Ivaí. Tendo o primeiro ponto a cota de 453 m e o último 740 m, e como são estes os pontos extremos em altitude ao longo da seção geológica, resulta uma espessura aproximada de 290 m para esta subunidade da Formação Candói.

O primeiro afloramento da seção-tipo situa-se imediatamente a norte da ponte sobre o rio Ivaí, em corte da rodovia que expõe derrame com 4 m de espessura aflorante com basalto maciço, fanerítico fino, cinza-esverdeado, cuja estrutura fluidal é pouco perceptível nos níveis lenticulares de vidro, com espessura de 1-2 mm, comprimento de 3-8 cm e espaçamento de 5-15 cm. A disjunção colunar é simples, com 1-2 m de espaçamento, planar e em ângulo reto, aqui denominada quadrática. Não há zona vesicular de topo visível no afloramento (EA-194, 439997E, 7341677N, 453 m; Figuras 130 e 131).



Figura 130. Estrutura de fluxo realçada pela decomposição intempérica. Os níveis mais erodidos são formados por material mais rico em mesóstase vítrea (EA-194, 439997E, 7341677N, 453 m).



Figura 131. Disjunção colunar quadrática de derrame de basalto Ivaiporã (EA-194, 439997E, 7341677N, 453 m).

No primeiro corte a sul do rio Ivaí (EA-195, 435265E, 7339050N, 453 m), o mesmo derrame mostra uma espessura total de 8 m, aflorando a zona vesicular de topo pouco desenvolvida e a base maciça sobre o topo do derrame inferior. As feições litológicas são iguais às descritas no primeiro afloramento da seção-tipo. O corte seguinte (EA-217, 443725E, 7329780N, 537 m) expõe brecha hidrovulcanoclástica com clastos de basalto vesicular com 3-15 cm de diâmetro, subangulosos a ameboides, em matriz de hidrotufo fino, sericítico, maciço, de cor vermelho-tijolo. As proporções entre clastos e matriz são aproximadamente iguais.

Em outro afloramento a sul do anterior (EA-216, 442551E, 7329676N, 540 m), o padrão litoestrutural do Membro Ivaiporã está exposto na forma de três lobos tabulares com até 1 m de espessura, com geodos de 3-5 cm de quartzo hialino e calcedônia, separados por 20 cm de hidrotufo fino contendo grânulos, da base de um derrame tabular com espessura aflorante de 5 m. O basalto dos lobos é igual ao do derrame tabular: fanerítico fino, maciço, cinza-esverdeado, com níveis lenticulares mais enriquecidos em mesóstase vítrea, descritos no primeiro afloramento da seção-tipo. Os grânulos do hidrotufo são do mesmo basalto, indicando origem por retrabalhamento dos derrames anteriores. O

derrame tabular contém disjunção colunar de pequeno porte, com até 2 m de espaçamento, geometria quadrática e simples, sem intersecções visíveis. Não há vesiculação na base do derrame sobrejacente.

Outro corte da rodovia expõe lobo de basalto semelhante, com disjunção em blocos irregulares, sugerindo geometria lenticular, sem outras feições litológicas ou estruturais descritas (EA-193, 447526E, 7343631N, 571 m; Figura 132). Nos dois afloramentos seguintes, o basalto aflorante é maciço, fanerítico fino a afanítico, cinza-esverdeado e contém nódulos ovais de vidro negro com 2-4 mm de diâmetro maior, orientados horizontalmente. A disjunção colunar é quadrática e de pequeno porte, como nos afloramentos anteriores (EA-196, 432630E, 7332835N, 581 m; EA-215, 440098E, 7329035N, 590 m). No ponto seguinte, a zona vesicular de topo aflorante é brechada, com blocos angulosos de 10-15 cm de diâmetro cimentados por pouco quartzo hialino (EA-197, 431933E, 7331932N, 600 m; Figura 133).



Figura 132. Disjunção irregular em lobo lenticular (EA-193, 447526E, 7343631N, 571 m).



Figura 133. Topo vesicular brechado com quartzo hialino em lobo tabular Ivaiporã (EA-197, 431933E, 7331932N, 600 m).

Os três afloramentos seguintes expõem basalto igual ao descrito nos pontos anteriores da seção-tipo, tanto nas feições litológicas quanto estruturais (EA-199, 428720E, 7329939N, 627 m; EA-230, 423115E, 7311550N, 630 m; EA-244, 438530E, 7304520N, 634 m). As cotas indicam se tratar de um mesmo derrame, que foi explorado antigamente para extração de geodos com ametista. No afloramento a seguir (EA-214, 434654E, 7326491N, 640 m), uma sucessão de lobos decimétricos argilizados, dos quais o mais espesso, com 1,8 m de espessura, apresenta topo vesicular brechado com cimento de quartzo hialino e poucos cristais de zeólitas.

Os afloramentos que completam a seção-tipo (EA-245, 443506E, 7303277N, 739 m; EA-242, 432082E, 7304702N, 740 m) expõem lobos e derrames tabulares intercalados, confirmando o padrão estrutural da subunidade. O último ponto descrito corresponde à pedreira Ivaiporã, onde aflora a mesma intercalação, cujo lobo tabular mais espesso tem 1-4 m de espessura,

formado por basalto fanerítico fino a afanítico, maciço, cinza-esverdeado, com estrutura de fluxo marcada nos níveis lenticulares e nódulos ovais de vidro negro descritos. A zona vesicular de topo é brechada, com abundante cimento de quartzo hialino.

7.2.6 Petrografia

Das amostras coletadas na área de exposição do Membro Ivaiporã, cinco foram estudadas em microscopia ótica (EA-159, EA-166, EA-221, EA-246 e EA-281), das quais são descritas abaixo as mais representativas.

A amostra de mão EA-166 é de cor cinza-acastanhado escuro, índice de cor melanocrático, com granulação fina, estrutura maciça, textura fanerítica fina, equigranular e ofítica. É composta por 60% de piroxênio anédrico a subédrico tabular com cerca de 2 mm, 40% de plagioclásio subédrico a euédrico ripiforme com cerca de 1 mm e traços de magnetita euédrica.

Em lâmina delgada (Figuras 134 a 137), a textura é fanerítica inequigranular subofítica e a estrutura é vesicular. A composição mineralógica compreende 40% de oligoclásio, 40% de augita, 10% de minerais opacos e 10% de óxidos secundários. O oligoclásio apresenta duas gerações. O oligoclásio (I) ocorre como cristais anédricos a subédricos, ripiformes, límpidos, com bordas regulares, geminação variando de ausente a pobremente desenvolvida e zoneamento composicional em alguns cristais. O oligoclásio (II) aparece como cristais subédricos a euédricos, ripiformes, de limites regulares, límpidos e geminação regularmente desenvolvida. A augita também ocorre em duas gerações. A augita (I) aparece como cristais anédricos, de limites regulares, límpidos e fraturados, apresentando ocasionalmente geminação simples. A augita (II) forma cristais anédricos, de bordas predominantemente regular, fraturados e geralmente turvos. Os minerais opacos são anédricos, usualmente esqueléticos e com bordas regulares. Os óxidos secundários são observados na forma de material amarelo-acastanhado, amorfo, de limites irregulares, disseminado na amostra ou preenchendo cavidades.

A interpretação das relações intergranulares indica que, durante o estágio magmático principal, na fase fenocristal, houve formação de oligoclásio (I) e

augita (I). Pela presença de zoneamento composicional nos fenocristais de oligoclásio e de geminação simples na augita, pode-se inferir que as condições de temperatura durante a formação de fenocristais foram irregulares, podendo ter havido diminuição brusca da temperatura. Em um estágio pós-magmático, numa fase de alteração, houve a formação de minerais opacos e de material amarelo-acastanhado. Quando a rocha estava se consolidando, houve o escape de voláteis e a conseqüente formação de vesículas. As vesículas da amostra têm tamanho aproximadamente similar, formatos irregulares e preenchimento dado por óxidos.

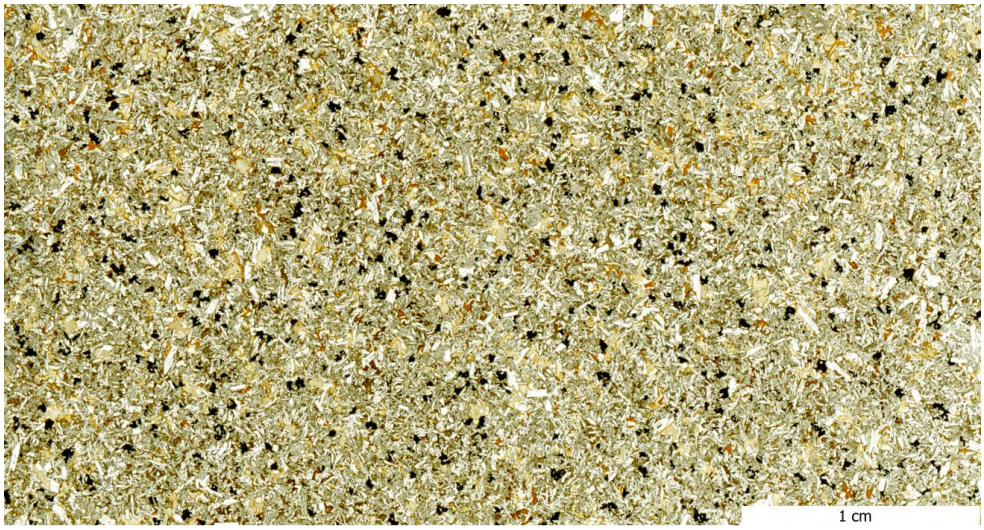


Figura 134. Textura fanerítica inequigranular subofítica vesicular, em imagem de petroscopia (EA-166).

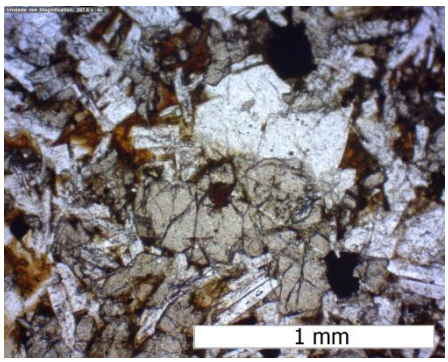


Figura 135. Detalhe para o fenocristal de augita. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-166).

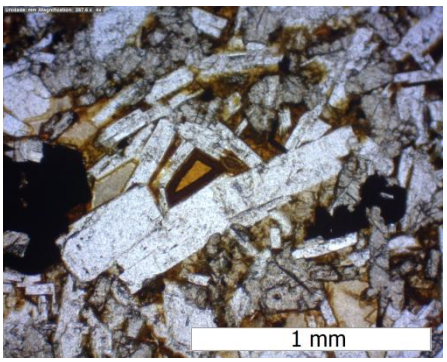


Figura 136. Detalhe para o fenocristal de plagioclásio. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-166).

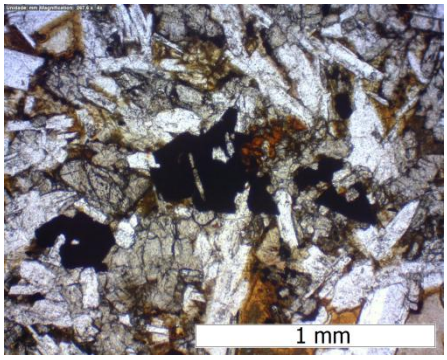


Figura 137. Minerais opacos esqueléticos. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-166).

Em amostra de mão, o exemplar EA-246 é cinza-escuro, com índice de cor melanocrático, granulação fina, estrutura maciça, textura fanerítica fina, equigranular, ofítica e hipocristalina. É composta por 50% de piroxênio subédrico a euédrico ripiforme de 1 mm; 40% de plagioclásio subédrico a euédrico ripiforme de 1 mm; 5% de vidro vulcânico e 5% de magnetita submilimétricas. A rocha apresenta porções que contêm películas de um material fino e amorfo de cor cinza-acastanhado claro, possivelmente sílica impregnada de óxidos de Fe.

Em lâmina delgada (Figuras 138 a 141), a textura é fanerítica, porfirítica, com mesóstase intergranular e estrutura maciça. A composição mineralógica inclui: 40% de andesina, 30% de augita, 20% de minerais opacos, 10% de óxidos e treaços de apatita. A andesina aparece em duas gerações distintas. A andesina (I) ocorre como cristais subédricos a euédricos, ripiformes, de limites predominantemente regulares e límpidos, com geminação pobre a regularmente desenvolvida e zoneamento composicional. A augita (II) forma cristais anédricos a subédricos, de bordas predominantemente regulares, geminação pouco desenvolvida e aspecto predominantemente límpido. A augita também exibe duas gerações. A augita (I) ocorre como cristais anédricos, turvos, de limites irregulares e fraturados. A augita (II) aparece como cristais anédricos, turvos, de limites irregulares. Os minerais opacos formam cristais anédricos, ocasionalmente esqueléticos, de bordas predominantemente irregulares, associados a óxidos secundários, que têm coloração castanho-amarelada, hábito amorfo, limites irregulares e invadem fraturas dos cristais primários. A apatita aparece em cristais aciculares, límpidos, de bordas regulares.

As relações intergranulares indicam que, durante o estágio magmático principal, na fase acessória, houve a formação de apatita. Na fase fenocristal houve a formação de andesina (I) e augita (I). Na fase matriz forma-se augita (II) e andesina (II). O pouco desenvolvimento das geminações na andesina (II) evidencia uma brusca mudança das condições físicas durante a cristalização da rocha, provavelmente com queda rápida de temperatura. Em um estágio pós-magmático, durante uma fase de alteração, há a formação de minerais opacos e óxidos de Fe.



Figura 138. Textura fanerítica inequigranular porfirítica em mesóstase intergranular, em imagem de petroscopia (EA-246).

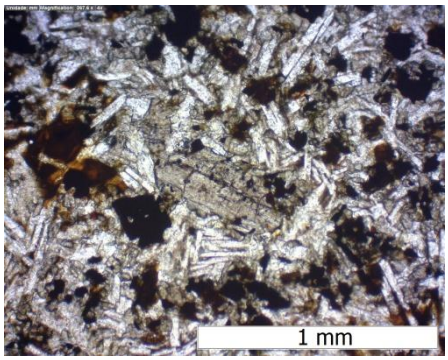


Figura 139. Detalhe para o fenocristal de augita. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-246).

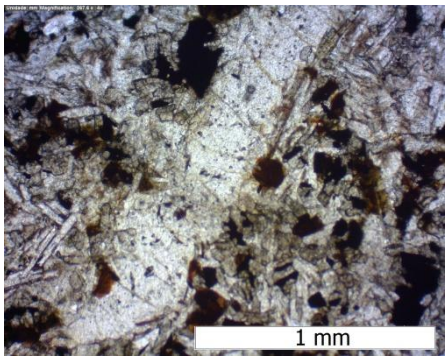


Figura 140. Detalhe para o fenocristal de plagioclásio fraturado. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-246).

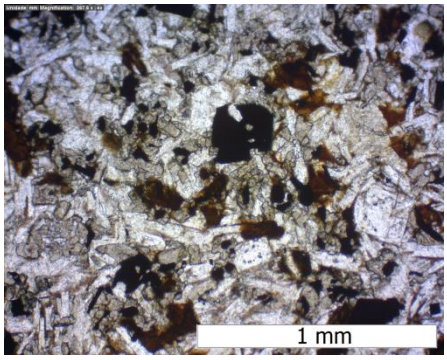


Figura 141. Minerais opacos esqueléticos. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-246).

7.3 Membro General Carneiro

7.3.1 Área de distribuição e espessura aflorante

O Membro General Carneiro aflora no extremo sul da área de exposição do Grupo Serra Geral, no Estado do Paraná, com espessura aparente de 330 m, conforme é demonstrado na seção 7.3.5 - Seção-tipo. A sua localização geográfica é apresentada na Figura 142.

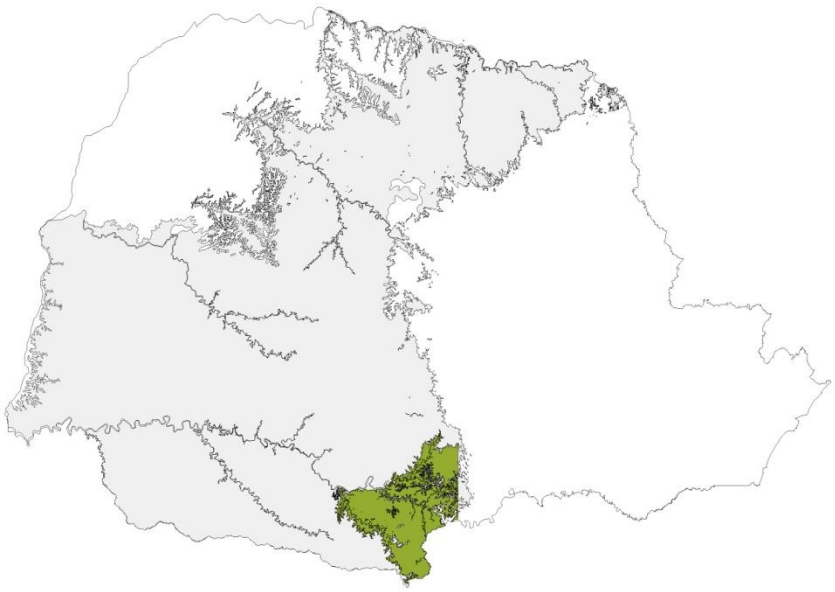


Figura 142. Localização do Membro General Carneiro, Formação Candói

7.3.2 Geomorfologia

O Membro General Carneiro forma o substrato rochoso dos seguintes domínios morfoesculturais, denominados por OKA-FIORI (2006) planaltos de: (a) Foz do Areia, com topos alongados, vertentes retilíneas e côncavas, vales em degraus, gradiente de 720 m e declividades de 12-30%; (b) Apucarana, com interflúvios alongados, vertentes convexas, vales em V, gradiente de 380 m e declividades de 12-30%; (c) Clevelândia, com interflúvios aplainados devido a resíduos de peneplanos terciários, vertentes convexas e convexo-côncavas, vales em V, gradiente de 600 m e declividades de até 6-30%.

7.3.3 Relações de contato

O Membro General Carneiro está recoberto, na borda N da sua área de exposição, pelos derrames tabulares do Membro Foz do Areia, e na borda W pelos derrames ácidos e depósitos ignimbríticos do Membro Palmas.

7.3.4 Associação faciológica

As litologias descritas nos afloramentos do Membro General Carneiro são similares às registradas no Membro Ivaiporã, tendo merecido outra designação apenas por não haver continuidade física entre estas subunidades da Formação Candói. Esta individualização como unidades diferentes, a despeito da semelhança litológica, é recomendada pelo *Stratigraphic Code* da IUGS (1994) e pelo *North American Stratigraphic Code* (2005), para a cartografia de áreas vulcânicas.

7.3.5 Seção-tipo

A seção-tipo do Membro General Carneiro é descrita ao longo da BR-153, entre União da Vitória e o entroncamento da rodovia PR-280, que cobre o intervalo estratigráfico de 330 m, entre as cotas de 878 e 1.208 m.

Imediatamente a S da ponte sobre o rio Iguaçu, aflora derrame de basalto maciço fanerítico fino, de cor cinza-esverdeado, com estrutura de fluxo marcada

pela intercalação de níveis lenticulares mais enriquecidos em mesóstase vítrea, milimétricos em espessura (1-2 mm) e centimétricos em comprimento (5-10 cm). O topo do derrame é fracamente vesicular, com celadonita forrando vesículas arredondadas de 1-3 mm de diâmetro, sem outros minerais secundários visíveis. A base do derrame não aflora, de modo que não é possível medir a sua espessura, mas a porção aflorante tem até 4 m de altura. A disjunção colunar é simples, sem entablamento, com predominância de ângulos retos entre os planos da disjunção, caracterizando uma geometria quadrática (EA-529, 484648E, 7098157N, 878 m; Figura 143).



Figura 143. Estrutura de fluxo marcada por níveis milimétricos mais ricos em mesóstase vítrea em basalto fanerítico fino (EA-529, 484648E, 7098157N, 878 m).

O intervalo até o ponto seguinte contém exposições do mesmo tipo de basalto, descritas nos pontos EA-533 (474992E, 7087431N, 892 m), EA-452 (468144E, 7075990N, 931 m), EA-532 (479043E, 7097749N, 965 m) e EA-536 (466569E, 7073445N, 975 m).

Em pedreira desativada à margem da rodovia BR-153, dois derrames de basalto fanerítico fino a médio, maciço no núcleo e esparsamente vesicular no topo, mostram estrutura de fluxo marcada pela alternância dos níveis contendo

maiores proporções de mesóstase vítrea, descritos no ponto anterior. Vesículas dispersas na zona superior do núcleo são parcialmente preenchidas por quartzo e celadonita, observando-se calcita apenas em algumas fraturas dispersas, no mesmo nível do derrame. A disjunção é quadrática no derrame inferior e inclui entablamento sigmoidal no superior, ambas com espaçamento de até 2 m (EA-531, 482580E, 7094452N, 1.008 m). O basalto descrito na pedreira, com as mesmas feições litológicas e estruturais, aflora em corte da rodovia, pouco acima do nível topográfico (EA-451, 466665E, 7070408N, 1.016 m).

Cerca de 70 m acima no terreno, corte da mesma rodovia expõe outro derrame de basalto cinza-esverdeado, com estrutura de fluxo acentuada pelos níveis lenticulares mais ricos em mesóstase vítrea descritos no primeiro afloramento da seção-tipo. A disjunção mantém-se quadrática, sem entablamento visível, e o topo do derrame não contém vesiculação desenvolvida, mas geodos ovais com até 2 cm de diâmetro maior, preenchidos por quartzo ametistino e celadonita (EA-453, 464364E, 7066427N, 1.082 m).

Em dois cortes consecutivos da rodovia, afloram brechas de conduto vulcânico recortando derrames com as mesmas feições litológicas e estruturais descritas no primeiro afloramento da seção-tipo. A brecha é formada por blocos subangulosos de basalto maciço e vermelho-escuro, com diâmetro maior que 10-25 cm, em matriz argilizada que não permite identificação da composição original. A alteração intempérica da brecha é notavelmente mais profunda do que a do basalto encaixante, que é apenas incipientemente intemperizado. A proximidade do contato com o riolito do Membro Palmas, cerca de 80 m acima no terreno, justifica atribuir a estrutura a condutos relacionados com processos formadores dos derrames ácidos sobrejacentes (EA-449, 457709E, 7064558N, 1.133 m; EA-448, 455157E, 7059597N, 1.187 m; Figura 144).



Figura 144. Brecha preenchendo conduto vulcânico em derrame de basalto General Carneiro (EA-449, 457709E, 7064558N, 1.133 m; EA-448, 455157E, 7059597N, 1.187 m).

Na Serra do Paredão, município de Cruz Machado, a frente de lavra da pedreira de José Pauluk (EA-1435, 464192E, 7125837N, 1.020 m), com dimensões aproximadas de 80 x 100 m, expõe basalto brechado, com pelo menos duas gerações de brecha. A sequência vulcânica da área compõe-se de lobos tabulares de basalto maciço, cinza-esverdeado e com estrutura fluidal marcada pela presença de níveis lenticulares e milimétricos, além de glóbulos ovais, de vidro vulcânico negro. A zona vesicular de topo é pouco desenvolvida. À semelhança do que se observa no Membro Ivaiporã, são observados raros níveis de brecha hidrovulcanoclástica, com espessuras de até 2 m (EA-1435, 464192E, 7125837N, 1.020 m; EA-1439, 455330E, 7126977N, 1.091 m). Descrição detalhada das feições diagnósticas de conduto vulcânico é apresentada no Capítulo 10 - Geologia Estrutural.

7.3.6 Petrografia

Seis amostras de basalto do Membro General Carneiro foram submetidas à análise microscópica (EA-536, EA-568, EA-1403, EA-1410, EA-1413 e EA-1725), das quais as mais representativas da subunidade são descritas abaixo.

Em amostra de mão, o exemplar EA-536 apresenta cor cinza-acastanhada com tons esverdeados e índice de cor melanocrático, com estrutura amigdalóide, textura fanerítica fina, equigranular e ofítica. A granulação muito fina impede a identificação dos minerais. As amígdalas estão disseminadas na amostra, com 1 a 4 mm de diâmetro, formas arredondadas e preenchidas por quartzo e carbonato.

Em lâmina delgada (Figuras 145 a 149), a textura é fanerítica inequigranular porfirítica em mesóstase hipocristalina; a estrutura é maciça. A composição mineralógica compreende 40% de óxidos secundários, 35% de andesina, 20% de augita e 10% de minerais opacos. Os óxidos ocorrem na forma de material-castanho acinzentado, isótropo, com aspecto turvo e limites irregulares, entremeados e penetrando fraturas dos minerais primários. A andesina corresponde a duas gerações distintas. A andesina (I) ocorre como cristais subédricos, ripiformes, límpidos, com bordas regulares, geminação pobremente desenvolvida e corroídos ou esqueléticos. A andesina (II) aparece como cristais anédricos, com geminação ausente a pouco desenvolvida, limites mal definidos e aspecto límpido. A augita exibe cristais aciculares, de limites bem definidos, límpidos, com geminação ausente ou pobremente desenvolvida. Os minerais opacos formam cristais anédricos, com bordas regulares.

Durante o estágio magmático principal, na fase fenocristal formou-se a andesina (I). Na fase matriz ocorreu a formação de andesina (II) e augita, sendo esta possivelmente formada posteriormente à andesina (II). A presença de óxidos (provavelmente derivados de vidro vulcânico), denota condições de resfriamento rápido do restante do líquido magmático. Em um estágio pós-magmático, durante uma fase de alteração, possivelmente houve a formação dos minerais opacos. Observa-se na amostra uma vênula, predominantemente retilínea e delgada, que é preenchida por andesina (II), e possivelmente, concomitante à fase matriz.

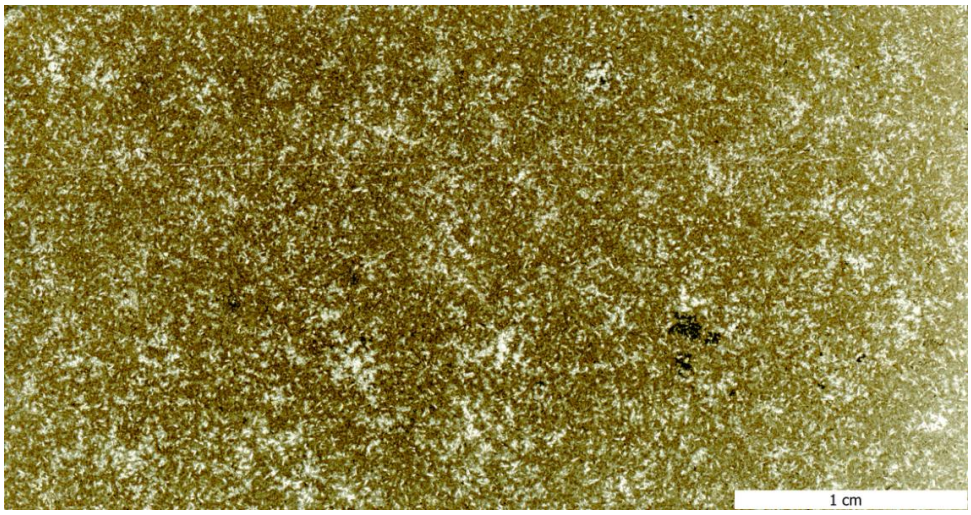


Figura 145. Textura fanerítica inequigranular porfirítica em mesóstase hipocristalina, em imagem de petroscopia (EA-536).

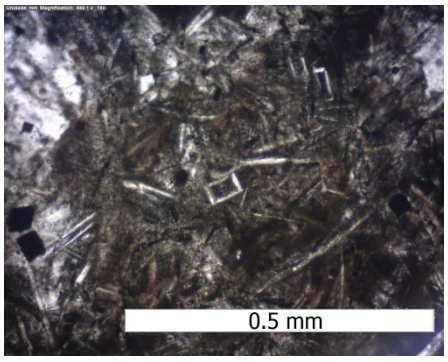


Figura 146. Detalhe para os relictos de plagioclásio em meio a matriz vítrea. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-536).

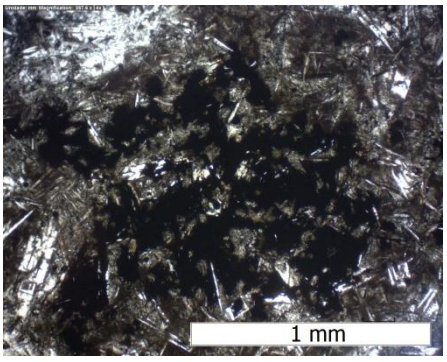


Figura 147. Porção de material opaco amorfo em meio à matriz vítrea. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-536).

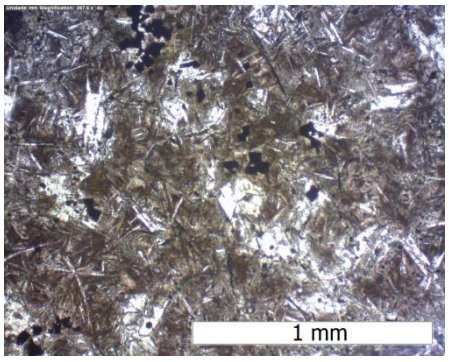


Figura 148. Fenocristais de plagioclásio disseminados. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-536).

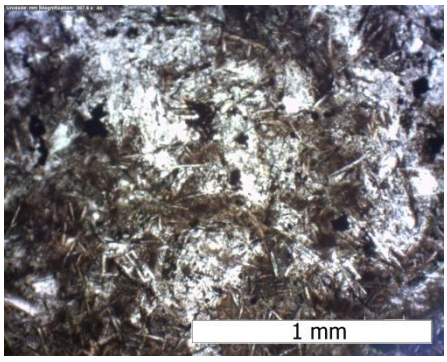


Figura 149. Porções de material vítreo em meio ao plagioclásio. Fotomicrografia com 40x em luz natural(EA-536).

7.4 Membro Chopinzinho

7.4.1 Área de distribuição e espessura aflorante

O Membro Chopinzinho tem a área de exposição mais contínua na região que se estende de Chopinzinho até Clevelândia e outra descontínua entre Itapejara do Oeste e Marmeleiro (Figura 150). A sua espessura aflorante, assumida como máxima pelos motivos expostos nas unidades anteriores, é de aproximadamente 320 m, considerando-se as cotas limites de 505 e 825 m. Na região de Chopinzinho, a espessura aflorante desta subunidade da Formação Candói atinge cerca de 100 m, entre as cotas de 720 e 820 m.

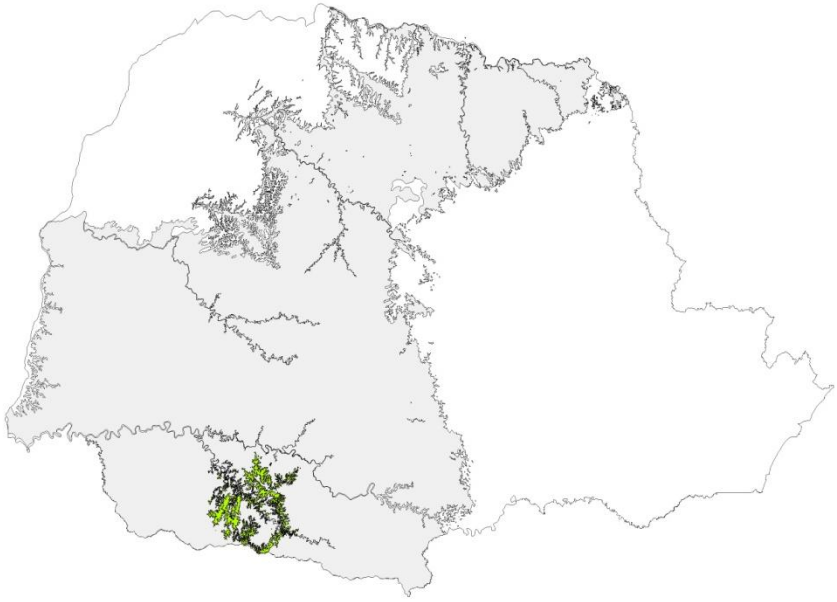


Figura 150. Localização do Membro Chopinzinho, Formação Candói.

7.4.2 Geomorfologia

O Membro Chopinzinho estende-se, no Terceiro Planalto Paranaense, em parte do domínio morfoescultural denominado por OKA-FIORI (2006) Planalto do Alto/Médio Piquiri, com interflúvios alongados e isolados, vertentes convexas e côncavo-convexas, vales em U aberto, gradiente de 940 m e declividades de 12-30%. Na área de exposição do derrame produtor de geodos de ametista, ágata e calcedônia, no vale do rio Passa Quatro, o gradiente é de aproximadamente 120 m, com altitudes variando entre 731 e 854 m.

7.4.3 Relações de contato

No quadrante NE da folha de Pato Branco, o Membro Chopinzinho recobre basaltos dos membros Foz do Areia e Três Pinheiros, em proporções mais ou menos equivalentes. Na área de Clevelândia, a relação de contato se inverte, com derrames tabulares Foz do Areia recobrindo extensões dos derrames Chopinzinho. Esta inversão constitui, de fato, uma interdigitação de unidades recorrentes na sequência vulcânica, de difícil verificação na escala regional de mapeamento, devido à escassez de afloramentos. O recobrimento pelo riolito Palmas ocorre em pequena extensão, também nas proximidades de Clevelândia.

7.4.4 Associação faciológica

A sequência vulcânica do Membro Chopinzinho compreende derrames tabulares e lobos semelhantes aos descritos nos membros Ivaiporã e General Carneiro, intercalados a derrames tabulares mais espessos, semelhantes aos do Membro Foz do Areia, e níveis isolados de brecha hidrovulcanoclástica e de fluxo. Os lobos tabulares são delgados, com espessura máxima de 8 m nos afloramentos descritos, caracterizados por zona vesicular de topo pouco desenvolvida, núcleo de basalto fanerítico fino, cinza-esverdeado, com estrutura de fluxo marcada por níveis lenticulares enriquecidos em mesóstase vítrea. A disjunção também é quadrática e de pequeno porte, com prismas de até 2 m de espessura, e raramente associado a entablamento sigmoidal.

Os derrames tabulares mais espessos apresentam as mesmas feições dos identificados como Membro Foz do Areia, diferindo pelo hidrotermalismo generalizado, que se manifesta na forma de cloritização do piroxênio e caulinização incipiente do plagioclásio. Estes derrames contêm geodos de ametista, calcedônia, ágata e quartzo hialino. As brechas hidrovulcanoclásticas e de fluxo diferem das descritas nas sequências pertencentes à Formação Barracão pela menor possança, ocorrência esporádica e raros níveis de hidrotufo associados.

7.4.5 Seção-tipo

Em corte da rodovia de acesso à cidade de Chopinzinho, aflora derrame de basalto cinza-escuro, maciço, fanerítico grosso, porfirítico com fenocristais de piroxênio e plagioclásio e disjunção irregular sugestiva de geometria lenticular (EA-1609, 348865E, 7136756N, 734 m; Figura 151).



Figura 151. Lobo de basalto Chopinzinho (EA-1609, 348865E, 7136756N, 734 m).

Três outros afloramentos, distribuídos entre as localidades de Chopinzinho e Coronel Vivida, apresentam o mesmo derrame de basalto maciço, fanerítico médio, cinza-escuro e com disjunção colunar regular, com geometria quadrática (EA-080, 343161E, 7126845N, 745 m; EA-049, 339154E, 7133805N, 745 m; EA-050, 338040E, 7134289N, 752 m). Não são observados base e topo, impedindo identificação da zonalidade interna.

Na área próxima às lavras de ametista de Flávio Reginatto e da COPASP - Cooperativa de Pedras Ametista do Sudoeste do Paraná, dois afloramentos expõem a base do derrame produtor (EA-1606, 343041E, 7127029N, 763 m; EA-1605, 343168E, 7126809N, 766 m). O primeiro contém o topo finamente vesicular do derrame subjacente, que é recoberto por um nível de hidrotufo fino, maciço e de cor vermelho-tijolo, com 20 cm de espessura. As vesículas são

vazias e forradas por película de celadonita. A rocha está profundamente argilizada e não permite outras observações. A base do derrame produtor é de basalto maciço, fanerítico grosso, de cor cinza-esverdeado devido à intensa cloritização, que contrasta com os demais derrames descrito na seção-tipo. Não são visíveis vesiculação ou disjunção tabular.

Em torno dos 770 m, nas cabeceiras do rio Passa Quatro, exposição em corte de estrada vicinal mostra basalto fanerítico médio, fracamente vesicular, cinza-esverdeado, sem disjunção visível, aparentemente na zona superior do núcleo do derrame produtor de ametista (EA-1615, 357385E, 7135710N, 769 m). Outro afloramento expõe basalto semelhante, mas com textura porfirítica realçada pela cloritização do piroxênio (EA-1612, 353613E, 7136594N, 771 m).

Em dois cortes da rodovia PR-026, o topo do derrame produtor de ametista aflora profundamente alterado, com o entablamento tabular fino preservado no solo argiloso, sem outras feições preservadas (EA-1614, 357124E, 7135569N, 787 m; EA-1616, 360995E, 7135936N, 787 m).

O núcleo do derrame produtor de ametista aflora, nas cabeceiras do rio Passa Quatro, com basalto maciço, fanerítico médio, porfirítico com fenocristais de piroxênio cloritizado e fragmentos de geodos de quartzo hialino dispersos no solo argiloso e profundo (EA-1607, 343313E, 7127926N, 795 m). Na entrada da galeria da lavra de Flávio Reginatto, zona vesicular de topo com 1,2 m de espessura recobre a zona de entablamento colunar fino que forma o teto da zona produtora de ametista (EA-1604, 356378E, 7132765N, 800 m; Figura 152). As características litológicas e estruturais deste derrame contrastam com os descritos abaixo e acima, na coluna estratigráfica do Membro Chopinzinho, indicando que as condições que controlaram o desenvolvimento dos geodos de ametista não se mantiveram constantes durante a evolução desta subunidade da Formação Candói. Detalhes da zonalidade interna deste derrame são apresentados no Capítulo 11 - Recursos Minerais.



Figura 152. Entablamento colunar no topo de derrame produtor de ametista, no Membro Chopinzinho (EA-1604, 356378E, 7132765N, 800 m).

Os derrames sobrejacentes ao produtor de ametista afloram em cortes da rodovia PR-026 e estradas vicinais, ao longo do interflúvio que contorna as cabeceiras do rio Passa Quatro (EA-1613, 354950E, 7136245N, 804 m; EA-1617, 359406E, 7133340N, 818 m; EA-1608, 347121E, 7135955N, 834 m; EA-082, 347162E, 7135064N, 835 m; EA-081, 345000E, 7130516N, 847 m). O basalto exposto nestes afloramentos mantém-se homogêneo, com estrutura maciça, textura fanerítica fina a média e sem indícios de alteração hidrotermal. A disjunção colunar apresenta-se regular, com espaçamento de 1-2 m e geometria quadrática, sugerindo pequena espessura dos derrames.

A seção-tipo do Membro Chopinzinho completa-se com a exposição de 17 m de derrames lobados, intercalados a pelo menos quatro níveis de hidrotufo fino a muito fino, silicificado e sericítico, vermelho-tijolo, com até 15 cm de espessura. O mesmo hidrotufo forma abundantes diques centimétricos isolados e em *stockwork*. Geodos centimétricos com até 25 cm de diâmetro maior, ovais a cônicos, preenchidos por quartzo hialino, calcedônia e hidrotufo, e revestidos por fina película de celadonita, afloram dentro do basalto e do hidrotufo. Esta sequência é recoberta por pelo menos 2 m de brecha vulcanoclástica com

blocos angulosos a subarredondados de basalto vesicular e maciço sustentados por matriz de hidrotufo igual aos níveis e diques subjacentes (EA-1603, 356343E, 7132920N, 854 m; Figura 153).



Figura 153. Brecha vulanoclástica recobrindo derrame produtor de ametista, no Membro Chopinzinho (EA-1603, 356343E, 7132920N, 854 m).

7.4.6 Petrografia

Quatro amostras de basalto do Membro Chopinzinho foram estudadas em lâmina delgada (EA-1632, EA-1642, EA-1645 e EA-1659), das quais são descritas abaixo as mais representativas da associação faciológica.

Em descrição mesoscópica, a amostra EA-1632 apresenta cor cinza-acastanhada, com índice de cor melanocrático, granulação fina, estrutura vesicular e textura fanerítica, fina, porfirítica. É composta por 40% de piroxênio anédrico de 1 mm, 10% de clorita anédrica de 1 mm, 25% de plagioclásio anédrico a subédrico ripiforme de 1 mm e 25% de magnetita anédrica a euédrica cúbica de 1 mm. As vesículas são bastante densas na amostra, têm formato irregular, variam de 2 a 8 mm e mostram as superfícies internas revestidas por magnetita.

Em lâmina delgada (Figuras 154 a 158), a textura é fanerítica equigranular média ofítica, a estrutura é vesicular. A composição mineralógica contém 35% de augita, correspondendo a três gerações distintas. A augita (I) ocorre como cristais anédricos, com porções acastanhadas em luz plana, límpidos, de limites regulares, fraturados e com geminação simples e inclusões de plagioclásio. A augita (II) apresenta-se como cristais anédricos, fragmentados, límpidos, com bordas irregulares, circundando amígdalas de quartzo. Andesina representa 25% da amostra, em cristais subédricos a euédricos, ripiformes, com geminação pobre a bem desenvolvida, limites regulares, aspecto límpido e zoneamento composicional. Óxidos secundários e argilas constituem 25% da lâmina, na forma de material castanho-avermelhado, amorfo, irregular e preenchendo cavidades ou circundando cristais, associados à augita (II). Mesóstase vítrea representa 15% da amostra, observada como material amorfo, castanho-acinzentado nos interstícios dos cristais, com aspecto turvo e limites irregulares. Traços de quartzo em cristais límpidos, fraturados, de contato regular, preenchem cavidades e poucos cristais aciculares, límpidos, de bordas regulares foram identificados como apatita.

Quanto à sequência de cristalização, as relações intergranulares indicam que, durante o estágio magmático principal, na fase acessória, houve a formação de apatita. Na fase matriz formaram-se augita (I) e andesina. As porções verde-acastanhadas da augita podem ser indicativas do tipo titanífero. Num estágio pós-magmático, durante uma fase de alteração, houve a formação de material castanho-avermelhado (o qual pode ser óxido de ferro), o material castanho-acinzentado (que pode ser um produto de um processo de argilização ou mesóstase vítrea), o quartzo e a augita (II). Enquanto ocorria a consolidação da rocha, havia o escape de voláteis ocasionando a formação de vesículas, que foram preenchidas por material castanho-avermelhado, quartzo e ocasionalmente circundadas por augita (II).

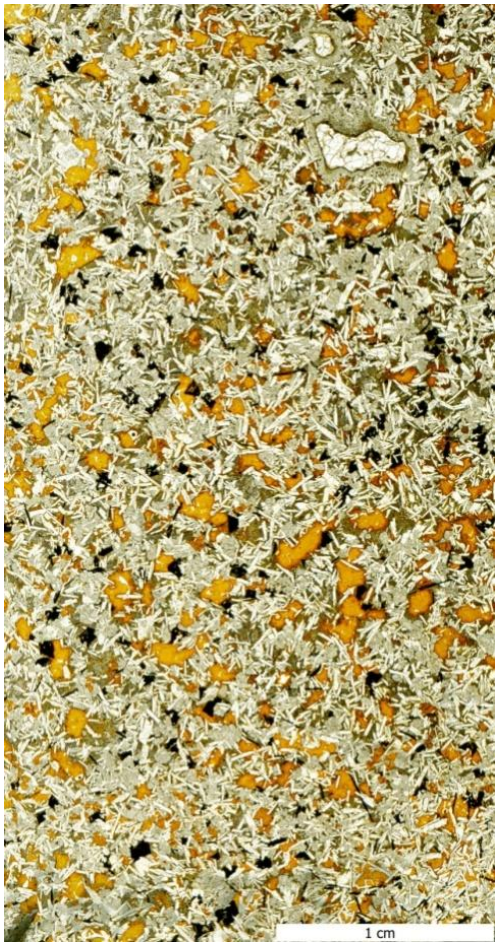


Figura 154. Textura fanerítica porfirítica em mesóstase intergranular com estrutura vesicular, as vesículas preenchidas por celadonita, em imagem de petroscopia (EA-1632).

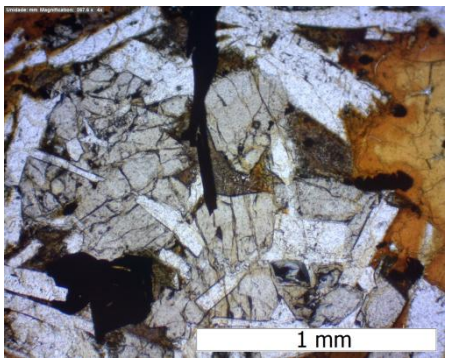


Figura 155. Detalhe para o fenocristal de augita. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1632).

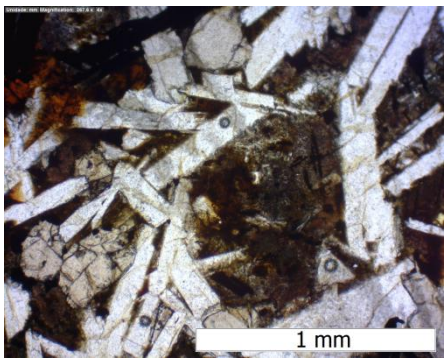


Figura 156. Fenocristais de plagioclásio circundando uma porção vítrea. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1632).

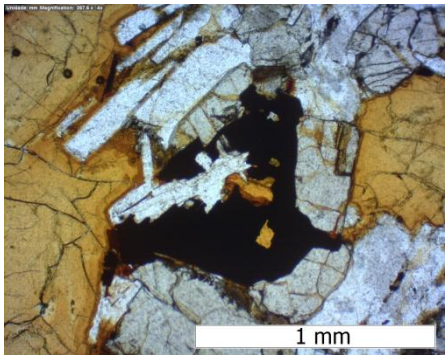


Figura 157. Mineral opaco esquelético. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1632).

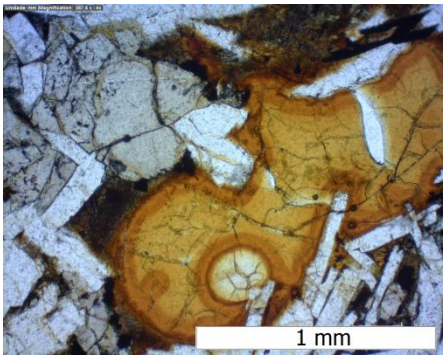


Figura 158. Vesícula irregular preenchida por iddingsita. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1632).

A amostra EA-1642 (Figuras 159 a 163) apresenta, em lâmina delgada, textura fanerítica porfirítica em matriz intergranular. A estrutura é vesicular, com vesículas de formato irregular, preenchidas por iddingsita. A composição mineralógica compreende 40% de oligoclásio, em duas gerações. O oligoclásio (I) é subédrico, ripiforme e tabular, fraturado, aspecto límpido, com a geminação pobre a regularmente desenvolvida, bordas regulares e zoneamento composicional em alguns cristais. O oligoclásio (II) tem hábito subédrico, ripiforme, limites regulares, aspecto límpido e geminação regularmente desenvolvida. Augita representa 30% dos minerais, em duas gerações. A augita (I) tem hábito anédrico, contatos regulares, fraturada, de aspecto límpido. A augita (II) tem hábito anédrico, aspecto predominantemente turvo, fraturada e contatos regulares. Iddingsita constitui 20% da amostra, aparecendo como material vermelho-acastanhado, amorfo, de limites regulares e preenchendo cavidades. Minerais opacos somam 10% da lâmina, com hábito anédrico, bordas regulares, associados à iddingsita.

Durante o estágio magmático principal, na fase fenocristal formaram-se a augita (I) e o oligoclásio (I). Na fase matriz cristalizaram-se a augita (II) e o oligoclásio (II). Em um estágio pós-magmático, durante uma fase de alteração, formaram-se os minerais opacos. Enquanto a rocha se consolidava, o escape de voláteis permitiu a formação de de vesículas, que foram preenchidas por iddingsita em um estágio pneumatolítico.

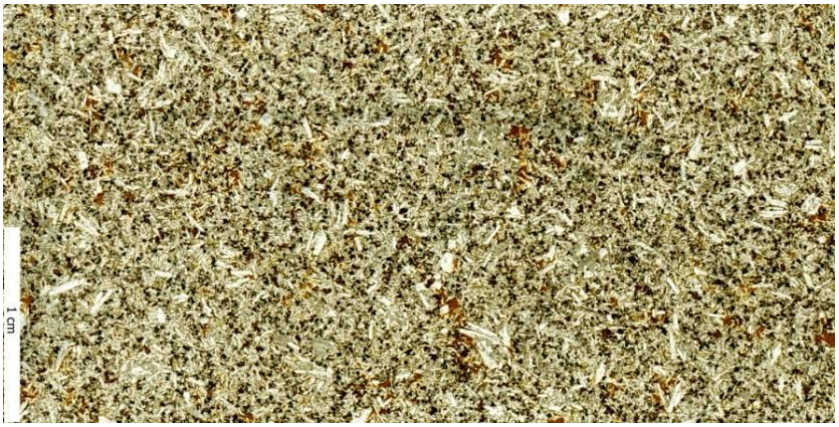


Figura 159. Textura fanerítica inequigranular porfirítica em mesóstase intergranular; sendo sua estrutura vesicular, e as vesículas preenchidas por celadonita, em imagem de petroscopia (EA-1642).

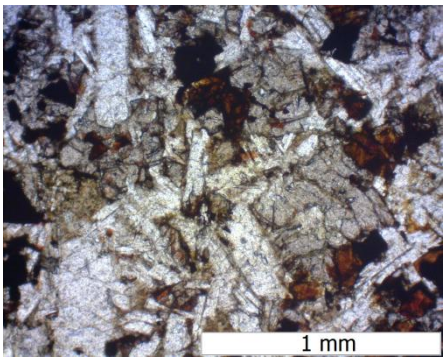


Figura 160. Detalhe para o fenocristal de augita em contato com fenocristais de plagioclásio. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1642).

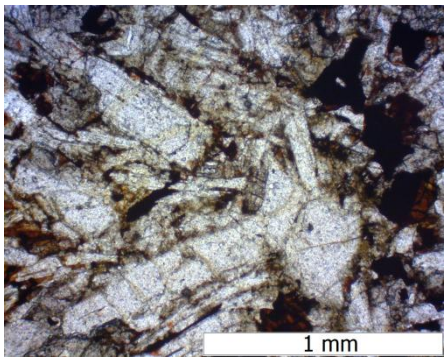


Figura 161. Fenocristais de plagioclásio fraturados. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1642).

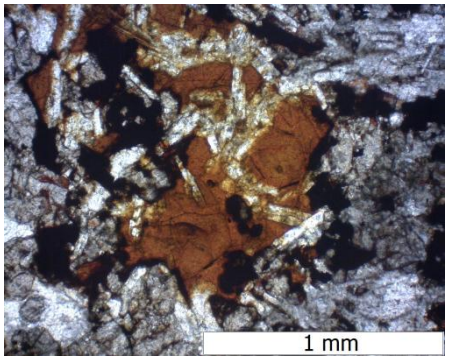


Figura 162. Iddingsita preenchendo uma vesícula irregular. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1642).

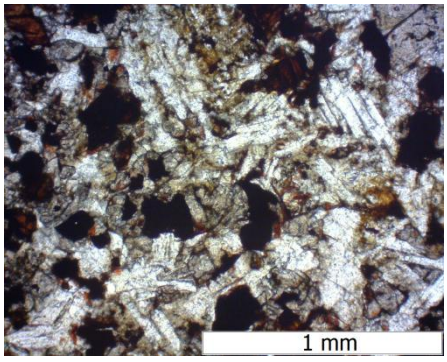


Figura 163. Minerais opacos anédricos disseminados. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1642).

7.5 Membro Foz do Areia

7.5.1 Área de distribuição e espessura aflorante

O Membro Foz do Areia aflora em área contínua, ao longo da borda oriental do Terceiro Planalto Paranaense, no polígono balizado a SE pela Serra da Esperança, a sul pelo rio Chopim e a oeste pela escarpa meridional do planalto de Guarapuava (Figura 164). A cota mínima de exposição, de 500 m, é registrada na margem do rio Iguaçu, à jusante da usina de Foz do Areia, enquanto a máxima localiza-se em vários picos da Serra da Esperança, com até 1.300 m de altitude. Desta forma, este membro tem uma espessura aflorante de 800 m, considerada máxima por não abstrair os efeitos da tectônica, em especial os basculamentos e rejeitos de falhas normais que afetam esta subunidade da Formação Candói.

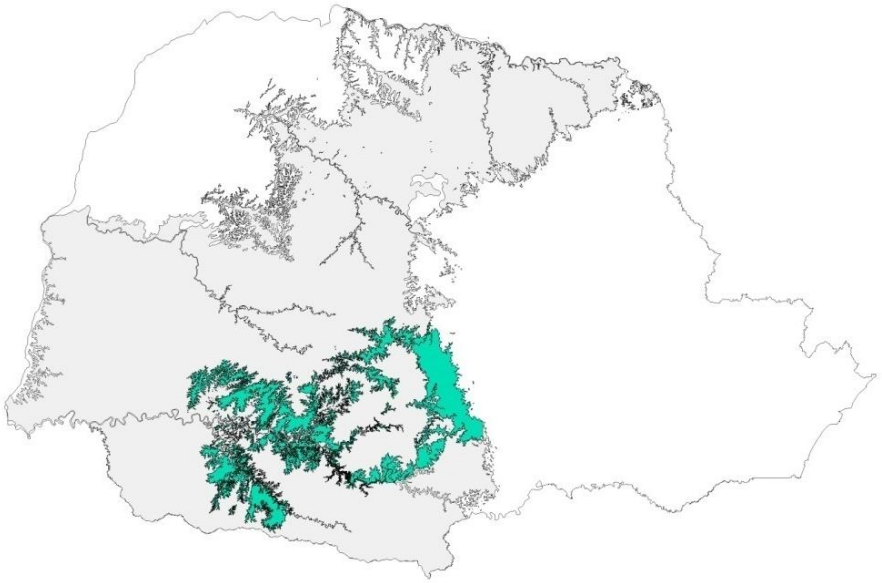


Figura 164. Localização do Membro Foz do Areia, Formação Candói.

7.5.2 Geomorfologia

De acordo com OKA-FIORI (2006), os basaltos do Membro Foz do Areia sustentam o relevo do Terceiro Planalto Paranaense em três domínios morfoesculturais, denominados planaltos de: (a) Foz do Areia/Ribeirão Claro,

cujas feições típicas são interflúvios alongados e aplainados, vertentes retilíneas e côncavas, vales em degraus, gradiente de 940 e declividades predominantes de 12-30%; (b) Pitanga/Ivaiporã, com interflúvios alongados, vertentes convexas, vales em V, gradiente de 980 m e declividades predominantes abaixo de 12%; (c) Clevelândia, com interflúvios aplainados, vertentes convexas e convexo-côncavas, vales em V, gradiente de 600 m e declividades abaixo de 6%.

Em fotografia aérea, estes derrames caracterizam-se por chapadas e mesetas de topo nivelado e escarpas profundamente dissecadas, com perfil horizontal festonado, balizados por vertentes plano-côncavas e subverticais. Morros testemunhos de perfil piramidal, com terraços bem desenvolvidos, ocorrem dispersos, principalmente na região entre Guaraniaçu e Marquinho. A drenagem apresenta padrão dendrítico ou em treliça, de baixa densidade e pobremente integrado. Esta unidade forma afloramentos em escarpas mais marcadas do que os derrames lobados, com derrames individuais mostrando espessuras de até 60-70 m e continuidade lateral de vários quilômetros a dezenas de quilômetros.

7.5.3 Relações de contato

O Membro Foz do Areia faz contato direto com o arenito Botucatu, no extremo leste da área de ocorrência do Grupo Serra Geral, no Paraná, e é recoberto pelos membros Três Pinheiros, Guarapuava e Palmas a oeste. As relações de contato com o Membro Ivaiporã são ambíguas, devido à escassez de afloramento e à alternância de posição no relevo, mas a passagem no sentido S-N ocorre na região de Turvo – Pitanga.

7.5.4 Associação faciológica

O Membro Foz do Areia é formado por uma sequência de derrames tabulares e espessos de basalto maciço, prontamente distinguidos no campo pela cor cinza-escuro a claro e pelo entablamento sigmoidal que ocupa o núcleo. A sequência vulcânica é virtualmente destituída de outras litologias, à exceção de níveis isolados de brecha hidrovulcanoclástica, que afloram ao nível do rio

Iguaçu, nas áreas das usinas Elejor, na foz do rio Jordão, e Ney Braga, antiga usina do Segredo.

A litologia dominante deste membro é um basalto maciço, de cor cinza, com textura mesoscópica afírica a fracamente porfirítica e granulação que varia de fanerítica grossa a afanítica, mais comumente média. A variedade afanítica é cinza-escuro, geralmente matizada de verde devido à cloritização pervasiva desta unidade, na região mapeada. A variedade fanerítica apresenta frequentemente cores de oxidação avermelhadas, com manchas verdes e pretas nas superfícies das juntas e fraturas, resultantes de películas de argilominerais (celadonita e clorita) e óxidos de Mn, respectivamente.

Na zona vesicular superior, que atinge 30-50 cm de espessura, localmente até 80 cm, as vesículas e amígdalas preenchidas por quartzo, zeólitas e calcita, recobertas por películas de celadonita, chegam a 30-40% do volume da rocha. Nos núcleos dos derrames, as vesículas esparsas são maiores, mais irregulares, mais frequentemente vazias e estiradas ao longo do fluxo, devido à coalescência de vesículas durante o processo de inflação, isto é, aprisionamento de fluidos de fluxos tardios sob crostas consolidadas de lava em resfriamento.

Lentes, bolsões, veios e *stockworks* de pegmatito básico ocorrem dentro de derrames tabulares, sendo um componente faciológico essencial do membro Foz do Areia.

Os pegmatitos formam camadas e lentes horizontais, com espessura de poucos centímetros até cerca de 70 cm, encaixados em basalto maciço, isto é, no núcleo de derrames tabulares. Os contatos entre os níveis de pegmatito e as encaixantes são geralmente nítidos na base e difusos no topo. Em alguns locais observam-se apófises ou veios subverticais, interconectando os corpos horizontais e formando em alguns casos verdadeiros *stockworks* (Figura 28, página 82, no Capítulo 3 - Arquitetura Faciológica).

A cor do pegmatito varia de negro-esverdeado a marrom-rosado, possivelmente por efeito de alteração pós-magmática ou intempérica, uma vez que as duas cores ocorrem associadas em um mesmo afloramento. A composição mineralógica essencial é formada por plagioclásio em cristais de até

1 cm, excepcionalmente até 4 cm, e piroxênio em prismas aciculares, negros a castanho-escuros, de brilho vítreo a metálico, com até 6 cm de comprimento, isolados ou em agregados com aspecto de "*cauda de andorinha*".

No interior dos níveis de pegmatito, observa-se com frequência gradação mineralógica granodecrescente. Na base, as ripas de piroxênio (diopsídio e augita) chegam a atingir 6 centímetros de comprimento e no topo, o grão é fino, e os minerais identificáveis apenas em lâmina delgada. A variedade negra contém núcleos sub-arredondados e agregados disformes de opala negra e a variedade rosada, vesículas preenchidas por argilominerais verdes (clorita e esmectita). Fina disseminação e pequenos filamentos de cobre nativo ocorrem no interior dos glóbulos de vidro ou opala.

7.5.5 Seção-tipo

A sequência de derrames tabulares do Membro Foz do Areia é bem caracterizada, na região de Guarapuava, ao longo da seção geológica de Foz do Areia – Faxinal do Céu, onde a qualidade da observação é assegurada por uma sucessão quase contínua de extensos afloramentos. Nesta seção, executada em escala de grande detalhe, uma sucessão contínua de derrames tabulares de basalto maciço ocupa 620 m de intervalo estratigráfico, sem a ocorrência observada de intercalações sedimentares e vulcanoclásticas. As feições de campo indicam sucessão de fluxos de lava sem hiatos erosivos notáveis, caracterizando a fase sin-rifte das províncias de basaltos continentais (MENZIES *et al*., 2002).

Pacotes de derrames tabulares com entablamento sigmoidal predominam, dentro da área de estudo, junto à borda oriental do Terceiro Planalto Paranaense, particularmente na região de Guarapuava (Figura 165). No perfil Foz do Areia – Faxinal do Céu, 17 derrames superpõem-se no intervalo de 610 a 1.165 m, em afloramento quase contínuo, com espessura média de 32,65 m. Como esta espessura média é elevada em relação à média mundial, de 20 m, é possível que vários contatos estejam encobertos ou soldados, impedindo uma divisão mais precisa da sequência.

Ao longo do perfil, não é observada a ocorrência de rochas sedimentares ou vulcanoclásticas, sendo raras e delgadas as zonas vesiculares de topo. As dimensões métricas da disjunção colunar e do entablamento dominantemente sigmoidal são compatíveis com a grande espessura dos derrames individuais.



Figura 165. Entablamento sigmoidal em derrame tabular do Membro Foz do Areia (SG-004, 464051E; 7195239N; 1.050 m).

A seção-tipo da sequência Foz do Areia é apresentada na forma de quadro esquemático, devido às características repetitivas dos derrames descritos (Quadro 5), descrita entre as estações EA-1275 (435863E, 7125870N, 1.165 m) e EA-1276 (433238E, 7123638N, 610 m), perfazendo o intervalo de 555 m.

Quadro 5. Seção-tipo do Membro Foz do Areia.

COTA	ESP.	DESCRIÇÃO
1.165		Contato riodacito / basalto.
1.165 1.125	40	Topo: encoberto. Núcleo: derrame tabular de basalto maciço, fanerítico e cinza-escuro, em afloramentos pobres devido ao relevo suavizado no topo do platô. Base: encoberta.
1.125 1.075	50	Topo: zona vesicular irregular, igual ao derrame inferior. Núcleo: basalto afanítico, cinza-esverdeado, com geodos de quartzo (2-5 cm), irregulares e muito dispersos. Base: encoberta.
1.075 1.045	30	Topo: zona vesicular irregular até 0,60 m. Núcleo: entablatura sigmoidal de 3-5 m de espaçamento em basalto maciço cinza-escuro sobre disjunção colunar hexagonal, planar, com 2-3 m de espaçamento e marcas de isotermas de 10-15 cm. Base: encoberta.
1.045 1.038	7	Topo: zona vesicular com até 5 m de espessura, amígdalas redondas (3-15 mm, 5%) de quartzo, calcita e celadonita, vesículas distribuídas irregularmente (30%) até 0,50 m abaixo do contato, geodos dispersos e achatados de quartzo (5 cm). Núcleo: basalto fanerítico, maciço e cinza-esverdeado. Base: basalto fanerítico, maciço e cinza-esverdeado.
1.038 1.030	8	Topo: basalto hipohialino em contato soldado com basalto fanerítico. Núcleo: basalto hipohialino com disjunção colunar fina (5-10 cm) e marcas de isotermas. Base: encoberta.
1.030 995	35	Zona encoberta.
995 950	45	Topo: contato soldado entre derrames de basalto maciço. Base do derrame superior menos fraturado do que o topo do derrame inferior. Núcleo: basalto maciço, fanerítico, cinza-escuro. Base: encoberta.
950 935	15	Topo: encoberto, exceto base da zona vesicular com geodos de quartzo estirados (2-5 cm). Núcleo: basalto maciço, fanerítico, cinza-escuro, disjunção colunar regular. Base: encoberta.
935 915	20	Topo: encoberto. Núcleo: basalto maciço, fanerítico fino, cinza-vermelho e esverdeado, com disjunção colunar irregular. Base: encoberta
915 895	20	Topo: zona vesicular de topo finamente brechada (1-2 cm) com amígdalas de quartzo e vidro (1-2 mm). Núcleo: Disjunção colunar curva e entablatura (3-4 m) e vesículas alongadas no fluxo. Base: encoberta.
895 787	108	Topo: zona vesicular irregular com amígdalas ovais de quartzo e celadonita (2-3 mm, 5%) sob basalto maciço. Núcleo: em basalto maciço afanítico cinza-escuro com disjunção colunar, planar (1-2 m) e curva na seção horizontal (2-3 m). Base: basalto maciço afanítico.
787 755	32	Topo: zona vesicular argilizada e brechada. Núcleo: basalto maciço com disjunção colunar curva (2-3 m). Base: encoberta, ao nível da barragem.

(continua)

COTA	ESP.	DESCRIÇÃO
755 745	10	Barragem de Foz do Areia. Topo: encoberto. Núcleo: basalto maciço e afanítico com disjunção colunar planar (1-2 m). Base: encoberto.
745 698	47	Topo: zona vesicular argilizada e brechada. Núcleo: basalto maciço e afanítico com disjunção tabular (espessura 2 m, espaçamento 3-5 cm) na base da zona vesicular de topo. Base: encoberto.
698 688	10	Topo: zona vesicular, brechada e profundamente argilizada. Núcleo: encoberto, blocos rolados de basalto maciço, fanerítico, cinza-esverdeado. Base: encoberto.
688 663	25	Topo: zona vesicular com amígdalas ovais e dispersas de quartzo (1-20 mm, 2%) em basalto afanítico. Núcleo: basalto maciço afanítico e cinza-escuro, com disjunção colunar (2-3 m). Base: encoberto.
663 635	28	Topo: encoberto. Núcleo: blocos rolados de basalto maciço, fanerítico, cinza-esverdeado. Base: encoberto, controlado pelo topo do derrame inferior.
635 629	6	Topo: zona vesicular de topo brechada, com fraturamento hidráulico e argilizada. Núcleo: basalto maciço com disjunção horizontal e vesículas dispersas na base da zona vesicular de topo. Base: encoberto.
629 612	7	Topo: zona vesicular com amígdalas de vidro esverdeado (2-5 mm). Núcleo: basalto maciço, fanerítico, cinza-escuro. Base: encoberto.
610		Nível do rio Iguaçu.

7.5.6 Petrografia

Dez amostras de basalto Foz do Areia foram estudadas em escala microscópica: EA-1091, EA-1293A, EA-1293B, EA-1300, EA-1301B, EA-1304, EA-1307, EA-1313, EA-1359 e EA-1713B. As mais representativas são descritas abaixo.

Em amostra de mão, o basalto EA-1091 apresenta cor castanho-claro com tons esverdeados, índice de cor mesocrático e granulação fina, com textura fanerítica equigranular e estrutura vesicular. A amostra é composta por 35% de piroxênio anédrico de 1 mm, 25% de clorita anédrica de 1 a 2 mm, 35% de plagioclásio anédrico a subédrico de 1 mm e 10% de magnetita submilimétrica. As vesículas encontram-se disseminadas na amostra, com formato irregular, variam de 1 a 2 mm e são parcialmente preenchidas por clorita ou celadonita.

Em lâmina (Figuras 166 a 170), a textura é fanerítica, porfirítica com mesóstase fina intergranular e estrutura vesicular. A composição mineralógica contém 40% de andesina, 25% de augita, 15% de celadonita, 10% de minerais opacos e 5% de iddingsita. A andesina ocorre em duas gerações. A andesina (I) exige cristais subédricos a euédricos, ripiformes, fraturados, com geminação bem desenvolvida, aspecto turvo e limites geralmente regulares. A andesina (II) aparece como cristais subédricos, ripiformes, fraturados, com bordas regulares, aspecto turvo e zoneamento incipiente. A augita forma cristais anédricos, límpidos, de limites regulares e fraturados. A celadonita de cor verde tem aspecto irregular, preenchendo vesículas. Os minerais opacos também aparecem em duas gerações distintas. Os opacos (I) são cristais subédricos esqueléticos, de bordas regulares. Os opacos (II) são cristais anédricos, de limites irregulares. A iddingsita ocorre na forma de material vermelho-acastanhado, sempre associado a minerais opacos, penetrando fraturas dos cristais vizinhos.

As relações intergranulares indicam que, durante o estágio magmático principal, na fase fenocristal, formou-se a andesina (I). Logo após na fase matriz houve a formação de andesina (II) e augita. No decorrer da cristalização da rocha, ocorreu o escape de materiais voláteis formando vesículas amebóides. No estágio pós-magmático, durante fases de alteração não-definidas, provavelmente o plagioclásio teve porções submetidas ao processo de argilização. Este processo pode estar associado ao preenchimento de vesículas, uma vez que este argilomineral encontra-se muitas vezes circundando as cavidades. As duas gerações de minerais opacos também se associam a este estágio, sendo os opacos (I) esqueléticos provavelmente magnetitas formadas em processo hidrotermal, ao qual se pode também associar a iddingsita encontrada ao redor dos opacos (I). A celadonita, que preenche as vesículas, pode estar correlacionada ao estágio pneumatolítico.

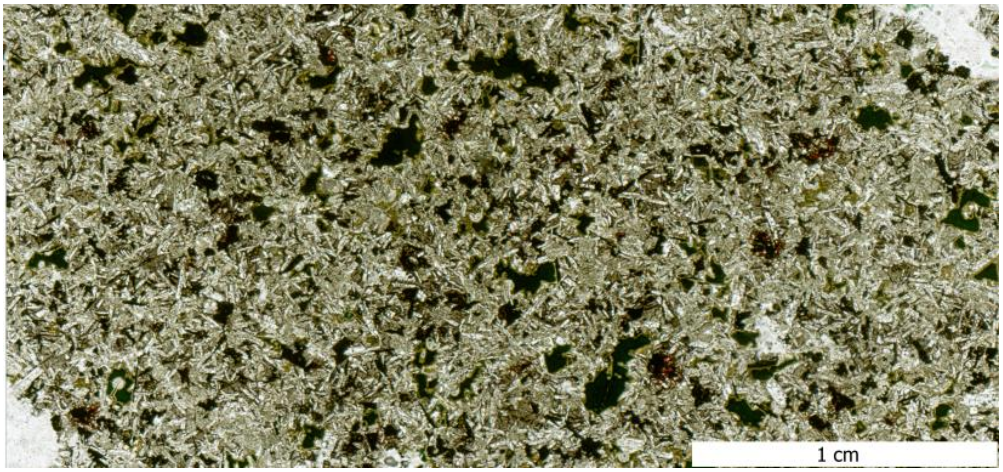


Figura 166. Textura fanerítica inequigranular porfirítica em mesóstase fina intergranular, em imagem de petroscopia (EA-1091).

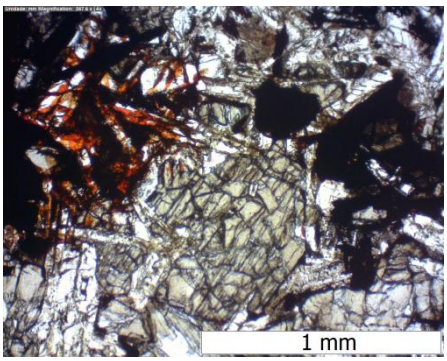


Figura 167. Detalhe para o fenocristal de augita. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1091).

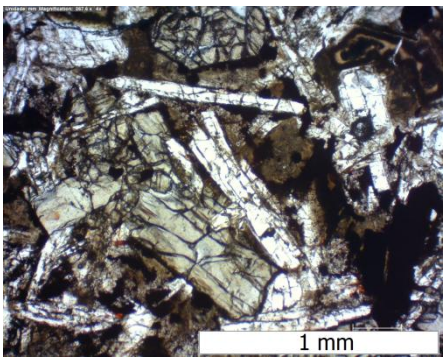


Figura 168. Fenocristais de plagioclásio disseminados. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1091).

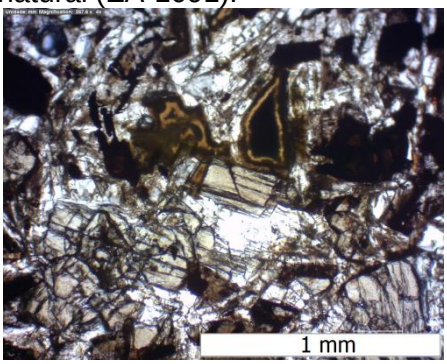


Figura 169. Textura intergranular. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1091).

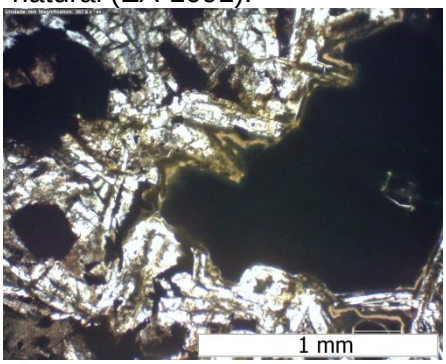


Figura 170. Preenchimento de vesículas por vidro e celadonita. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1091).

Na descrição mesoscópica, a amostra EA-1301B apresenta cor castanho-acinzentada; a granulação varia de média a grossa; o índice de cor é melanocrático; a estrutura é maciça; a textura é fanerítica inequigranular porfirítica zonada. É composta por 20% de cristais ramificados de piroxênio de 1

mm a 5 cm; 20% de plagioclásio subédrico a euédrico ripiforme com cerca de 4 mm; 10% de magnetita anédrica de 2 mm; 20% de clorita anédrica de 3 mm; 10% de feldspato zonado euédrico tabular de cerca de 4 mm; 20% de piroxênio anédrico de 2 a 3 mm.

Em lâmina delgada (Figuras 171 a 175), a textura é fanerítica inequigranular hipocristalina intergranular; a estrutura é maciça. A composição mineralógica contém: 45% de andesina, correspondendo a duas gerações distintas. A andesina (I) ocorre como cristais subédricos a euédricos ripiformes, de contato predominantemente regular, límpidos, geminação bem desenvolvida, eventualmente fraturados, com inclusão e intercrescimento com augita. A andesina (II) aparece como cristais anédricos a subédricos ripiforme e tabular, límpido, de contato predominantemente regular, com geminação pouco desenvolvida, fraturados, com zoneamento composicional, apresenta inclusão e intercrescimento com augita; 40% de augita, correspondendo a duas gerações distintas. A augita (I) aparece como cristais anédricos a subédricos ripiformes e ramificados, essencialmente límpidos, de contato regular, fraturados, parcialmente percolados por iddingsita e substituídos em porções por clorofeíta, apresenta inclusões de opacos, por vezes circundados por opacos. A augita (II) ocorre como cristais anédricos a subédricos vermiformes, essencialmente límpidos, fraturados, de contato regular, substituídos parcialmente por clorofeíta, encontram-se inclusos em cristais de andesina; 15% de opacos em duas gerações distintas. Os opacos (I) são anédricos associados a vidro vulcânico principalmente. Os opacos (II) são anédricos esqueléticos, ocasionalmente associados à iddingsita; 10% de vidro vulcânico, disseminado em porções turvas da amostra, associados com minerais opacos, varia de fibroradiado a irregular; traços de clorofeíta em substituição parcial ou total de cristais de augita; traços de iddingsita circundada por clorofeíta ou percolando fraturas e porções de cristais associadas a opacos (III).

As relações intergranulares indicam que, durante o estágio magmático principal, na fase fenocristal cristalizam-se as duas gerações de andesina e augita. A geração (I) de andesina parece ter tido condições mais favoráveis de cristalização do que a fase (II), dado seu hábito, desenvolvimento de geminação e contato, e talvez seja a mais antiga das duas. Concomitante a estas duas

gerações de plagioclásio, ocorre o intercrescimento (normalmente radial) com a augita (II). A augita (I) apresenta hábito ramificado, o que é um indicativo de cristalização rápida. Em um estágio pós-magmático, durante uma fase de alteração, formam-se os opacos (I) e (II), da clorofeíta e da iddingsita. Os opacos possivelmente estão associados a uma fase hidrotermal, dado o hábito esquelético da geração (II). A clorofeíta substitui parcialmente ou totalmente cristais de augita, o que a correlaciona com processos de alteração dos piroxênios cálcicos. E a iddingsita associa-se aos opacos, podendo ser produto de alteração formado concomitante a eles. O vidro vulcânico, e seus subprodutos de desvitrificação não classificados, são resultantes, possivelmente, da cristalização extremamente rápida de um líquido magmático residual. Todos os indicativos descritos inferem que a amostra é um pegmatito que se cristalizou muito rapidamente.

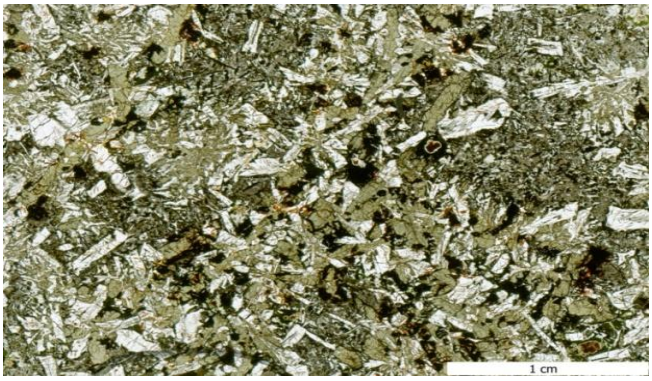


Figura 171. Textura fanerítica inequigranular porfirítica em mesóstase fina intergranular, imagem de petroscopia (EA-1301B).

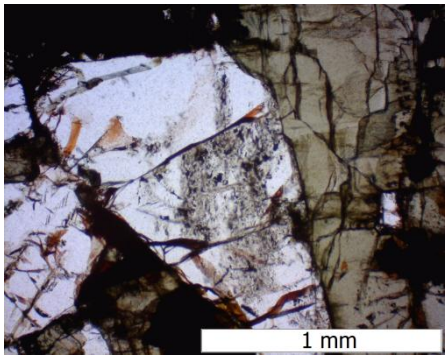


Figura 172. Detalhe para o fenocristal de augita e plagioclásio em contato regular e bem definido. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1301B).

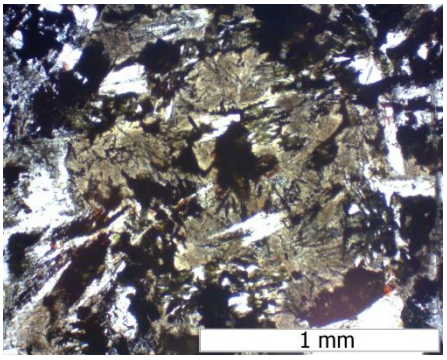


Figura 173. Vidro vulcânico turvo disseminado. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1301B).

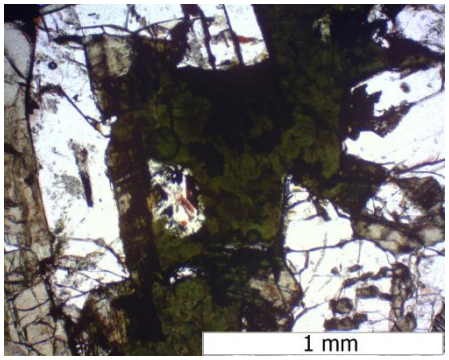


Figura 174. Porção de celadonita disseminada. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1301B).

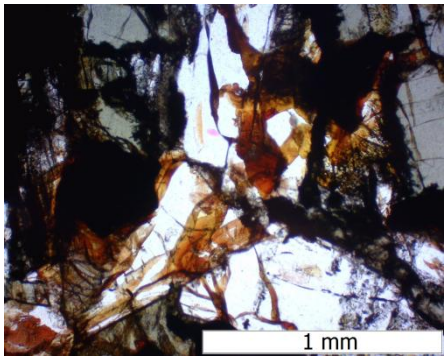


Figura 175. Iddingsita percolando de plagioclásio. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1301B).

A amostra de basalto EA-1313 apresenta, em escala mesoscópica, cor cinza-acastanhada; granulação é média; índice de cor melanocrático; estrutura maciça e a textura é fanerítica equigranular média intergranular. É composta por: 30% de piroxênio anédrico de 2 mm; 30% de clorita anédrica de 1 mm; 40% de plagioclásio subédrico a euédrico ripiforme de 1 mm .

Em lâmina delgada (Figura 176 a 179), a textura é fanerítica inequigranular intergranular; a estrutura é maciça. A composição mineralógica inclui: 45% de andesina, correspondendo a três gerações distintas. A andesina (I) ocorre como cristais subédricos a euédricos ripiformes, com geminação bem desenvolvida, aspecto límpido, o contato é geralmente regular, incipientemente fraturados. A andesina (II) aparece como cristais subédricos a euédricos ripiformes e tabulares, límpidos, de contato regular, apresentam zoneamento, suas geminações são pouco desenvolvidas. A andesina (III) apresenta-se como cristais anédricos, aspecto bastante turvo, geminação pobremente desenvolvida e contato irregular; 30% de augita, correspondendo a duas gerações. A augita (I) são cristais subédricos ripiformes, com contato predominantemente retilíneo, apresenta geminação simples, encontra-se fraturado e de aspecto turvo. A augita (II) tem hábito anédrico, contato predominantemente regular, encontram-se fraturados, alguns cristais têm aspecto turvo, podem apresentar fraturas preenchidas por um material amorfo acastanhado; 10% de opacos, variam de subédricos a euédricos hexagonais, triangulares e cúbicos, tem contato retilíneo; 10% de iddingsita ocorre disseminada, anédrica, de contato irregular, percolando

outros cristais; 5% de carbonato anédrico, com aspecto límpido e contato regular.

Durante o estágio magmático principal, na fase acessória há formação dos minerais opacos. Este enquadramento é evidenciado pelo hábito subédrico a euédrico, indicativo de uma provável origem primária, excluindo-os de produto de alteração. Na fase fenocristal, há formação de augita (I). Esta geração mineral apresenta geminação simples, denotando deformação da malha cristalina no momento de cristalização. Na fase matriz há formação de augita (II), carbonato e três gerações de andesina: a primeira é bem cristalizada e desenvolvida, a segunda é menos desenvolvida que a primeira e apresenta zoneamento composicional denotando substituição da sílica pela alumina e a entrada de Ca na estrutura cristalina. No estágio pós-magmático, durante fases de alteração não-definidas, há formação de iddingsita, que percola os cristais de outros minerais e não parece estar associada à alteração dos minerais opacos.

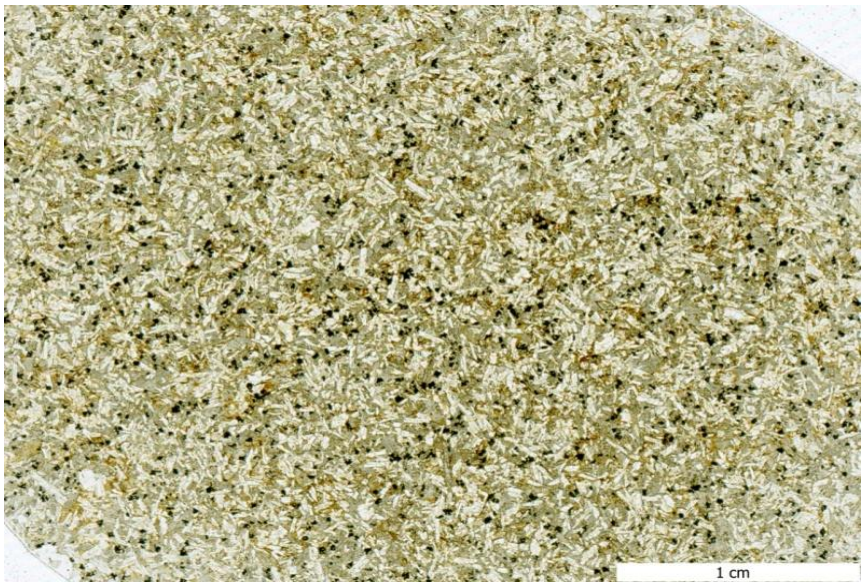


Figura 176. Textura fanerítica inequigranular porfirítica em mesóstase fina intergranular, em imagem de petroscopia (EA-1313).

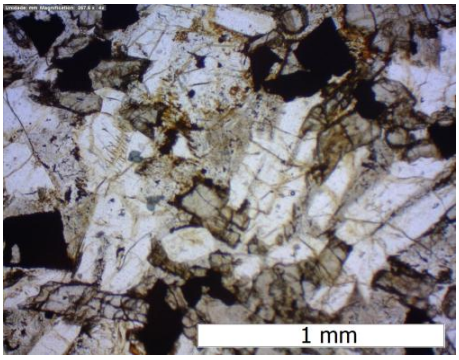


Figura 177. Detalhe para o fenocristal de plagioclásio fraturados. Foto.40x em luz natural (EA-1313).

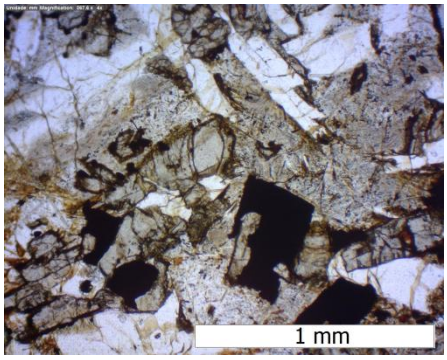


Figura 178. Matriz vítrea amorfa em meio aos cristais. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1313).

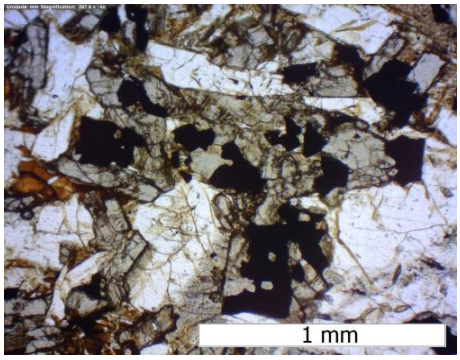


Figura 179. Minerais opacos esqueléticos disseminados. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1313).

7.6 Membro Três Pinheiros

7.6.1 Área de distribuição e espessura aflorante

O Membro Três Pinheiros distribui-se ao longo de uma faixa mais ou menos contínua, de direção geral N45^{o}E, que se abre da região de Turvo para Saudades do Iguaçu e Chopinzinho, com extensões para Clevelândia, a sul, e Salto do Lontra, a oeste. Na região de Chopinzinho, derrames de basalto hipohialino com entablamento em leque e em bloco circundam em estreita faixa, devido à pequena espessura, a área de ocorrência do Membro Chopinzinho, estendendo-se para SE até as imediações da localidade de Palmas. A sua espessura aflorante é estimada em 40 m, na área de exposição contínua, e de 20 m na área de Chopinzinho (Figura 180).

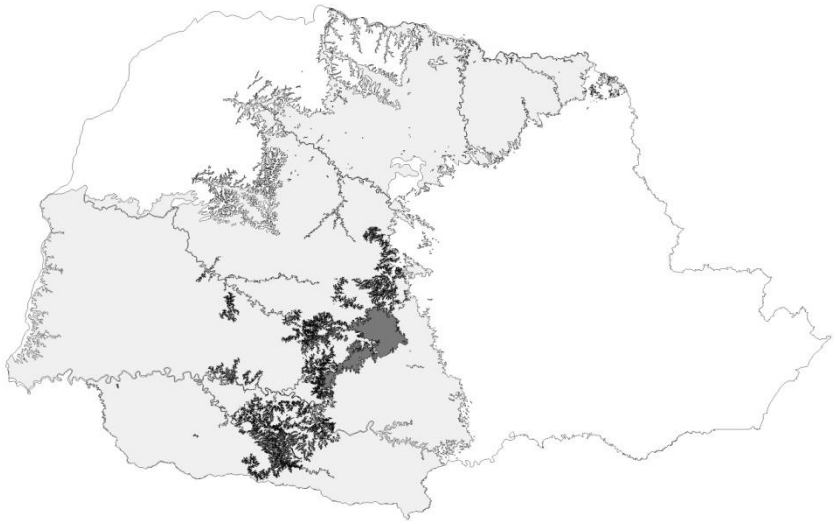


Figura 180. Localização do Membro Três Pinheiros, Formação Candói.

7.6.2 Geomorfologia

O Membro Três Pinheiros desenvolve no relevo dois domínios morfoesculturais, denominados por OKA-FIORI (2006) planaltos de: (a) Alto e Médio Piquiri, com interflúvios alongados e isolados, vertentes convexas e convexo-côncavas, vales em U aberto, gradiente de 940 m e declividades de 12-30%; (b) Foz do Areia/Ribeirão Claro, com interflúvios alongados, vertentes retilíneas e côncavas, vales em degraus, gradiente de 720 m e declividade de 12-30%. Dentro destes domínios, os derrames de basalto hipohialino controlam

mais especificamente os topos aplainados do relevo, chegando a formar mesetas isoladas com escarpas de pequena envergadura, devido à pequena espessura desta unidade.

7.6.3 Relações de contato

O Membro Três Pinheiros recobre diretamente a sequência de derrames lobados do Membro Cantagalo, a oeste, e os derrames tabulares do Membro Foz do Areia, a leste e ao longo do vale do rio Jordão, sendo recoberto parcialmente pelos derrames de riodacito do Membro Guarapuava. Na área de Pitanga até Jardim Alegre, derrames de basalto hipohialino com as feições típicas da unidade Três Pinheiros ocorrem isolados sobre basaltos Ivaiporã. Na região de Chopinzinho, derrames de basalto hipohialino com entablamento em leque e em bloco estão intercalados aos membros Foz do Areia e Chopinzinho.

7.6.4 Associação faciológica

O Membro Três Pinheiros contém duas litologias: derrames tabulares e delgados de basalto hipohialino, nos quais são notáveis os entablamentos em leque e em bloco, e derrames tabulares e espessos de basalto fanerítico, com disjunção colunar regular. Os primeiros tanto constituem a cobertura dos últimos, quanto ocorrem isolados, assumindo localmente feições de derrames lobados, como se observa ao longo da rodovia BR-277 (EA-1161, 371926E, 7211907N, 879 m, Figura 181) e na pedreira da fazenda Santa Rita (EA-1073, 432986, 7188336, 983 m; Figura 182).



Figura 181. Lobos de basalto hipohialino com entablamento em leque (EA-1161; 371926E; 7211907N; 879 m).



Figura 182. Lobos de basalto hipohialino com entablamento em leque (EA-1073, 432986, 7188336, 983 m).

Em afloramento, o basalto hipohialino é reconhecido pela textura afanítica a finamente fanerítica, maciça a esparsamente vesicular, sem preenchimentos,

coloração cinza-escuro e brilho resinoso. As superfícies de fratura são subconchoidais, indicativas do alto conteúdo de mesóstase vítrea (EA-1346, 418203, 7202621, 912 m; Figura 183).



Figura 183. Marcas de isotermas com fraturamento subconchoidal em basalto hipohialino Três Pinheiros (EA-1346, 418203, 7202621, 912 m).

O processo de formação deste estilo de entablamento foi interpretado por SELF (2008, com. pessoal), em visita a afloramentos do Membro Três Pinheiros, como sendo inflação de derrame, com desenvolvimento de megatúneis, isto é, túneis de lava de dimensões decamétricas. Os megatúneis representam a fase inicial de formação do processo de inflação, substituído em fases mais avançadas por túneis de menores dimensões (SELF, 2008). Este estilo de entablamento também se desenvolve em lobos delgados superpostos, de modo que os superjacentes são deformados pelas irregularidades do topo dos lobos subjacentes. As duas situações podem ocorrer na região de Guarapuava. Esta interpretação é reforçada por diferenças de composição química constatadas na associação do basalto afanítico com entablamento em leque com o basalto fanerítico com disjunção colunar (LOPES, 2008). Segundo esta autora, o basalto

fanerítico com disjunção colunar (por ela denominado Subunidade Maciça) apresentam teores mais baixos de MgO, Al_2O_3, CaO, Fe_2O_3 e TiO_2 e teores maiores de SiO_2, Na_2O e K_2O quando comparados com as rochas da Subunidade Lobada (correspondente aos derrames de basalto hipohialino com entablamento em leque). Desta forma, o basalto fanerítico caracteriza-se como mais evoluído geoquimicamente do que o hipohialino.

7.6.5 Seção-tipo

A seção-tipo do Membro Três Pinheiros é descrita a partir da cidade de Candói, ao longo da rodovia BR-373, até o trevo da rodovia BR-277, na localidade de Três Pinheiros, e a ponte sobre o rio Coitinho, em direção à cidade de Guarapuava. Com a menor cota registrada a 651 m e o ponto mais elevado a 983 m, a seção-tipo abrange o intervalo estratigráfico de 332 m.

No entanto, as observações de campo não confirmam tal espessura para esta subunidade da Formação Candói, mas sugerem a influência de rejeitos de blocos tectônicos, paralelos ao lineamento do Piquiri, de direção N60^{o}W, que passa poucos quilômetros a N da seção geológica. O escalonamento de blocos é inferido como tendo produzido blocos elevados a NE e rebaixados a SW. Basculamentos não são interpretados nesta área, porque a atitude medida nos contatos de derrames é dominantemente horizontal.

A seção-tipo se inicia na estação EA-1089 (373597E, 7149186N, 651 m), imediatamente a sul do trevo de acesso à cidade de Candói, onde basalto hipohialino, negro, de brilho resinoso e fracamente vesicular recobre basalto fanerítico fino, vesicular, com película de celadonita revestindo as vesículas. O basalto hipohialino não apresenta indícios de alteração hidrotermal, o que é constante nos derrames do Membro Três Pinheiros (EA-1090, 372378E, 7146148N, 667 m). A frente de lavra da pedreira Candói expõe a mesma relação de contato, onde o basalto fanerítico tem textura média, estrutura maciça sem zona vesicular aflorante e disjunção colunar com até 3 m de espaçamento, associada a entablamento sigmoidal. A cobertura de basalto hipohialino contém entablamento em bloco, sem as colunas centimétricas predominantes nos

afloramentos desta subunidade (EA-1084, 383497E, 7157789N, 782 m; Figura 184).



Figura 184. Entablamento em bloco em basalto hipohialino, no topo de derrame de basalto fanerítico com entablamento sigmoidal (EA-1084, 383497E, 7157789N, 782 m)

Dois cortes da rodovia BR-373, a norte de Candói, repetem exposições de basalto hipohialino, maciço, negro, com brilho resinoso e entablamento em leque com prismas colunares de 10-15 cm de espessura. As superfícies dos prismas de disjunção contêm fraturamento subconchoidal gerado pelo avanço das isotermas, também típica dos derrames Três Pinheiros (EA-1081, 387097E, 7160066N, 856 m; EA-1082, 384028E, 7158115N, 810 m).

Na frente de lavra da pedreira Sulbrita, repete-se a situação da pedreira Candói, com três lobos tabulares de basalto hipohialino, afanítico, negro, com entablamento em leque, que recobrem derrame de basalto maciço, cinza-escuro, fanerítico médio a fino, com entablamento sigmoidal e sem indícios de alteração hidrotermal (EA-1080, 397248E, 7174249N, 925 m; Figura 185).



Figura 185. Entablamento em leque em três lobos tabulares de basalto hipohialino do Membro Três Pinheiros (EA-1080, 397248E, 7174249N, 925 m).

A partir do trevo da BR-373, em direção a Guarapuava, três cortes rasos da rodovia BR-277 permitem observar basalto hipohialino, maciço a fracamente vesicular, com entablamento em leque e localmente em bloco, sem feições que permitam individualizar lobos ou reconhecer contatos entre eles (EA-1078, 408210E, 7185128N, 941 m; EA-1077, 411516E, 7185477N, 950 m; EA-1075, 416273E, 7186146N, 966 m).

A seção-tipo completa-se na pedreira desativada da fazenda Santa Rita, a oeste da ponte sobre o rio Coitinho (EA-1073, 432986E, 7188336N, 983 m; Figura 182, página 229). Trata-se da exposição mais característica do Membro Três Pinheiros, onde vários lobos ondulados e lenticulares de basalto hipohialino, com espessura aflorante composta de até 20 m e individual de 2-8 m, expõem entablamento em leque notavelmente desenvolvido. O basalto é afanítico, fracamente vesicular, com vesículas esparsas de 1-3 mm de diâmetro, ovais e sem qualquer tipo de preenchimento mineral. O brilho é tipicamente resinoso e a combinação de marcas de bisel com a disjunção colunar de 10-15

cm assume o aspecto briquetado, ou em bloco, de outros afloramentos. O entablamento mantém continuidade física através dos contatos entre os lobos, indicando resfriamento solidário, isto é, afetando os lobos lenticulares como uma unidade vulcânica coesa. Na base da frente de lavra, aflora basalto fanerítico fino, maciço, com disjunção colunar hexagonal excepcionalmente regular, em relação de contato que se confirma em vários outros afloramentos da região (EA-1139, 390314E, 7189631N, 715 m; EA-1317, 447760E, 7209790N, 1.1221 m; EA-1604, 352507E, 7117860N, 763 m; EA-232, 433333E, 7301772N, 760 m).

7.6.6 Petrografia

Doze amostras de basalto do Membro Três Pinheiros: EA-1073, EA-1080, EA-1084, EA-1102, EA-1164A, EA-1164B, EA-1290B, EA-1331, EA-1345, EA-1346, EA-1348 e EA-1378. As mais representativas são descritas abaixo.

Em amostra de mão, o basalto EA-1073 tem cor cinza-esverdeado escuro, índice de cor melanocrático, textura fanerítica, equigranular, muito fina, e estrutura vesicular. É composta, provavelmente, por piroxênio e plagioclásio criptocristalinos. As vesículas estão disseminadas na amostra, com cerca de 1 mm de diâmetro maior e formato arredondado. Algumas superfícies de fratura encontram-se revestidas por uma película de material verde e fino, possivelmente celadonita.

Em lâmina delgada (Figuras 186 a 189), a textura é fanerítica, porfirítica e intergranular com mesóstase vítrea, sendo a estrutura vesicular. A composição mineralógica compreende 35% de oligoclásio, 30% de mesóstase vítrea, 20% de augita e 15% de clorita. O oligoclásio ocorre em duas gerações. O oligoclásio (I) forma cristais subédricos a euédricos, ripiformes, de aspecto límpido, ocasionalmente fraturados, com limites regulares e geminação pouco desenvolvida. O oligoclásio (II) aparece como cristais subédricos a euédricos, ripiformes, de bordas regulares, predominantemente límpidos e geminação pouco desenvolvida. A mesóstase vítrea ocorre como material intersticial, preto-acastanhado, amorfo e inerte à luz polarizada, com poucas evidências de desvitrificação. A augita também corresponde a duas gerações distintas. A augita (I) aparece em cristais anédricos, com limites predominantemente

irregulares, fraturados e de aspecto turvo. A augita (II) forma cristais anédricos, de bordas predominantemente irregulares e aspecto turvo. A clorita ocorre como cristais anédricos, de aspecto predominantemente límpido, contatos irregulares, disseminada ou preenchendo vesículas.

As relações intergranulares permitem interpretar a sequência de cristalização, como segue. Durante o estágio magmático principal, na fase fenocristal formaram-se o oligoclásio (I) e a augita (I). Na fase matriz ocorreu a formação de oligoclásio (II) e da augita (II). A mesóstase vítrea é proveniente de um rápido resfriamento do restante do líquido em estágio magmático. Em um estágio pós-magmático, durante uma fase de alteração, houve a ocorrência de clorita. Durante a consolidação da rocha, houve o escape de voláteis, ocorrendo a formação de vesículas de tamanho diminuto, formato anédrico e limites irregulares, posteriormente preenchidas por clorita.

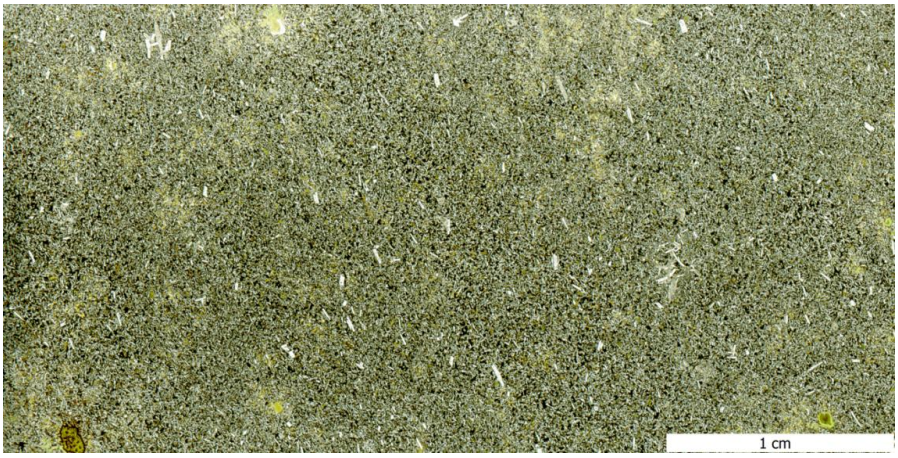


Figura 186. Textura fanerítica inequigranular porfirítica em matriz intergranular, imagem de petroscopia (EA-1073).

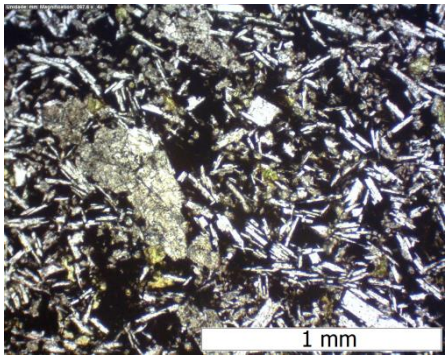


Figura 187. Detalhe para o fenocristal de augita. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1073).

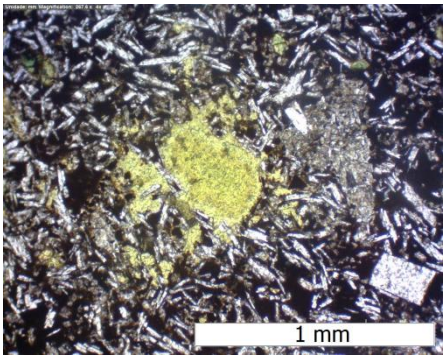


Figura 188. Vesícula irregular preenchida por clorita. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1073).

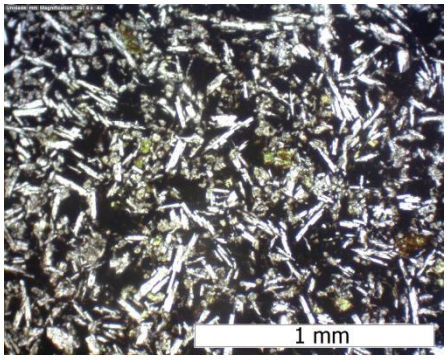


Figura 189. Visão geral da textura intergranular em matriz vítrea afanítica. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1073)

Na escala mesoscópica, a amostra EA-1102 apresenta cor cinza-escuro, índice de cor melanocrático, textura afanítica e estrutura vesicular e amigdalóide. Ela é composta, provavelmente, por piroxênio e plagioclásio criptocristalinos. As vesículas são disseminadas na amostra, variam de 1 mm a 4 mm e têm formato arredondado. As amígdalas têm cerca de 4 mm, são arredondadas e preenchidas por vidro vulcânico. Apresentam superfícies de fratura cobertas por um material fino de cor verde, possivelmente clorita.

Em lâmina microscópica (Figuras 190 a 193), a textura é fanerítica, porfirítica e intergranular com mesóstase hipohialina. A estrutura é vesicular. A composição mineralógica contém 35% de mesóstase vítrea, 25% de andesina, 20% de clorita, 20% de augita e traços de minerais opacos. A mesóstase vítrea é amorfa, inerte à luz polarizada, de limites irregulares. A andesina aparece em duas gerações. A andesina (I) ocorre como cristais subédricos a euédricos, ripiformes e tabulares, de aspecto predominantemente límpido, com bordas regulares, geminação pouco desenvolvida e zoneamento composicional. A andesina (II) aparece como cristais subédricos a euédricos, ripiformes, predominantemente límpidos, com limites regulares e geminação pobremente desenvolvida. A clorita forma cristais anédricos, turvos, de contatos pouco regulares. A augita corresponde a duas gerações distintas. A augita (I) forma cristais anédricos, de limites predominantemente regulares, turvos e fraturados. A augita (II) é anédrica, de contato bem definido, predominantemente límpida e

fraturada. Os minerais opacos são cristais anédricos, turvos, de contatos irregulares, circundados e interpenetrados por óxidos secundários de Fe.

Quanto à sequência de cristalização, é interpretado que, durante o estágio magmático principal, na fase fenocristal formaram-se a andesina (I) e a augita (I). Na fase matriz ocorreu a formação de andesina (II) e augita (II). A mesóstase vítrea foi proveniente de um rápido resfriamento do restante do líquido magmático. Em um estágio pós-magmático, durante uma fase de alteração, houve a formação de clorita e de óxidos de Fe. Enquanto a rocha se consolidava, houve escape de voláteis e a formação de vesículas de pequena dimensão, formato anédrico e preenchidas por clorita. A clorita é, provavelmente, produto de um processo hidrotermal sobre a augita.

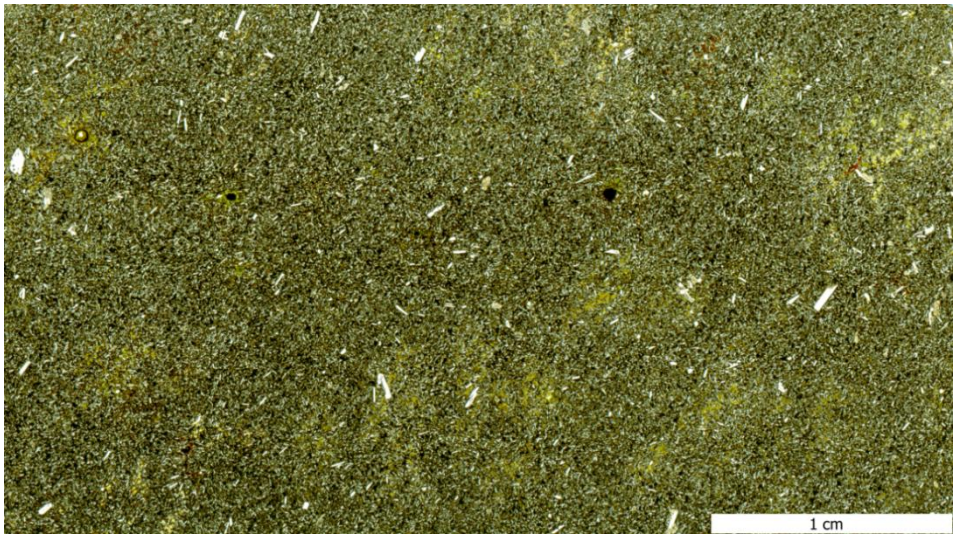


Figura 190. Textura fanerítica inequigranular porfirítica intergranular em mesóstase hipohialina, imagem de petroscopia (EA-1102).

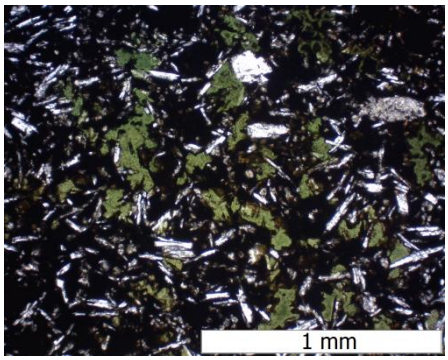


Figura 191. Vesículas irregulares disseminadas preenchidas por clorita. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1102).

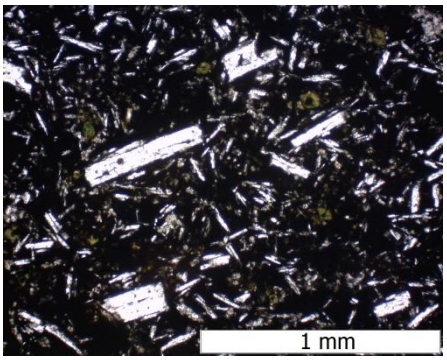


Figura 192. Detalhe para os fenocristais de plagioclásio. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1102).

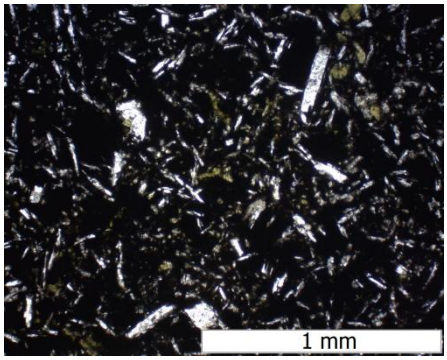


Figura 193. Visão geral da textura intergranular em matriz vítrea afanítica. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1102).

Em lâmina delgada a amostra EA-1164A (Figuras 194 a 197) apresenta textura fanerítica, porfirítica, com matriz vítrea. A estrutura é vesicular, tendo as vesículas formato irregular, disseminadas e preenchidas por clorita. A composição mineralógica contém 40% de andesina, 30% de mesóstase vítrea, 20% de augita, 10% de clorita. A andesina ocorre em duas gerações distintas. A andesina (I) tem hábito euédrico, ripiforme, límpida, fraturada, de limites regulares, com geminação regularmente desenvolvida. A andesina (II) tem hábito subédrico a euédrico, ripiforme, limites predominantemente regular, aspecto límpido e geminação pobremente desenvolvida. A mesóstase vítrea é amorfa, turva, de contatos pouco definidos e sem evidências de desvitrificação. A augita corresponde a duas gerações distintas. A augita (I) tem hábito anédrico, aspecto límpido, ocasionalmente fraturado, contatos regulares e eventualmente apresenta geminação em ampulheta. A augita (II) tem hábito anédrico, é límpida, fraturada e tem contatos predominantemente irregulares. A clorita é anédrica, amorfa, turva, ocorre disseminada ou preenchendo cavidades.

Durante o estágio magmático principal, na fase fenocristal formaram-se a andesina (I) e a augita (I). Na fase microfenocristal, formaram-se a andesina (II) e a augita (II). Na fase matriz, com uma possível diminuição brusca da temperatura, formou-se a mesóstase vítrea. Enquanto a rocha consolidava-se, houve o escape de voláteis formando vesículas, as quais em um estágio pneumatolítico foram preenchidas por clorita.

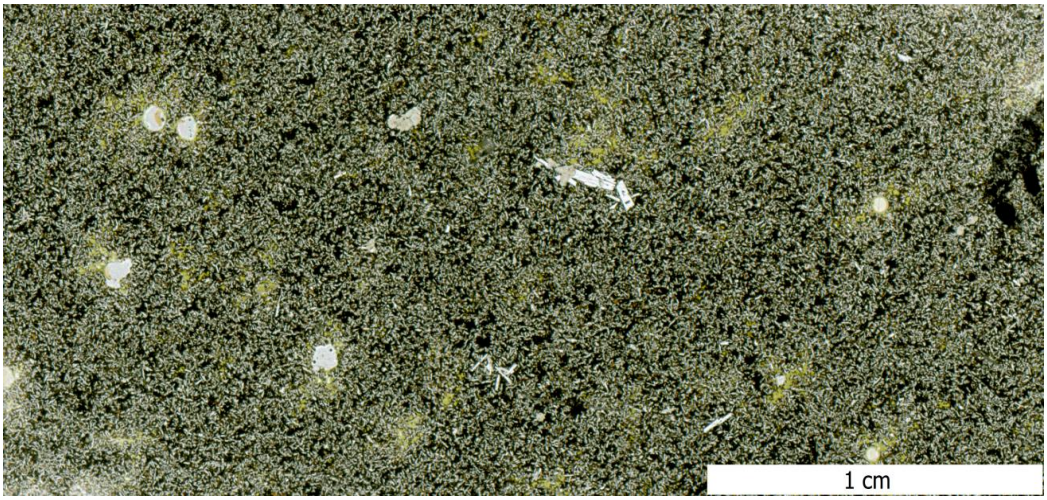


Figura 194. Textura fanerítica inequigranular porfirítica em matriz vítrea, em imagem de petroscopia (EA-1164A).

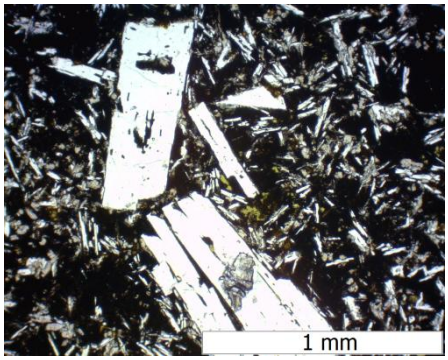


Figura 195. Detalhe para os fenocristais de plagioclásio. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1164A).

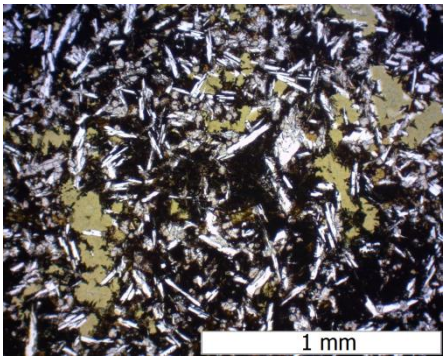


Figura 196. Vesículas irregulares preenchidas por clorita. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1164A).

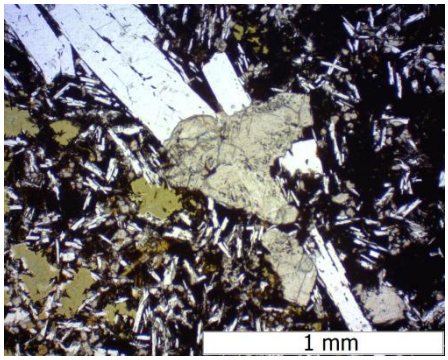


Figura 197. Contato dos fenocristais de plagioclásio e augita em meio a matiz vítrea. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1164A).

Na escala mesoscópica, a amostra de basalto EA-1331 apresenta cor cinza-escuro, índice de cor melanocrático, textura fanerítica equigranular fina e estrutura amigdalóide. É composta por 50% de piroxênio anédrico de 1 mm, 20% de clorita anédrica de 1 mm e 30% de plagioclásio anédrico a subédrico ripiforme de 1 mm. As amígdalas são pouco densas na amostra, variam de 1 mm a 10 mm, têm formato arredondado e são preenchidas por quartzo.

Em lâmina delgada (Figuras 198 a 201), a textura é fanerítica, porfirítica com mesóstase intergranular e estrutura maciça. A composição mineralógica inclui 40% de andesina, 30% de minerais opacos, 20% de augita e 10% de clorita. A andesina ocorre em duas gerações distintas. A andesina (I) forma cristais subédricos a euédricos, ripiformes e tabulares, de aspecto límpido e limites regulares, com geminação pouco desenvolvida e zoneamento composicional frequente. Apresenta inclusão de opacos e augita. A andesina (II) aparece como cristais anédricos a subédricos, ripiformes, aspecto límpido, bordas regulares e geminação regularmente desenvolvida. Os minerais opacos também aparecem em duas gerações distintas. Os opacos (I) formam inclusões anédricas dentro de cristais de andesina, normalmente ao longo de planos de clivagem e em cristais de augita. Os opacos (II) são porções anédricas e irregulares em meio a outros cristais, com limites pouco definidos. A augita corresponde a três gerações. A augita (I) forma cristais anédricos, predominantemente límpidos, de contato regular, englobados por cristais de andesina. A augita (II) aparece em cristais anédricos, de contato regular, aspecto predominantemente límpido, com inclusão de opacos. A augita (III) forma cristais anédricos, de contato regular e aspecto límpido. A clorita ocorre como material verde, de aspecto irregular, amorfo, que preenche ou envolve vesículas.

A sequência de cristalização é interpretada a partir das relações intergranulares. No estágio magmático principal, durante a fase acessória, provavelmente se formaram os opacos (I). Na fase inclusão formou-se a augita (I) que foi englobada pela andesina (I), na fase fenocristal. Também durante a fase fenocristal, formou-se a augita (II). Na fase matriz formaram-se a andesina (II) e a augita (III). Em um estágio pós-magmático, durante a fase de alteração, provavelmente formaram-se os minerais opacos (II) e a clorita. Durante a consolidação da rocha, o escape de voláteis permitiu a formação de vesículas,

as quais foram preenchidas ou circundadas pela clorita em um provável estágio pneumatolítico.

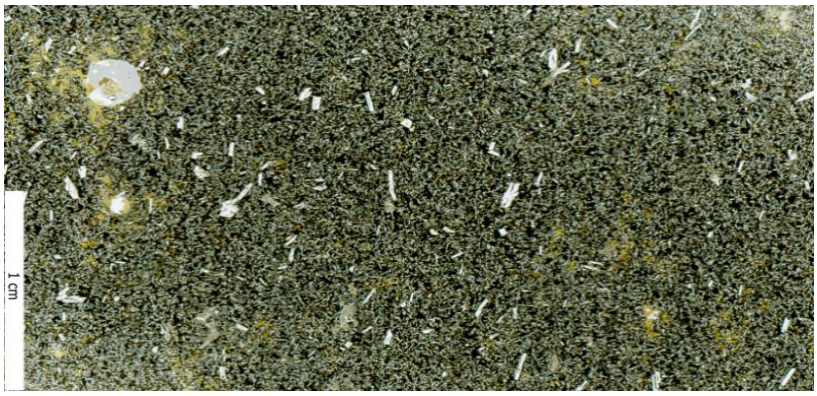


Figura 198. Textura fanerítica inequigranular porfirítica em matriz intergranular, imagem de petroscopia (EA-1331).

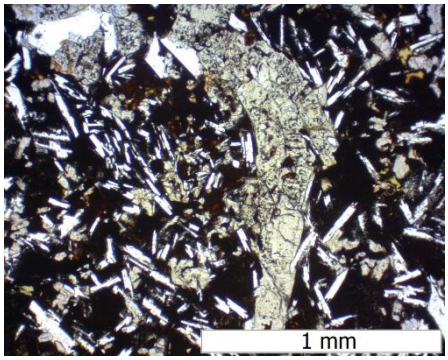


Figura 199. Detalhe para o fenocristal de augita em meio à matriz vítrea. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1331).

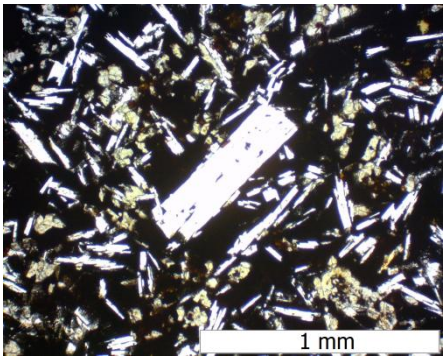


Figura 200. Detalhe para o fenocristal euédrico ripiforme de plagioclásio em meio à matriz vítrea. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1331).

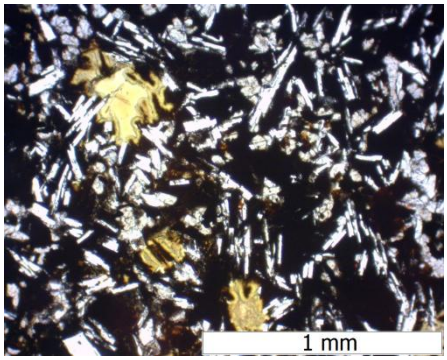


Figura 201. Vesículas irregulares disseminadas preenchidas por clorita. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1331).

CAPÍTULO 8 – FORMAÇÃO COVÓ

8.1 Introdução

O topo da sequência vulcano-sedimentar Serra Geral, no território paranaense, é composto por extensa cobertura de rochas ácidas e intermediárias, principalmente riodacito porfirítico, andesito, traquidacito, dacito, riolito e vitrófiro. Esta associação litológica, com uma estratigrafia interna peculiar e respectivas estruturas de fluxo, é caracterizada por vários autores (ROISENBERG, 1989; WHITTINGHAM, 1989; UMANN *et al*., 2001; SIVIERO *et al*., 2005; BRYAN *et al*., 2010) como um depósito de ignimbrito reomórfico, enquanto outros a interpretam como conjuntos de derrames de lava ácida (NARDY,1995; NARDY *et al*., 1995; SARTORI *et al*., 1975; AYALA & MOREIRA, 1982).

Tradicionalmente divididas em duas fácies, com base na caracterização geoquímica de PEATE *et al.* (1992) - Chapecó (posteriormente subdividida em Guarapuava e Ourinhos) e Palmas, de alto e baixo TiO_2, respectivamente - estas unidades são aqui redefinidas como membros da Formação Covó. Esta formação é composta, portanto, pela interdigitação dos membros Guarapuava e Palmas. A área de exposição mais representativa da formação situa-se na localidade de Covó, entre as cidades de Palmas e Mangueirinha (mapa de localização na Figura 202). A interdigitação foi observada apenas dentro da área de ocorrência do Membro Palmas, não tendo sido confirmada na área de afloramento do Membro Guarapuava.

NARDY *et al.* (1995) propuseram formalmente as designações de membros Chapecó e Palmas, respectivamente, para as duas sequências de rochas ácidas descritas neste capítulo. Embora na forma de resumo, é possível reconhecer com suficiente clareza as subunidades da ora proposta Formação Covó. O Membro Palmas foi caracterizado na mesma região utilizada como seção-tipo deste relatório, de modo que se mantém a designação daqueles autores. Entretanto, o Membro Chapecó aflora aproximadamente 200 km a SW da sequência equivalente, sem continuidade física que justifique a extrapolação

do nome para o território paranaense. Por este motivo, propõe-se neste relatório designar Membro Guarapuava para a associação de riodacito e outras litologias ácidas e intermediárias que sustenta o planalto homônimo, com base nas características faciológicas descritas a seguir.

8.2 Membro Guarapuava

8.2.1 Área de distribuição e espessura aflorante

No planalto de Guarapuava, esta subunidade estende-se por um intervalo de 470 m, entre as cotas aproximadas 860 m e 1.330 m. Esta espessura aparente é considerada máxima, ao longo da seção geológica, devido ao efeito do mergulho dos estratos vulcânicos de 2-3^{o} para SW, resultante do basculamento associado ao desenvolvimento do Arco de Ponta Grossa. A se considerar a espessura medida localmente, em vários perfis estratigráficos distribuídos ao longo dos limites da sua área de exposição, a espessura real do Membro Guarapuava varia entre 60 e 90 m.

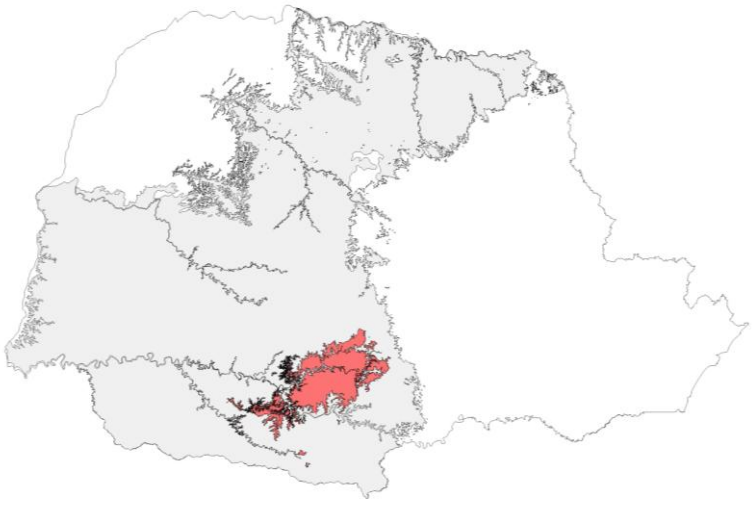


Figura 202. Localização do Membro Guarapuava, Formação Covó.

8.2.2 Geomorfologia

O Membro Guarapuava sustenta o relevo do Terceiro Planalto Paranaense no domínio morfoescultural denominado por OKA-FIORI (2006) planalto de Palmas/Guarapuava, onde predominam interflúvios aplainados,

vertentes retilíneas e convexas, vales em U, gradiente de 840 m (520 a 1.360 m) e declividades menores do que 6%. Este planalto está recortado, no sentido SW-NE, pelo denominado planalto de Foz do Areia, que se encontra esculpido em basaltos sotopostos à cobertura ignimbrítica, com interflúvios alongados, vertentes em degraus, gradiente de 940 m (400 a 1.340 m) e declividades de 12-30%.

8.2.3 Relações de contato

O Membro Guarapuava constitui uma das unidades vulcânicas mais recentes do Grupo Serra Geral, dentro do território paranaense, recobrindo diretamente os derrames tabulares do Membro Foz do Areia, a leste, e os derrames tabulares de basalto hipohialino do Membro Três Pinheiros, a oeste. Além disso, apresenta interdigitação com os riolitos do Membro Palmas, na área de exposição deste, mas não na sua própria região de afloramento.

8.2.4 Associação faciológica

A associação faciológica do Membro Guarapuava apresenta feições litológicas muito homogêneas e regionalmente persistentes, relacionadas na descrição da seção-tipo, sendo mais evidentes a textura porfirítica do riodacito, o bandamento centimétrico e a laminação em cunha, discordante do bandamento.

8.2.4.1 Riodacito

Na maior parte dos afloramentos, o riodacito é cinza-esverdeado claro onde inalterado e pardo-avermelhado onde oxidado, porfirítico com matriz fanerítica fina e hipohialina. A estrutura varia de maciça e isótropa a bandada (EA-1098; 449382E; 7199407N; 1.029 m; Figura 203), geralmente pouco vesicular, com vesículas irregulares de 1-2 mm de diâmetro, que representam 3-5% do volume da rocha. O plagioclásio é subédrico, com 5-15 mm de aresta e constitui 50% dos fenocristais; feldspato potássico é subédrico e representa 20%; piroxênio e quartzo são anédricos, com 3-5 mm de diâmetro e somam 10% dos fenocristais, em matriz parcialmente desvitrificada com micrólitos de

feldspato potássico e plagioclásio. Piroxênio e magnetita de 1-2 mm de diâmetro representam 5% cada. Em poucos afloramentos, o riodacito é intensamente vesicular, com vesículas de 5 mm por 15-20 mm, alongadas para N55^{o}E, e localmente brechado, com fragmentos subarredondados de andesito.



Figura 203. Bandamento lenticularizado em riodacito (EA-1098; 449382E; 7199407N; 1.029 m).

8.2.4.2 Vitrófiro

O contato do riodacito com o basalto aflora em torno de 1.210 m, com atitude N30E8NW. A base da sequência de rochas ácidas é formada por vitrófiro parcialmente desvitrificado e brecha de fluxo (EA-1434; 465885E; 7156369N; 1.228 m; Figuras 204 e 205).

O vitrófiro aflora com espessura de até 2 m, apresentando-se quase totalmente intemperizado a materiais argilosos, com núcleos sãos remanescentes nos quais são observados fenocristais de feldspato potássico em matriz maciça, de composição vítrea e brilho resinoso.



Figura 204. Vitrófiro na base de derrame de riodacito (EA-1434; 465885E; 7156369N; 1.228 m).



Figura 205. Amostra de mão do vitrófiro da figura anterior (EA-1434; 465885E; 7156369N; 1.228 m).

8.2.4.3 Brecha de fluxo

A brecha de fluxo tem menos de 1 m aflorante, com blocos de riolito porfirítico em matriz fluidal e maciça, recortada por veios centimétricos de quartzo hialino e contendo vesículas estiradas com diâmetros maiores de até 3-4 cm. Ela é recoberta por riolito plagiofírico, maciço, de cor vermelho-tijolo, com plagioclásio euédrico de 2-5 mm cinza-esverdeado passando a branco onde caulinizado. O riolito tem pelo menos 2 m de espessura aflorante (EA-1434; 465885E; 7156369N; 1.228 m; Figura 206).

A sequência geral dos depósitos de rochas ácidas e intermediárias na área de estudo, organizada a partir dos dados regionais, é representada no Quadro 6. Ela tem espessura estimada entre 60 e 90 m, com restrições devido à dificuldade de se abstrair os efeitos da deformação rúptil, particularmente basculamentos e rejeitos escalonados de blocos tectônicos.



Figura 206. Brecha de fluxo de composição riolítica na base de derrame de riodacito (EA-1434; 465885E; 7156369N; 1.228 m).

Quadro 6. Estratigrafia da associação de rochas ácidas e intermediárias, na região de Guarapuava.

ZONA	ESP. (m)	LITOLOGIAS
TOPO	20-30	Riodacito porfirítico com bandamento plano-paralelo a lenticularizado. Aflora principalmente na área urbana e a norte de Guarapuava, em cortes e pedreiras à margem da PR-466, até Turvo.
INTERMEDIÁRIA	40-50	Riodacito e quartzo latito com bandamento plano-paralelo a maciço. Aflora entre Guarapuava e Pinhão, em cotas acima de 1.100 m.
BASE	2-10	Riodacito, andesito, quartzo latito e riolito com bandamento plano-paralelo e truncamento de estruturas por cisalhamento sigmoidal. Aflora na base da sequência, a sul da cidade de Guarapuava, à cota de 1.100 m e na estrada de acesso à usina hidrelétrica Elejor, em Foz do Jordão, à cota de 560 m.
CONTATO	< 2	Brecha de fluxo com clastos de riolito e matriz arenítica e vitrófiro (vidro vulcânico porfirítico e composição riolítica) no contato com basalto subjacente. Aflora em cortes da estrada Zattarlândia - Gavazzoni, à cota de 1.230 m.

NARDY (1995), NARDY *et al.* (2001) e LUCHETTI (2010) interpretam os derivados ácidos e intermediários de Guarapuava como sendo produzidos por derrames de lava, enquanto outros autores classificam rochas similares como ignimbritos reomórificos, no Sul do Brasil (ROISENBERG, 1989; UMANN *et al.,* 2001; SIVIERO *et al*., 2005) e na Namíbia (MILNER *et al*., 1995; EWART *et al.*, 1998). Segundo BRANNEY e KOKELAAR (1992), ANDREWS e BRANNEY (2005) e BRANNEY *et al*. (2008), as seguintes feições litológicas caracterizam os depósitos de ignimbrito reomórfico:

- Ausência quase total de clastos (blocos e *lapilli*), púmice e *fiamme*;
- Granulação muito fina, com grãos pequenos (< 3 mm, localmente até 1 cm), subangulosos e maciços de obsidiana, perlita e vitrófiro;
- Grau extremamente alto de fusão de espículas de vidro (shards), obliterando as feições dos ignimbritos clássicos;

- Vitrófiro na base, formado por fusão de tufos devido às altas temperaturas do depósito superjacente, mas também no topo, que se funde com o vitrófiro basal nas margens adelgaçadas dos depósitos;
- Esferulitos e litófises esféricos, lenticulares (oblatos) e estirados (prolatos) no vitrófiro;
- Fraturas soldadas, tanto no vitrófiro quanto nas zonas litóides, produzidas por transposição e atenuação de zonas vesiculares e outras heterogeneidades texturais, por efeito de cisalhamento dúctil;
- Juntas subparalelas ao bandamento, nas zonas litóides, desenvolvidas por desvitrificação estática, que é controlada pelo bandamento de fluxo;
- Presença das feições de deformação reomórfica (cisalhamento dúctil, dobras oblíquas e em bainha, estiramento de vesículas e *fiamme*), em zonas com menos de 5 m de espessura;
- Associação de ignimbrito de alto grau com extensas camadas de ignimbrito semelhante a lava, isto é, ignimbrito sem texturas vitroclásticas e eutaxíticas.

Dos vários modelos conhecidos para a origem dos ignimbritos reomórficos, ANDREWS e BRANNEY (2005) adotam o seguinte:

- As feições de deformação reomórfica (dobras e cisalhamento) desenvolvem-se dentro de uma zona estreita (até 1 m de espessura), logo abaixo a superfície de agradação do depósito piroclástico;
- Esta zona acompanha a subida da superfície de agradação, de modo que ao final do processo todo o pacote contém feições de cisalhamento;
- Depois de concluído o processo de deposição do material piroclástico, a compactação gravimétrica induz o desenvolvimento de outras feições de deformação, principalmente dobras oblíquas e em bainha, controladas por irregularidades do terreno subjacente;

- As feições contemporâneas ao processo de agradação são pequenas, enquanto as feições pós-deposicionais são de maior porte, porque afetam a seção completa de depósito piroclástico;
- Mais tarde, sob condições de temperatura mais baixa e desgaseificação do material acumulado, as zonas superiores do ignimbrito sofrem deformação rúptil, principalmente juntas de extensão e fraturamento hidráulico.

Na falta de critérios para adotar uma das duas interpretações vigentes, os autores deste relatório deixam em aberto a questão, para definição com base em dados mais completos que venham a ser gerados e coletados até a data de conclusão do mapeamento geológico em curso.

8.2.5 Seção-tipo

A seção-tipo do Membro Guarapuava é descrita entre as localidades de Vila Jordão, a sul da cidade de Guarapuava, e Atalaia, localizada cerca de 5 km a norte do trevo de acesso à mesma cidade, na rodovia PR-12. Entre as cotas de 951 e 1.103 m, a espessura aparente da seção atinge 152 m, mas a abundância de evidências de basculamentos e rejeitos de blocos, uma vez que a área é afetada pela zona de falha do Piquiri, sugere que ela é exagerada pela tectônica rúptil.

O primeiro afloramento da seção expõe riodacito cinza-amarelado, pórfiro com matriz parcialmente desvitrificada e bandamento difuso e regular com 5 cm de espessura. O bandamento é formado por bandas claras mais ricas em micrólitos de feldspato incipientemente argilizado e escuras, que são menos desvitrificadas. Fenocristais de plagioclásio euédrico formam duas populações: 1-3 mm tabulares e 10-15 mm largos (EA-1072, 436234E, 7186449N, 951 m). O contato do riodacito com basalto hipohialino do Membro Três Pinheiros aflora a 966 m, sem condições para observar feições estruturais ou litológicas que permitam identificar falhamentos ou basculamentos no intervalo (EA-023, 448491E, 7189368N, 966 m).

A NW da cidade de Guarapuava, em corte da BR-277, riodacito com as mesmas características litológicas e estruturais aflora com coloração cinza-esverdeada, indicativa de grau de intemperização mais baixo do que o anterior (EA-1112, 445591E, 7179758N, 1.012 m). Na pedreira da prefeitura municipal, junto à rodovia PR-12, o riodacito pórfiro mostra o bandamento basculado, com atitude N30^{o}W;22^{o}NE (EA-018, 449296E, 7199429N, 1.020 m).

Pedreira ativa na localidade de Atalaia, em corte da rodovia PR-12, expõe riodacito cinza-esverdeado com dois bandamentos difusos, cruzados e formando estrutura lenticular a sigmoidal com 3-5 cm de espessura. Laminação de fluxo truncada, em cunha, é parcialmente concordante com o bandamento principal, que é subhorizontal no corte W da rodovia e mergulha com ângulo de até 12^{o} para SE. Medidas estruturais tomadas no entorno mostram um padrão de dobra fechada e assimétrica, com eixo maior para N20^{o}E, flanco NW sub-horizontal e flanco oposto mergulhante de 5-12^{o}SE. Fraturas abertas de até 3-4 cm, verticais, são preenchidas por limonita e fragmentos angulosos de riodacito, caracterizando processo de fraturamento hidráulico (EA-1098, 449302E, 7199407N, 1.029 m; Figuras 207 e 208).



Figura 207. Bandamento lenticular e sigmoidal formado por interferência de duas gerações de bandas de desvitrificação (EA-1098, 449302E, 7199407N, 1.029 m).



Figura 208. Laminação truncada em cunha ressaltada pelo intemperismo, em riodacito Guarapuava (EA-1098, 449302E, 7199407N, 1.029 m).

Outro contato do riodacito com basalto vesicular, identificado como pertencente ao Membro Foz do Areia, da Formação Candói, foi registrado a sul da cidade de Guarapuava, em cortes da estrada de acesso à Vila Jordão. O contato não é aflorante, sendo controlado por afloramentos contíguos de riodacito e basalto fanerítico, cinza-escuro, com vesículas ovais de 2-5 mm preenchidas por quartzo (EA-019, 453107E, 7188098N, 1.042 m). Aproximadamente na mesma cota, dentro da cidade, a frente de lavra da pedreira Pacheco (EA-1096, 453844E, 7193498N, 1.043 m; Figura 209) expõe riodacito pórfiro e bandado, esparsamente vesicular, com laminação truncada e descontínua, indicativa da zona de base de fluxo ignimbrítico (BRANNEY e KOKELAAR, 2002). Ainda dentro da cidade, em frente de pedreira desativada da prefeitura municipal, hoje Praça da Fé, o riodacito com as mesmas feições e coloração cinza-esverdeada é recortado por cisalhamento cerrado, com

espaçamento de 3-5 cm em intervalo de 2 m, com direção N30^{o}W, interpretada como associada à zona de falha do Piquiri (EA-1.130, 451959E, 7192847N, 1.048 m).



Figura 209. Laminação de fluxo truncada em riodacito do Membro Guarapuava (EA-1096, 453844E, 7193498N, 1.043 m).

A seção-tipo completa-se com dois afloramentos que controlam a cota do contato do Membro Guarapuava sobre o Membro Foz do Areia, sem exposição da superfície de contato, mas apenas riodacito superposto a basalto em estreito intervalo de cotas sucessivas (EA-1.131, 453395E, 7188301N, 1.100 m; EA-1.256, 453169E, 7189056N, 1.103 m).

A título de ilustração, o contato aflorante na base da cachoeira do Curucaca é mostrado em fotografia adicional, por não pertencer à seção-tipo. Observa-se, neste afloramento, que a espessura local do Membro Guarapuava não ultrapassa aproximados 30 m (EA-1116, 431837E, 7169381N, 950 m; Figura 210).



Figura 210. Contato de riodacito Guarapuava sobre basalto Foz do Areia, na base da cachoeira do Curucaca, em afluente do rio Pinhão (EA-1116, 431837E, 7169381N, 950 m).

8.2.6 Petrografia

Foram submetidas a estudos petrográficos na escala microscópica, 14 amostras de riodacito do Membro Guarapuava: EA-514, EA-1251, EA-1257, EA-1261, EA-1272, EA-1273, EA-1279, EA-1286, EA-1434B, EA-1434C, EA-1434D, EA-1448, EA-1449 e EA-1469. São descritas abaixo as mais representativas da subunidade.

A amostra EA-1261 apresenta em lâmina delgada (Figuras 211 a 215), textura fanerítica e porfirítica com matriz vítrea. A estrutura é vesicular, sendo as vesículas bastante densas na amostra, de formato arredondado e preenchidas por clorita. A composição mineralógica compreende 35% de mesóstase vítrea, 25% de oligoclásio, 25% de augita, 10% de minerais opacos, 5% de clorita e

traços de iddingsita, epidoto, apatita e carbonato. A mesóstase vítrea aparece como material amorfo, turvo, irregular, associado ao oligoclásio (II). O oligoclásio forma duas gerações distintas. O oligoclásio (I) tem hábito euédrico tabular, ripiforme e hexagonal, apresentando contato regular, aspecto predominantemente turvo, geminação pouco a regularmente desenvolvida, com alguns cristais exibindo zoneamento composicional, porções turvas contendo epidoto e inclusões de carbonato. O oligoclásio (II) tem hábito anédrico, aspecto disforme, turvo, irregular, com geminação ausente a pobremente desenvolvida, associado à mesóstase vítrea. A augita também em três gerações. A augita (I) é anédrica, límpida, fraturada, de limites regulares e englobada por cristais de oligoclásio (I). A augita (II) tem hábito anédrico, bordas regulares, fraturada, aspecto predominantemente límpido, alguns cristais exibindo fraturas percoladas por iddingsita. A augita (III) apresenta hábito anédrico, é fraturada, de bordas regulares e aspecto predominantemente turvo. Os minerais opacos apresentam hábito anédrico, limites regulares, associado à iddingsita. A clorita tem hábito anédrico, é amorfa, turva e ocorre disseminada na amostra. Iddingsita ocorre na forma de material vermelho-acastanhado, amorfo, de contato regular, associada aos minerais opacos, percolando a matriz vítrea e as fraturas de alguns minerais primários. Epidoto tem hábito anédrico, turvo, amorfo, irregular, fraturado, ocorre em porções de alguns cristais de oligoclásio. Apatita aparece em cristais euédricos, prismáticos a hexagonais, límpidos, de contato bem definido. Carbonato exibe hábito anédrico, bordas regulares, aspecto turvo, ocorrendo englobado por cristais de oligoclásio (I).

Durante o estágio de cristalização principal, na fase acessória, cristalizou-se a apatita. Na fase inclusão, formou-se o carbonato. Na fase fenocristal formaram-se o oligoclásio (I) e a augita (II). Na fase matriz, formaram-se o oligoclásio (II), a augita (III) e a mesóstase vítrea. Em um estágio pós-magmático, durante uma fase de alteração formaram-se os minerais opacos, a iddingsita e o epidoto. A provável entrada de água no sistema desestabilizou alguns dos cristais de oligoclásio (I) existentes, caracterizando uma saussuritização.

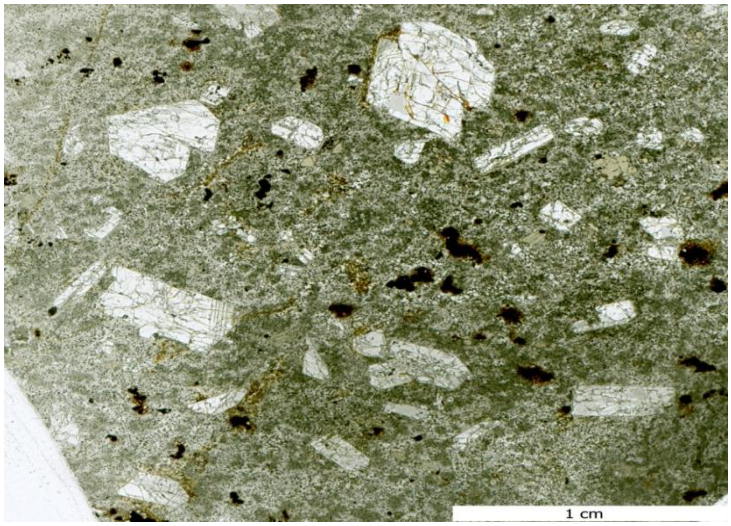


Figura 211. Textura fanerítica inequigranular porfirítica em matriz vítrea, imagem de petroscopia (EA-1261).

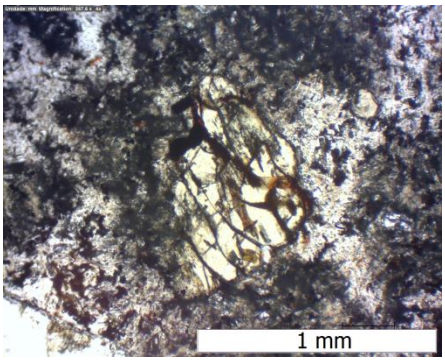


Figura 212. Detalhe para o fenocristal de augita. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1261).

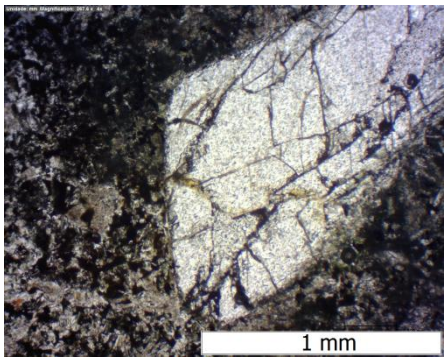


Figura 213. Fenocristal de plagioclásio fraturado. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1261).

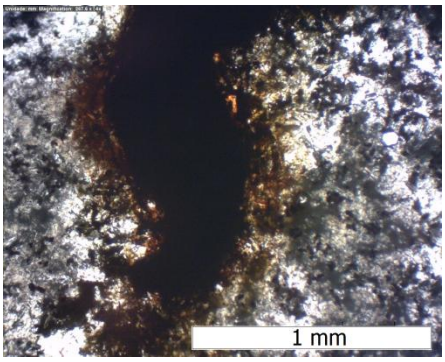


Figura 214. Iddingsita circundando minerais opacos. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1261).

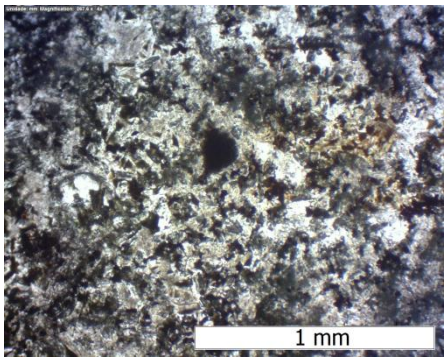


Figura 215. Detalhe para a matriz vítrea e quartzo-feldspática. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1261).

A amostra de mão EA-1279 tem cor castanho-violácea escura, granulação fina a grossa, índice de cor leucocrático, estrutura maciça e textura é fanerítica, porfirítica com matriz afanítica. Composta por 20% de fenocristais de feldspato euédrico tabular de 3 a 8 mm, algumas vezes zonados e aglomerados; 10% de anfibólio anédrico a euédrico prismático de 2 mm, 70% de matriz afanítica de cor castanho-violácea escura, de provável composição quartzo-feldspática. Uma superfície de fratura da amostra encontra-se coberta por material róseo, pontualmente amarelado, que corresponde à rocha alterada.

Em lâmina delgada, a textura é fanerítica, porfirítica com mesóstase vítrea (Figuras 216 a 220). A estrutura é maciça. A composição mineralógica contém 30% de oligoclásio, 30% de mesóstase vítrea, 20% de augita, 10% de minerais opacos e traços de iddingsita, epidoto, apatita e carbonato. O oligoclásio ocorre com duas gerações. O oligoclásio (I) tem hábito euédrico, tabular, ripiforme e hexagonal, apresentando bordas regulares, aspecto predominantemente turvo, geminação pouco a regularmente desenvolvida, com alguns cristais exibindo zoneamento composicional, eventualmente partes turvas contendo epidoto. O oligoclásio (II) tem hábito anédrico, disforme, amorfo, com contato pouco definido, geminação ausente a pobremente desenvolvida, associado à mesóstase vítrea. A mesóstase é amorfa, turva, de limites irregulares, associada ao oligoclásio (II). A augita tem hábito anédrico, bordas regulares, fraturada e aspecto predominantemente límpido. Os minerais opacos apresentam hábito anédrico, contato regular, associados à iddingsita, que aparece como material vermelho-acastanhado, amorfo, de contato regular. O epidoto tem hábito anédrico, aspecto turvo, amorfo, irregular, fraturado e ocorre em porções de alguns cristais de oligoclásio. A apatita exibe cristais euédricos prismáticos a hexagonais, límpidos, de contatos bem definidos.

As relações intergranulares indicam que, durante o estágio de cristalização principal, na fase acessória, cristalizou-se a apatita. Na fase fenocristal formaram-se o oligoclásio (I) e a augita. Na fase matriz, formaram-se o oligoclásio (II) e a mesóstase vítrea. Em um estágio pós-magmático, durante uma fase de alteração formaram-se os minerais opacos, a iddingsita e o epidoto. A entrada de água no sistema desestabilizou parcialmente o oligoclásio (I), caracterizando saussuritização.

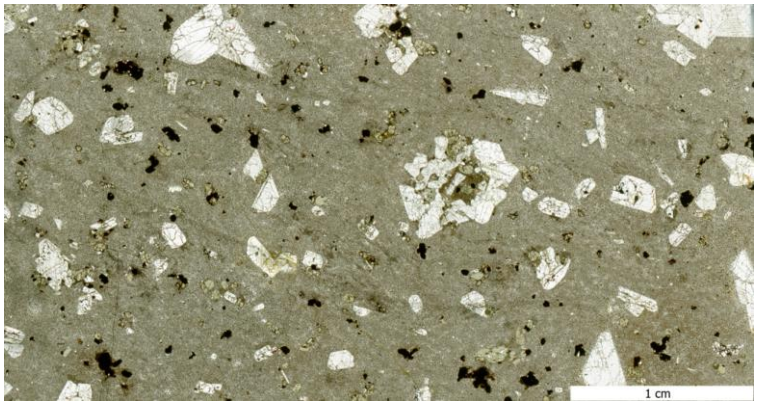


Figura 216. Textura fanerítica inequigranular porfirítica em matriz vítrea, imagem de petroscopia (EA-1279).

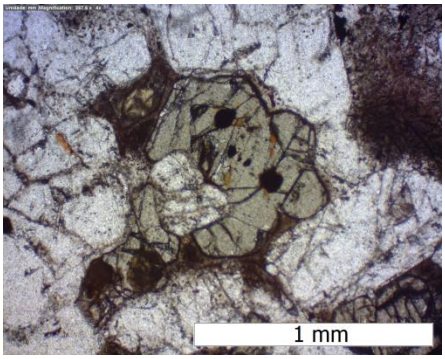


Figura 217. Detalhe para o fenocristal de oligoclásio englobando um cristal de augita. Fotomicrografia 40x luz natural (EA-1279).

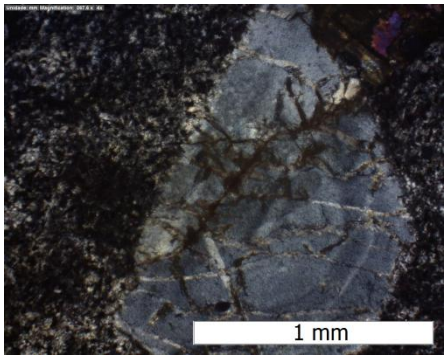


Figura 218. Fenocristal de oligoclásio fraturado e com zoneamento composicional. Fotomicrografia 40x luz natural (EA-1279).

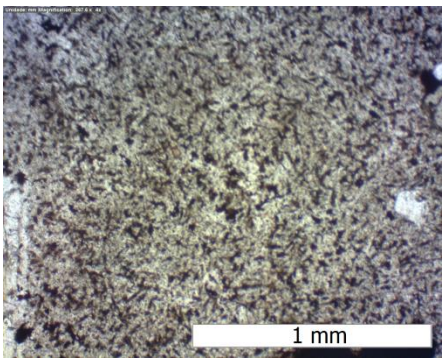


Figura 219. Detalhe da matriz vítrea e quartzo-feldspática. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1279).

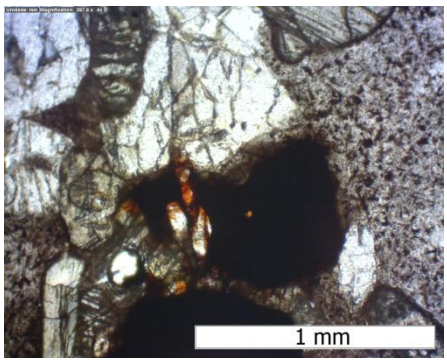


Figura 220. Apatita englobada por mineral opaco, iddingsita circunda e percola um fenocristal de oligoclásio. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1279).

A amostra EA-1434B apresenta, em lâmina delgada, textura fanerítica, porfirítica com matriz vítrea (Figuras 221 a 225). A estrutura é vesicular, bastante densas na amostra, de formato arredondado e preenchidas por clorita. A composição mineralógica inclui 30% de oligoclásio, 25% de mesóstase vítrea, 15% de augita, 10% de minerais opaco, 10% de clorita e traços de iddingsita, epidoto e apatita. O oligoclásio ocorre em duas gerações distintas. O oligoclásio (I) tem hábito euédrico tabular, ripiforme e hexagonal, contato regular, aspecto predominantemente turvo, geminação pouco a regularmente desenvolvida, alguns cristais com zoneamento composicional, eventuais partes turvas contendo epidoto. O oligoclásio (II) tem hábito subédrico a euédrico, ripiforme e tabular, contato regular, predominantemente límpido, com geminação ausente a pobremente desenvolvida, associado à mesóstase vítrea, que é amorfa, turva e com limites irregulares. A augita compreende três gerações. A augita (I) é anédrica, límpida, fraturada, de contato regular e englobada por cristais de oligoclásio (I). A augita (II) tem hábito anédrico, contato regular, fraturada, aspecto predominantemente límpido e alguns cristais exibem fraturas percoladas por iddingsita. A augita (III) apresenta hábito anédrico, é fraturada, de contato regular e seu aspecto é predominantemente turvo. Os minerais opacos têm hábito anédrico, bordas regulares, associados à iddingsita. A clorita apresenta hábito anédrico, amorfa, turva, preenchendo cavidades. A iddingsita aparece como material vermelho-acastanhado, amorfo, de contato regular, associado aos minerais opacos, percolando a matriz vítrea e as fraturas de alguns cristais de augita. O epidoto tem hábito anédrico, turvo, amorfo, irregular, fraturado, ocorrendo em porções de alguns cristais de oligoclásio. A apatita exibe cristais euédricos prismáticos a hexagonais, límpidos, de limites bem definidos.

Durante o estágio de cristalização principal, na fase acessória, cristalizou-se apatita. Na fase inclusão, formou-se a augita (I). Na fase fenocristal formaram-se o oligoclásio (I) e a augita (II). Na fase matriz, formaram-se o oligoclásio (II), a augita (III) e a mesóstase vítrea. Em um estágio pós-magmático, durante uma fase de alteração formaram-se os opacos, a iddingsita e o epidoto. A entrada de água no sistema desestabilizou parcialmente o oligoclásio (I), caracterizando saussuritização. Enquanto a rocha consolidava-se, o escape de voláteis formou vesículas, que foram preenchidas por clorita em um estágio pneumatolítico.



Figura 221. Textura fanerítica inequigranular porfirítica em matriz vítrea, imagem de petroscopia (EA-1434B).

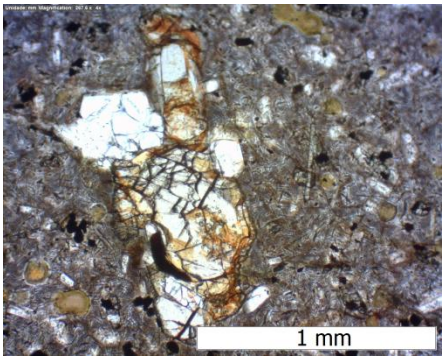


Figura 222. Fenocristal de augita disseminada em meio à matriz vítrea e quartzo-feldspática. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1434B).

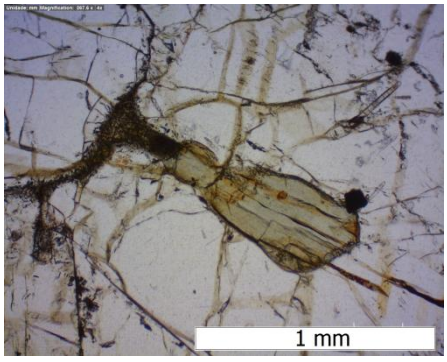


Figura 223. Inclusão de augita em um fenocristal de plagioclásio. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1434B).

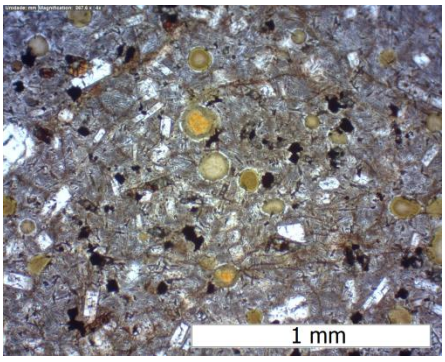


Figura 224. Vesículas arredondadas e preenchidas por clorita disseminada em meio à matriz vítrea. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1434B).

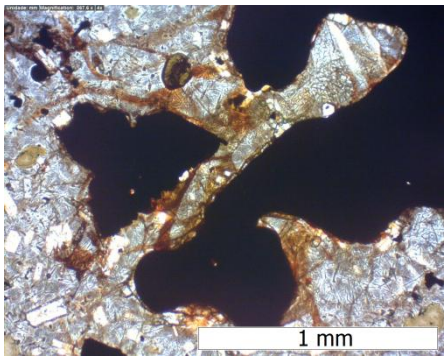


Figura 225. Mineral opaco amorfo circundado por iddignsita. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1434B).

A amostra de mão EA-1448 apresenta cor castanho-avermelhado claro, estrutura vesicular e textura fanerítica, porfirítica com matriz afanítica. É composta por 30% de fenocristais euédricos tabulares e hexagonais de feldspato com cerca de 5 mm, 70% por matriz afanítica de cor castanho-avermelhado claro, de provável composição quartzo-feldspática. As vesículas são abundantes na amostra, com formato achatado, variam de 3 a 8 mm e têm suas superfícies cobertas por um material branco fino, provavelmente mistura de sílica e argilas secundárias.

Em lâmina delgada (Figuras 226 a 230), a textura é fanerítica, porfirítica em matriz muito fina. A estrutura é vesicular, com vesículas de formato arredondado, pouco abundantes e preenchidas por iddingsita. Ocorre também uma vênula retilínea e delgada, ligando algumas vesículas, preenchida por iddingsita. A composição mineralógica compreende 40% de oligoclásio, 20% de augita, 20% de mesóstase vítrea, 20% de minerais opacos e traços de apatita e iddingsita. O oligoclásio forma duas gerações distintas. O oligoclásio (I) é euédrico, ripiforme e tabular, de bordas bem definidas, límpido, com geminação de pobremente a regularmente desenvolvida, ocasionalmente fraturados e alguns cristais apresentam zoneamento composicional. O oligoclásio (II) varia de anédrico a subédrico, ripiforme, com geminação ausente a pobremente desenvolvida, limites predominantemente irregulares e aspecto turvo. A augita apresenta duas gerações. A augita (I) é anédrica, límpida, de contato definido e retilíneo, fraturada. A augita (II) é anédrica, turva, fraturada e geralmente preenchida por óxido de ferro, de contato predominantemente regular. A mesóstase vítrea tem cor castanha, amorfa, turva e de contato pouco definido. Associa-se ao oligoclásio (II) e aos minerais opacos (I), que também aparecem em duas gerações. Os minerais opacos (I) apresentam hábito anédrico a subédrico, ripiforme, com contato regular e associados ao oligoclásio (II). Os opacos (II) têm hábito anédrico, contato predominantemente regular e associam-se à iddingsita. A apatita é euédrica a subédrica, ripiforme e hexagonal, límpida e de contato retilíneo. A iddingsita apresenta-se amorfa, de contato definido, preenchendo vênulas e cavidades.

A sequência de cristalização é interpretada a partir das relações

intergranulares. Durante o estágio magmático principal, durante a fase acessória formou-se a apatita. Na fase fenocristal formaram-se o oligoclásio (I) e a augita (I). Na fase matriz, formaram-se o oligoclásio (II), os minerais opacos (I) e a mesóstase vítrea. Em um estágio pós-magmático, em uma fase de alteração, formaram-se os minerais opacos (II) e a iddingsita. Neste estágio, a entrada de água no sistema alterou parte da augita existente, formando a augita (II), além de um pseudomorfo de clorita ou clorofeíta. Durante a consolidação da rocha, o escape de voláteis formou vesículas, que foram preenchidas por iddingsita em um estágio pneumatolítico.

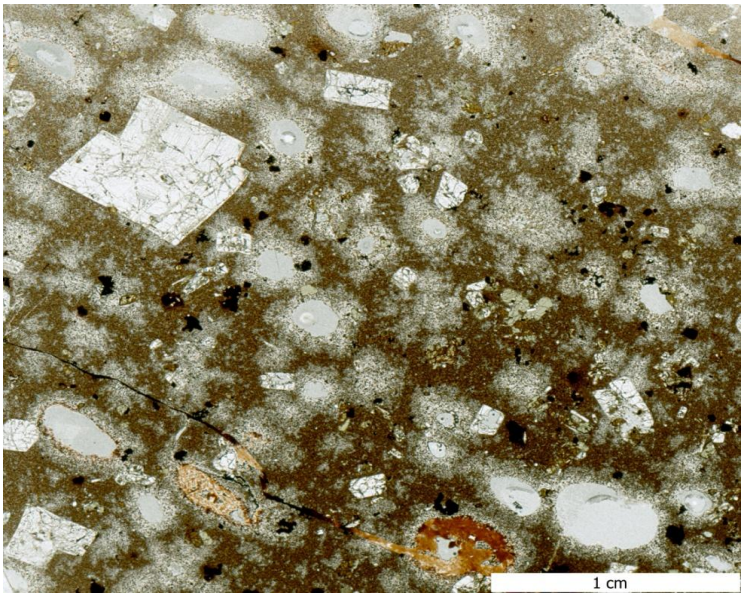


Figura 226. Textura fanerítica inequigranular porfirítica em matriz muito fina, imagem de petroscopia (EA-1448).

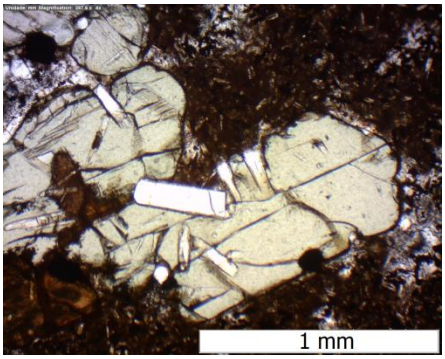


Figura 227. Detalhe para o fenocristal de augita com inclusão de apatita. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1448).

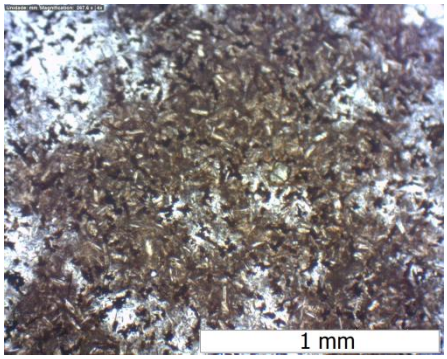


Figura 228. Detalhe para a matriz vítrea e quartzo-feldspática. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1448).

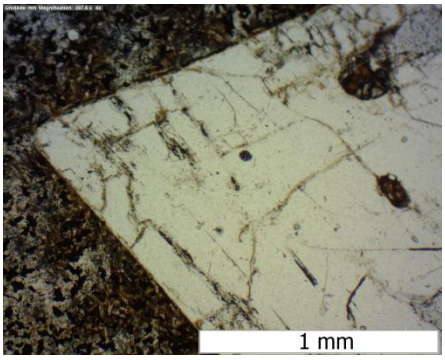


Figura 229. Fenocristal euédrico tabular de oligoclásio disseminado em meio à matriz vítrea e quartzo-feldspática. Fotomicrografia 40x luz natural (EA-1448).

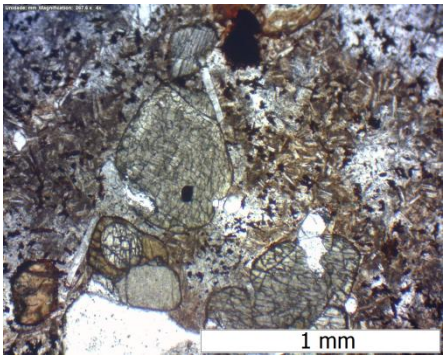


Figura 230. Fenocristais de augita turvos. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1448).

A brecha hidrovulcanoclástica EA-514 (Figuras 231 a 233) apresenta, na escala mesoscópica, cor verde-acinzentada, granulação fina a muito fina, índice de cor leucocrático. A estrutura é maciça e a textura é fanerítica e inequigranular, em matriz muito fina. É possivelmente composta por 90% material quartzo feldspático muito fino. Os 10% restantes são cristais anédricos de quartzo e feldspato euédrico, tabular e centimétrico, disseminado na matriz.

Em lâmina delgada (Figuras 234 a 237), a fração grossa corresponde a 70% da amostra, de tamanho cinza grossa a lapilli, e a fração fina corresponde a 30% da amostra, de tamanho cinza fina. Existem alguns níveis tênues, delgados, ricos em material de tamanho cinza fina com predominância de filossilicatos. A fração grossa é composta por cristaloclastos de quartzo, opacos e plagioclásio angulosos de alta esfericidade, e subordinadamente biotita, clorita, epidoto e zeólita angulosa de baixa esfericidade, todos de tamanho cinza grossa. Ocorrem ocasionalmente, aglomerados arredondados de matriz ultrafina. O constituinte de tamanho lapilli é um litoclasto de basalto vítreo que foi inteiramente palagonitizado. Apresenta vesículas arredondadas preenchidas por plagioclásio, quartzo, circundados por uma borda de clorita anédrica a euédrica radial, além de conter xenocristais de plagioclásio, augita, apatita e opacos. O contato entre o litoclasto e a fração fina e a fração grossa é regular e bem definido, com a percolação de óxido de ferro em porções isoladas.

A fração fina é composta essencialmente por material vítreo muito fino associado a clorita ou celadonita e minoritariamente a óxido de ferro. O contato

entre os constituintes da fração fina e grossa dá-se de maneira regular e bem definida.

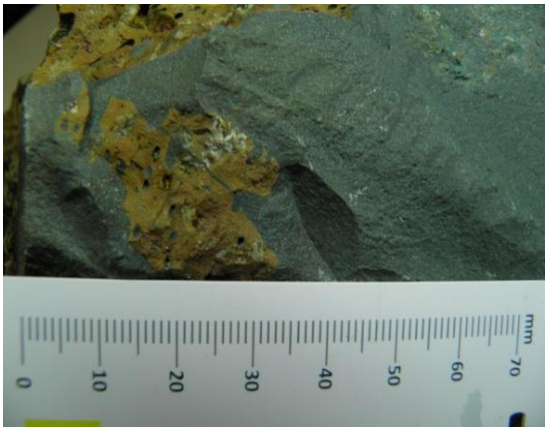


Figura 231. Brecha vulcanoclástica com matriz fina de cor verde-acinzentada e litoclasto de basalto (EA-514).

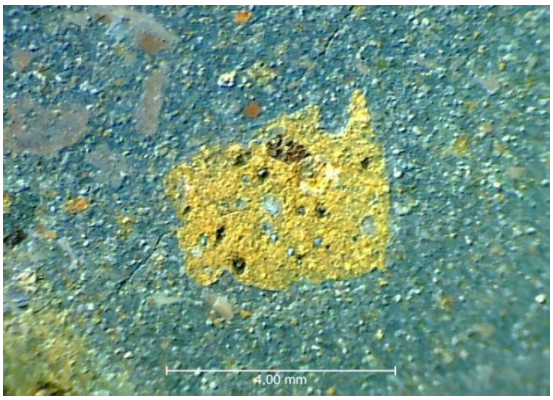


Figura 232. Detalhe do litoclasto anguloso com a matriz. Imagem de lupa digital (EA-514).

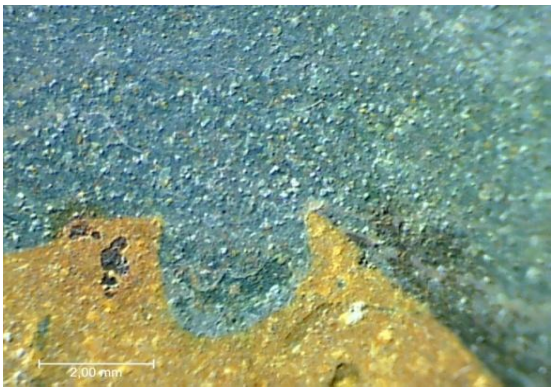


Figura 233. Detalhe da porção vesicular do litoclasto com preenchimento de matriz. Imagem de lupa digital (EA-514).

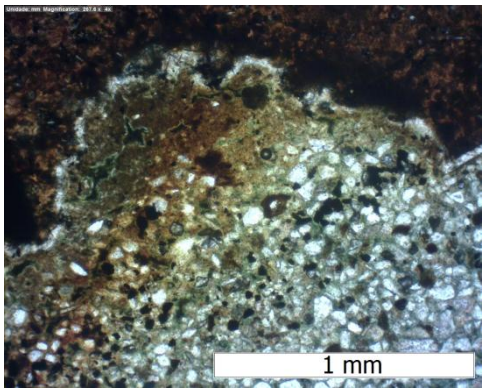


Figura 234. Contato da vesícula do litoclasto com a fração fina e grossa. Fotografia com 40x em luz plano-polarizada. (EA-514).

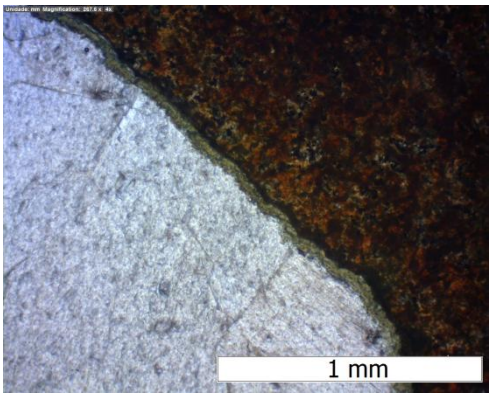


Figura 235. Detalhe da borda de clorita de dentro de uma vesícula do litoclasto. Fotomicrografia com 40x em luz plano-polarizada.

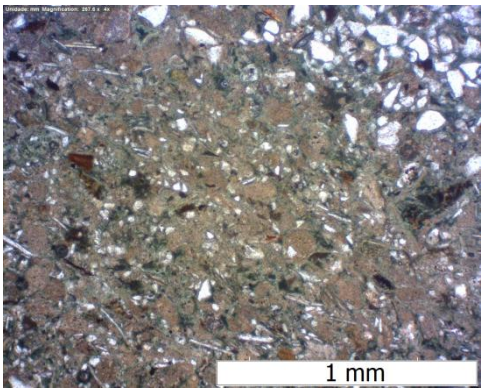


Figura 236. Detalhe do nível com predomínio de material do tamanho cinza fina com partes de material de tamanho cinza ultrafina. Fotografia com 40x em luz plano-polarizada.(EA-514).

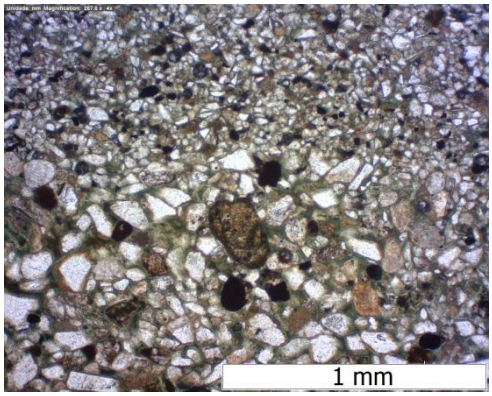


Figura 237. Nível rico em material de tamanho cinza grossa. Fotomicrografia com 40x em luz plano-polarizada (EA-514).

8.3 Membro Palmas

8.3.1 Área de distribuição e espessura aflorante

O Membro Palmas aflora na região Sul do Paraná, balizado pelas localidades de Mariópolis, Mangueirinha e General Carneiro (Figura 238). Com afloramentos descritos nas cotas de 686 a 1.341 m, esta unidade atinge a espessura aparente de 655 m, que pode ser atribuída a irregularidades do relevo de deposição dos produtos vulcânicos, à tectônica rúptil (basculamentos e blocos escalonados) ou a interdigitações com outras unidades do Grupo Serra

Geral. Entretanto, perfis de detalhe e controlados nas bordas oeste, norte e leste da área aflorante mostram que a espessura local varia entre 80 e 120 m, aproximadamente.

8.3.2 Geomorfologia

O Membro Palmas conforma o relevo do Terceiro Planalto Paranaense no domínio morfoestrutural denominado por OKA-FIORI (2006) planalto de Palmas/Guarapuava, que se caracteriza por interflúvios aplainados, vertentes retilíneas e convexas, vales em U, gradiente de 660 m (700 a 1.360 m) e declividades de até 6%.

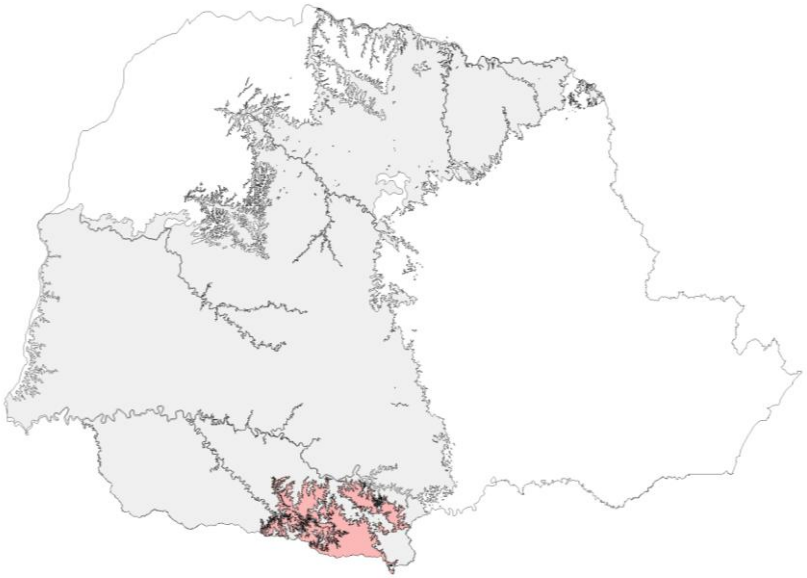


Figura 238. Mapa de localização do Membro Palmas, Formação Covó.

8.3.3 Relações de contato

Os riolitos do Membro Palmas sobrepõem-se aos basaltos dos membros General Carneiro a leste, Foz do Areia e Três Pinheiros a norte e oeste, Chopinzinho a noroeste e Flor da Serra a sul da sua área de exposição. A interdigitação com o Membro Guarapuava é verificada em várias localidades, principalmente a norte da cidade de Palmas e ao longo do vale do rio Marrecas, onde também ocorre a interdigitação com basaltos do Membro Três Pinheiros,

da Formação Candói. Intercalações com basalto são também observadas em testemunhos de sondagem, tais como o poço da Petrobras 1RS-001-PR (UTM 387962, 7156377, 836).

8.3.4 Associação faciológica

O Membro Palmas apresenta quatro variedades estruturais de riolito, representativas de diferentes processos de acumulação: maciço, bandado, laminado e vesicular.

O riolito maciço é também porfirítico, com fenocristais de quartzo euédrico, milimétrico e hialino em matriz de feldspato potássico avermelhado. Parece representar derrames de lava ignimbrítica (*lava-like rheoignimbrite*) ou domos endógenos.

O riolito bandado apresenta alternância de bandas de 2-5 cm de material alternadamente mais e menos desvitrificado. As bandas escuras são mais vítreas do que as claras, cujo cor esmaecida deve-se ao crescente desenvolvimento de núcleos de desvitrificação. Em vários afloramentos, na porção norte da área de exposição do Membro Palmas, as bandas mostram dobramentos que registram o seu comportamento dúctil: dobras isoclinais, intrafoliais, assimétricas, em bainha, abertas. Este estilo de dobramento caracteriza os depósitos de ignimbrito reomórfico, de acordo com BRANNEY e KOKELAAR (1992) ou, alternativamente, domos endógenos, segundo LIMA *et al.* (2012) e CHMYZ (2013) .

O riolito laminado difere do bandado por se mostrar dividido em prismas horizontais, geralmente ondulados e truncados, por superfícies discretas que podem ser classificadas como disjunção tabular. Trata-se, segundo os mesmos autores, de feição resultante de fluxo laminar. Esta variedade de riolito é a mais extensa e conspícua do Membro Palmas, podendo ser considerada o litotipo por excelência desta unidade da Formação Covó (EA-360; 381229E; 7080333N; 1.016 m; Figura 239).



Figura 239. Laminação de fluxo truncada do riolito Palmas (EA-360; 381229E; 7080333N; 1.016 m).

O riolito vesicular aflora diretamente abaixo do laminar, em locais onde a formação de condutos superficiais é muito evidente, com as vesículas alongadas em atitude horizontal sob o teto de ignimbrito e verticalizadas dentro dos condutos. Esta variedade de riolito associa-se a vitrófiro, riolito vítreo e litófises. Na falta de referências a ocorrências semelhantes, na literatura especializada, esta associação faciológica é interpretada como sendo produto do aprisionamento de material ignimbrítico rico em fluídos, sob uma cobertura de lava resfriada ou cinza vulcânica soldada, com ruptura e formação de fumarolas. Nas vizinhanças E e NE da cidade de Palmas, foram cadastrados 52 condutos deste tipo.

8.3.5 Seção-tipo

A seção-tipo do Membro Palmas foi descrita ao longo da rodovia entre o vale do rio Marrecas e a rodovia PR-280, às cabeceiras do rio Bandeira, a E da cidade de Palmas, no intervalo de 686 a 1.256 m, perfazendo uma seção estratigráfica de 570 m. Esta espessura aparente é exagerada por influência da tectônica rúptil, da geometria do relevo pré-vulcânico ou por intercalações com outras unidades do Grupo Serra Geral, porque seções locais, nas bordas da área de ocorrência, mostram espessuras de até 120 m aproximadamente.

A seção-tipo tem início em corte da estrada municipal que liga as localidades de Ronda e Butiá, com riolito ostentando bandamento regular com 5-10 cm de espaçamento e atitude N50^{o}E;40^{o}NW por aparente efeito de falha, além de juntas fechadas, com espaçamento de 20-60 cm e atitude predominante N55^{o}W (EA-363, 389191E, 7114689N, 941 m). Na mesma estrada, na localidade de Morro Alto, pedreira em atividade está aberta em riolito bandado com abundantes dobras de fluxo, em vários estilos: similares, intrafoliais, redobradas, abertas, assimétricas e em bainha. Estes estilos são referidos por BRANNEY e KOKELAAR (2002) como sendo típicos dos depósitos de ignimbrito reomórfico, enquanto LIMA *et al.* (2012) e CHMYZ (2013) associam-nos a deformações de fluxo no interior de domos endógenos. As bandas escuras do riolito são mais delgadas, com até 5 cm de espessura, predominando a matriz desvitrificada de cor cinza-claro, rica em cristais milimétricos de feldspato alcalino. Glóbulos de vidro, arredondados e amebóides, são esparsos e apresentam-se generalizadamente cloritizados. As dobras são visíveis apenas na cota registrada no ponto cadastrado, sendo maciça a estrutura do riolito acima dela (EA-362, 388870E, 7116585N, 1.017 m; Figuras 240 a 242). Nas imediações, em direção a Butiá, corte de estrada expõe o mesmo riolito, sem dobras visíveis (EA-369, 399744E, 7083628N, 1.016 m).



Figura 240. Porção com bandamento regular do Membro Palmas, com dobras isoclinais na base da amostra (EA-362, 388870E, 7116585N, 1.017 m).



Figura 241. Charneira de dobra isoclinal redobrada em riolito do Membro Palmas (EA-362, 388870E, 7116585N, 1.017 m).



Figura 242. Dobra em bainha em riolito do Membro Palmas (EA-362, 388870E, 7116585N, 1.017 m).

Em corte imediatamente a norte da ponte sobre o rio da Estrela, na mesma rodovia, aflora riolito maciço, cinza-avermelhado, fanerítico fino com vesículas dispersas, preenchidas por quartzo. A alteração intempérica da rocha forma matacões com até 1 m de diâmetro, o que indica laminação espessa ou ausente. Pouco acima, no relevo, o riolito apresenta vesículas achatadas com 2 mm de diâmetro e 2 cm de comprimento, revestidas por sílica amorfa. Esta variedade recobre um nível de riolito vítreo de cor cinza-avermelhado escuro, ambos com 1 m de espessura. Acima deles, aflora brecha riolítica com blocos de vidro marrom-avermelhado, recortado por filonetes de quartzo e geodos 5-15 cm. Estas feições são indicativas de conduto vulcânico raso, possivelmente aberto na cobertura inconsolidada de cinza vulcânica ou derrame riolítico, por material mais rico em voláteis (EA-501, 404970E, 7092278N, 1.036 m; EA-364, 392077E, 7111201N, 1.043 m; Figuras 243 a 245).



Figura 243. Cobertura de riolito laminado sobre riolito fluidal, com flexura do teto na borda de conduto vulcânico (EA-364, 392077E, 7111201N, 1.043 m).



Figura 244. Geodos fusiformes de sílica sub-horizontais em riolito fluidal, abaixo do teto de riolito laminado, ao lado de conduto vulcânico (EA-364, 392077E, 7111201N, 1.043 m).



Figura 245. Geodos fusiformes de sílica verticais em riolito fluidal, dentro de conduto vulcânico (EA-364, 392077E, 7111201N, 1.043 m).

Riolito fanerítico fino, de cor cinza, com bandamento regular de 5-10 cm, dobrado em estilo aberto, com eixo para N45^{o}E, e juntas fechadas para N55^{o}W, aflora em corte da mesma estrada (EA-491, 407380E, 7076281N, 1.051 m).

Outros condutos de riolito fluidal, com abundantes vesículas preenchidas por quartzo leitoso, fusiformes, horizontais e alinhadas segundo N20^{o}E;5^{o}NE são recobertos por riolito laminado com planos para N85^{o}E;2^{o}SE. O riolito laminado apresenta flexura nas bordas dos condutos, indicando deformação em estado plástico, e intensa cloritização ao longo dos contatos com o riolito fluidal, bem como abundantes filonetes feldspáticos, o que registra a ação de fluídos hidrotermais sobre a cobertura (EA-490, 407365E, 7076040N, 1.056 m; EA-493, 410564E, 7079148N, 1.056 m; EA-500, 404794E, 7091700N, 1.060 m; Figura 245).

Outros afloramentos no trecho entre os rios Chopim e da Bandeira, ao longo da mesma estrada, repetem a mesma associação faciológica de riolito fluidal recortando riolito laminado, com abundantes litófises (5-15 cm) com superfície mamelonar e composição silicosa, injeções feldspáticas, cloritização, flexuras e *pitchstone* nas bordas dos condutos (EA-487, 405538E, 7074019N, 1.066 m; EA-495, 413604E, 7080400N, 1.067 m; EA-493, 409379E, 7083750N, 1.071 m - Figura 246; EA-365, 394826E, 7102401N, 1.063 m; Figura 247).



Figura 246. Fragmento de um nível de *pitchstone*, junto à borda de conduto vulcânico do Membro Palmas (EA-493, 410564E, 7079148N, 1.056 m).



Figura 247. Litófise silicosa com superfície perlítica, típica junto aos condutos vulcânicos do Membro Palmas (EA-365, 394826E, 7102401N, 1.063 m).

Em outro corte, cerca de 1,5 km a sul, aflora riolito com laminação ondulada para N5^{o}E;3^{o}NW, N65^{o}E;8^{o}SE, N67^{o}E;6^{o}NW, N75^{o}E;2^{o}NW e N80^{o}W;8^{o}NE. Fraturas fechadas N52^{o}E;90^{o} espaçadas de 10-60 cm indicam proximidade de zona de falha. Dispersos no solo, geodos achatados, com 5-25 cm de diâmetro maior, preenchidos por quartzo hialino e calcedônia, não apresentam a superfície amebóide ou convoluta típica de litófises. As feições sugerem possível derrame de lava ignimbrítica, isto é, variedade de fluxo ignimbrítico com comportamento reológico de lava riolítica de alta temperatura (EA-494, 414937E, 7079646N, 1.090 m; EA-313, 409226E, 7069344N, 1.100 m; EA-497, 409154E, 7085228N, 1.100 m).

Riolito maciço, fanerítico fino, cinza-azulado é recortado por vários diques centimétricos a decimétricos de riolito afanítico, avermelhado, no intervalo de 25 m, com direção geral N35^{o}-50^{o}W (EA-366, 397582E, 7096215N, 1.139 m; EA-424, 410717E, 7070282N, 1.158 m).

A seção-tipo completa-se com corte em riolito granular com laminação ondulada e truncada, formando cunhas lenticulares, com mergulho geral de

10°NE. Zona de cisalhamento recorta o riolito, com juntas conjugadas N40°E e N45°W (EA-432, 419688E, 7059298N, 1.256 m).

8.3.6 Petrografia

Seis amostras de riolito Palmas foram estudadas em microscópio de luz transmitida: EA-320A, EA-362, EA-430A, EA-514, EA-535 e EA-1284. As mais representativas da associação faciológica são descritas abaixo.

Em amostra de mão, a amostra EA-1284 apresenta textura fanerítica equigranular fina e intergranular. A estrutura é vesicular, sendo as vesículas pouco densas, com formato predominantemente arredondado e preenchidas por celadonita, clorofeíta ou clorita.

Em lâmina delgada (Figuras 248 a 252), a composição mineralógica contém 40% de oligoclásio, 20% de augita, 20% de minerais opacos, 10% de clorita ou clorofeíta, 5% de mesóstase vítrea e traços de celadonita. O oligoclásio tem hábito subédrico e ripiforme, de limites predominantemente regulares, aspecto geralmente límpido e geminação pobremente desenvolvida. A augita apresenta-se em duas gerações. A augita (I) é anédrica, límpida, fraturada e de contato predominantemente irregular. A augita (II) é anédrica, turva, fraturada com preenchimento das fraturas por óxido de ferro e bordas predominantemente irregulares. Os minerais opacos são anédricos, de limites predominantemente irregulares, associados a iddingsita. A clorita ou clorofeíta é amorfa, de contato pouco definido, e ocorre penetrando fraturas em cristais e preenchendo cavidades. A iddingsita, amorfa, de contato definido, ocorre percolando cristais e associa-se a os minerais opacos. A mesóstase vítrea é amorfa, turva, e ocorre em porções restritas com limites pouco definidos. A celadonita aparece como material amorfo, preenchendo vesículas.

Durante o estágio magmático principal, na fase matriz formaram-se o oligoclásio e a augita (I), parte do liquido magmático restante resfriou-se bruscamente formando a mesóstase vítrea. Em estágio pós-magmático, durante uma fase hidrotermal, formaram-se os minerais opacos, a iddingsita, a clorita ou clorofeíta. A entrada de água no sistema alterou parte das augitas existentes formando a augita (II), sendo esta transformada em pseudomorfo de clorita ou

clorofeíta. Enquanto a rocha se consolidava, o escape de voláteis propiciou a formação de vesículas, que foram preenchidas por celadonita em estágio pneumatolítico.

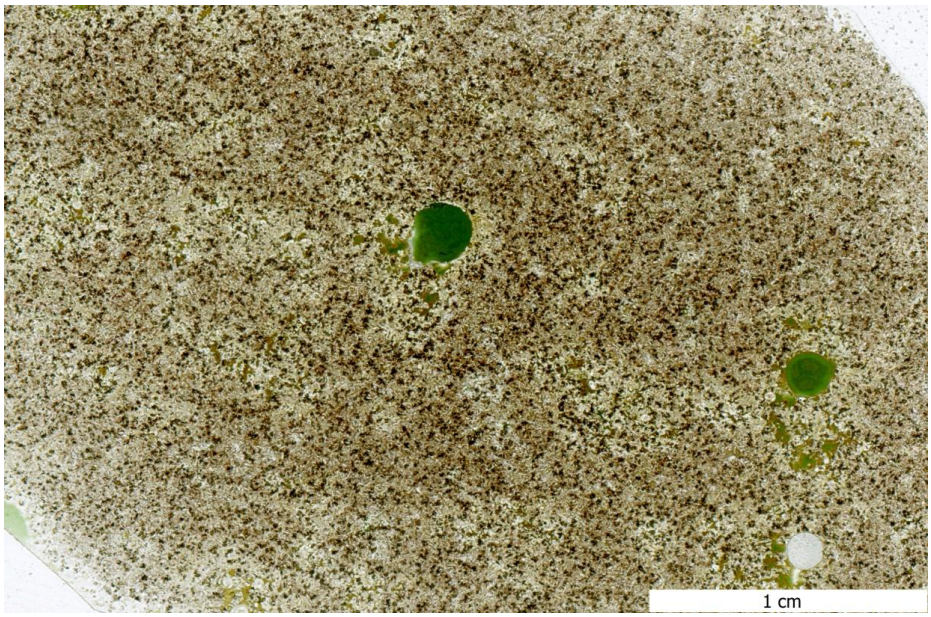


Figura 248. Textura fanerítica equigranular fina intergranular, imagem de petroscopia (EA-1284).

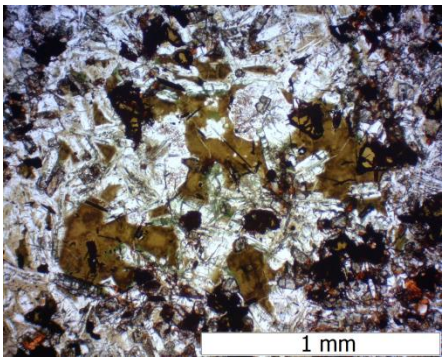


Figura 249. Clorita ou clorofeíta disseminada em meio à matriz. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1284).

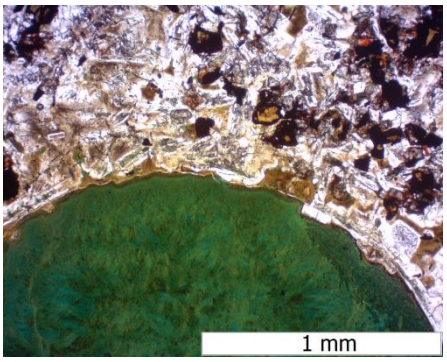


Figura 250. Vesícula arredondada preenchida por celadonita. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1284).

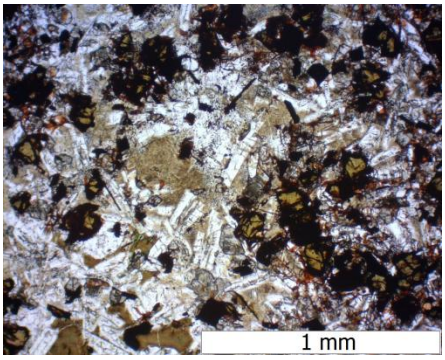


Figura 251. Porções irregulares e turvas de vidro vulcânico disseminadas. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1284).

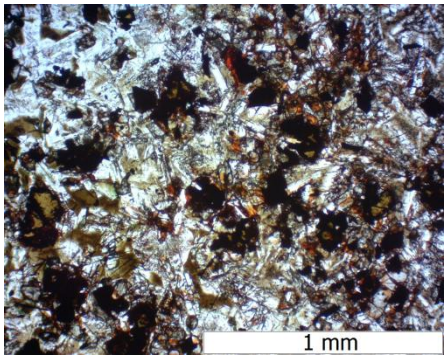


Figura 252. Iddingsita associada a opacos e disseminada. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1284).

Em amostra de mão, o riolito EA-1286 apresenta cor cinza-avermelhado escuro e índice de cor melanocrático, textura fanerítica, equigranular, muito fina, ofítica e estrutura maciça. É composta, provavelmente, por piroxênio, plagioclásio e clorita submilimétricos. Apresenta frentes de alteração, provavelmente oxidação, de cor avermelhada na rocha, configurando bandas centimétricas.

Em lâmina delgada (Figuras 253 a 257), a textura é fanerítica, equigranular, fina e intergranular. A estrutura é de fluxo, vesicular e venulada. A orientação dos cristais de plagioclásio define a estrutura de fluxo, bem marcada. As vesículas são irregulares, de limites pouco definidos, disseminadas e preenchidas por quartzo e celadonita. A vênula que corta longitudinalmente a amostra é retilínea, contínua e preenchida por quartzo. A composição mineralógica compreende 25% de plagioclásio, 20% de augita, 20% de minerais opacos, 20% de iddingsita, 10% de clorita, 5% de quartzo e traços de celadonita. O plagioclásio tem hábito anédrico a subédrico, ripiforme, de contato retilíneo, aspecto predominantemente límpido, geminação ausente a pouco desenvolvida, ocasionalmente fraturados e alguns cristais exibem zoneamento composicional. A augita forma cristais anédricos, fraturados, de contato regular e aspecto geralmente límpido. Os minerais opacos têm hábito anédrico e contato definido. A iddingsita aparece como material amorfo de cor vermelho-acastanhado, de limites definidos, associada ao plagioclásio e aos minerais opacos e concentrada preferencialmente em uma salbanda da vênula. A clorita aparece com hábito anédrico, aspecto turvo, de contato irregular, disseminada na amostra. O quartzo

exibe hábito anédrico, límpido, e ocorre preenchendo cavidades associado a celadonita. A celadonita é amorfa, turva, de contato pouco definido, associada ao quartzo no preenchimento de cavidades.

Durante o estágio magmático principal, na fase acessória, formaram-se possivelmente os minerais opacos. Na fase matriz formaram-se o plagioclásio e a augita. Em um estágio pós-magmático, durante uma fase de alteração, provavelmente hidrotermal, formaram-se a iddingsita e a clorita. O espaço retilíneo e continuo, denominado como vênula, foi preenchida por quartzo durante este estágio. Enquanto a rocha se consolidava, o escape de voláteis propiciou a formação de vesículas, que foram preenchidas por quartzo e celadonita durante um estágio pneumatolítico.



Figura 253. Textura fanerítica equigranular fina intergranular, imagem de petroscopia (EA-1286).

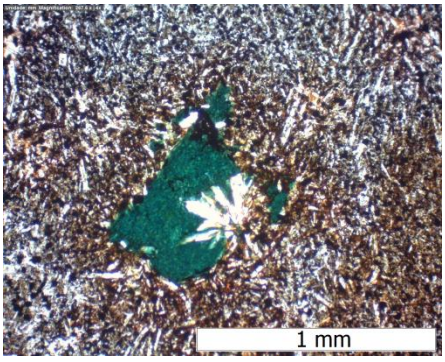


Figura 254. Celadonita preenchendo a cavidade em meio a matriz. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1286).

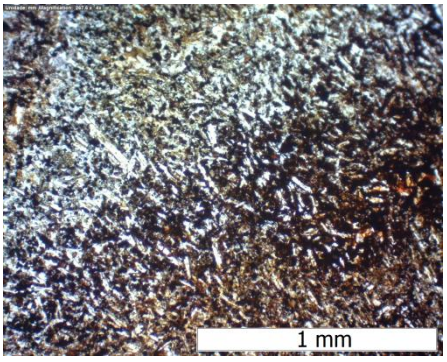


Figura 255. Contato da porção rica em iddingsita, que é oxidada, com a porção sã. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1286).

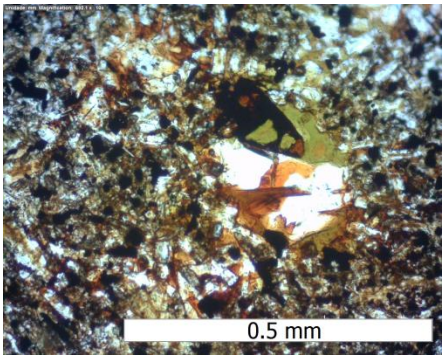


Figura 256. Detalhe para a porção cloritizada. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1286).

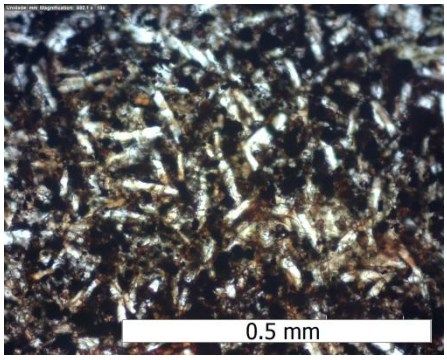


Figura 257. Porção com percolação de iddingsita em detalhe. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-1286).

A amostra de mão EA-535 (Figura 258) apresenta cor castanho-acinzentado claro, índice de cor leucocrático, textura fanerítica, equigranular e muito fina, com estrutura venulada. Tem provável composição quartzo-feldspática. As vênulas são anastomosadas, delgadas e com preenchimento de material castanho-claro, de possível composição quartzo-feldspática de uma geração diferente da matriz. Em meio à amostra, existe um xenólito centimétrico, facetado e anguloso de riodacito. A lâmina A apresenta-se isenta da presença do xenólito e a lâmina B tem um corte perpendicular a ele.

Em lâmina delgada (Figuras 259 a 262), a fração grossa corresponde a 60% da amostra, sendo de tamanho cinza grossa a lapilli; a fração fina corresponde a 40% da amostra, sendo de tamanho cinza fina. Apresenta-se estruturada com a intercalação de níveis que são paralelos e que tem padrão curvilíneo, podendo estar dobrados. Diferenciam-se quanto ao predomínio de material cinza fina e predomínio de material cinza grossa. Os níveis com predomínio de material cinza fina são mais espessos, frequentes e encontram-se associados a óxido de ferro. Os níveis com predomínio de material cinza grossa são mais delgados e pouco contínuos.

Os cristaloclastos têm tamanho de cinza grossa. São compostos essencialmente por cristais de quartzo, plagioclásio e minerais opacos, sendo todos subangulosos a angulosos, de alta esfericidade, contendo eventualmente clorita, biotita, epidoto e zeólita. Com tamanho lapilli ocorrem fragmentos de vidro, litoclastos de basalto e aglomerados subarredondados de material de tamanho cinza ultrafina e composição vítrea. Os fragmentos de vidro são

angulosos, de baixa esfericidade, normalmente associados aos níveis com predomínio de material cinza fina. Os litoclastos de riodacito são angulosos, de alta esfericidade, de contato pouco regular com a matriz e o arcabouço, pontualmente rompido, com textura fanerítica e porfirítica, em matriz vítrea. Os fenocristais são relictos de plagioclásio e cristais de augita, a matriz encontra-se desvitrificada e com intensa cloritização e argilização, ocorrendo a disseminação de opacos em meio à fração fina. Os fragmentos de porções ricas em elementos de tamanho cinza ultrafina e vítrea configuram aglomerados circulares ou então feições alongadas e rompidas, associados geralmente aos níveis com predomínio da fração fina. A fração fina tem tamanho cinza fina, é composta por vidro vulcânico e associa-se principalmente ao óxido de ferro. A amostra contém vênulas delgadas, aproximadamente retilíneas, pouco contínuas, preenchidas por carbonato e plagioclásio.

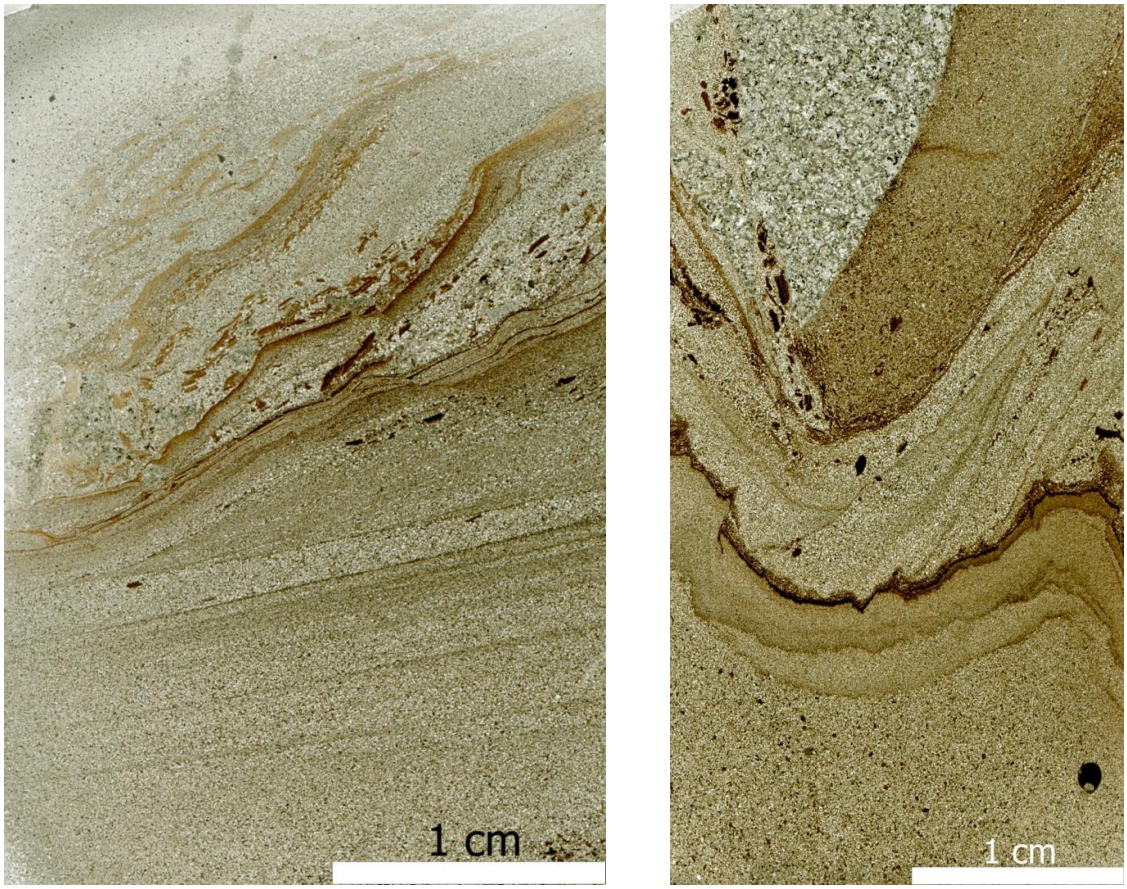


Figura 258. Seções polidas ortononais de um exemplar, correspondentes às amostras EA-535A e EA-535B, respectivamente, em imagens de petroscopia.

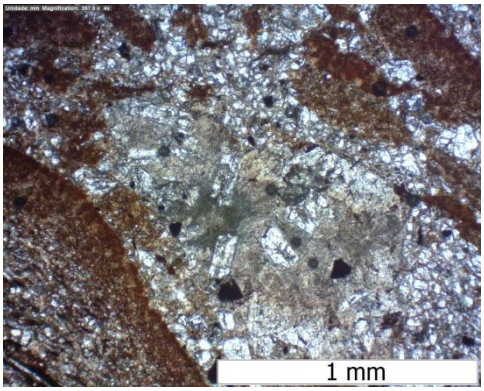


Figura 259. Detalhe do cristaloclasto de riodacito. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-535A).

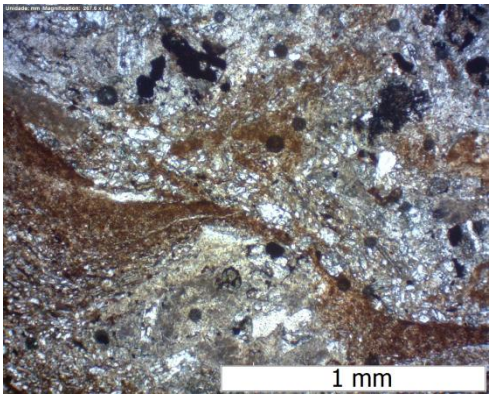


Figura 260. Nível rico em material de tamanho cinza fina rompido. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-535A).

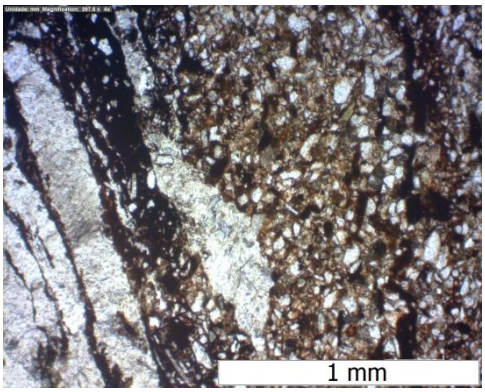


Figura 261. Vênulas de carbonato em meio a fração fina e grossa. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-535A).

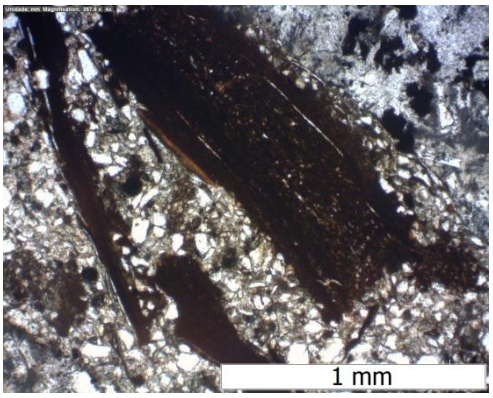


Figura 262. Fragmentos vítreos em meio a fração fina e a fração grossa. Fotomicrografia com 40x em luz natural (EA-535A).

CAPÍTULO 9 - LITOGEOQUÍMICA DE SUPERFÍCIE

9.1 Introdução

Nas últimas décadas, muitas pesquisas voltadas à compartimentação geográfica e geoquímica da sequência magmática e à caracterização de "magmas-tipo" foram realizadas sobre o sistema magmático Serra Geral, como as de MACEDO e RÜEGG (1974), RÜEGG (1975), BELLIENI *et al.* (1983), PICCIRILLO e MELFI (1988), PEATE *et al.* (1988), PEATE (1989) e outros.

O tratamento dos dados geoquímicos realizado no Projeto de Mapeamento Geológico do Grupo Serra Geral no Estado do Paraná, a sul do paralelo 24°S, tem outros propósitos, quais sejam: caracterizar as associações elementares - assinaturas geoquímicas - das unidades que foram delimitadas durante os trabalhos de mapeamento pela faciologia de unidades vulcânicas, e também tentar estabelecer conjuntos de elementos que caracterizem diferenças entre essas unidades de mapeamento. Essa é uma abordagem diferente das que foram realizadas anteriormente, e que é experimentada pela primeira vez em escala regional numa área de tão grandes dimensões.

Para atingir esses objetivos, foi utilizada uma base de dados gequímicos que está sendo compilada desde 2009 a partir de artigos publicados na literatura científica, teses e dissertações acadêmicas, e materiais inéditos cedidos pelos autores. Essa base de dados já foi utilizada para a publicação de um artigo em periódico especializado (LICHT e ARIOLI, 2012) e cujos resultados servem de referência para o presente capítulo deste Relatório.

Esta base conta com os resultados analíticos de 5.500 amostras distribuídas por toda a extensão do Grupo Serra Geral (Brasil, Argentina e Paraguai) e Grupo Arapey (Uruguai) em superfície e em sub- superfície. Com isso fica claro que contém uma quantidade de dados muito maior que as que foram utilizadas por outros autores como PICCIRILLO e MELFI (1988) e PEATE (1989) para estabelecer limites ou gaps nas distribuições dos dados de SiO_2 e TiO_2.

Os resultados obtidos por LICHT e ARIOLI (2012) mostram que a quantidade de dados utilizada alterou significativamente a posição desses valores críticos que foram anteriormente utilizados para a discriminação de "magmas-tipo" ou de compartimentos geoquímicos.

O valor limite entre rochas "básicas" e "ácidas" utilizado por PICCIRILLO e MELFI (1988) e PEATE (1989) foi de 63% SiO_2. Já o valor de TiO_2 utilizado para dividir as rochas de Alto e Baixo Titânio foi de 2,3% TiO_2. Com isso, os "magmas-tipo" Urubuci, Pitanga e Paranapanema são > 2,3% TiO_2 e os Gramado, Esmeralda, Ribeira e Paranapanema são "*potencialmente"* (sic) < 2,3% TiO_2 (PEATE, 1989). O que ocorre é que existem muitas superposições e indefinições entre os critérios e, como salientado pelo autor, o "magma-tipo" Paranapanema pode ser considerado como pertencendo a ambos os grupos (alto e baixo titânio) (ver linha 1, página 357, Appendix D de PEATE, 1989). Posteriormente PEATE, MANTOVANI e HAWKESWORTH (1992) redesenharam os limites desses "magmas-tipo" de modo a diminuir os "sombreamentos" e tornar mais claras as definições. A base de dados utilizada por esses autores foi a mesma utilizada por PICCIRILLO e MELFI (1989) e por PEATE (1989) e os valores limitantes de SiO_2 e TiO_2 não sofreram alteração.

LICHT e ARIOLI (2012) analisaram os dados contidos em uma base de dados compilada de diversos autores e contendo 4.257 amostras representativas de rochas extrusivas e intrusivas do conjunto Serra Geral + Arapey. Com isso, chegaram a novos limites de 62,02% SiO_2 e 2,85% TiO_2, significativamente diferentes dos adotados pelos autores anteriormente citados. Além disso, LICHT e ARIOLI (2012) mostraram que todos os elementos químicos analisados (maiores e menores) mostram distribuições polimodais, refletindo a diversidade dos processos e origens e contaminações crustais sofridas pelos magmas básicos que constituiram a província magmática do Paraná.

Por ser um limite estabelecido com uma base de dados mais numerosa e por isso mais consistente, no presente relatório será adotado o limite de 62,02% SiO_2 para dividir os conjuntos de rochas básicas + intermediárias (< 62,02% SiO_2) do conjunto das rochas ácidas (>= 62,02% SiO_2).

Como os valores limites para SiO_2 e TiO_2 são muito diferentes dos tradicionalmente adotados, como por exemplo no gráfico TAS, o limite que separa rochas básicas+intermediárias das ácidas é 63% SiO_2, consideramos ser inadequado utilizar os critérios propostos pelos autores anteriores e ser necessário estabelecer novos critérios numéricos ou gráficos para a divisão desse grande sistema magmático. Esse trabalho será desenvolvido durante o ano de 2013 com a base de dados que engloba toda a província magmática Serra Geral no Brasil, Argentina, Uruguay e Paraguay. Por esse motivo todas as caracterizações dos diversos subconjuntos de dados apresentadas neste relatório são essencialmente assinaturas geoquímicas qualitativas, ficando a quantificação reservada para a próxima etapa de trabalho.

As assinaturas geoquímicas estão baseadas em razões entre elementos de um subgrupo, por exemplo, rochas representativas do Membro Palmas (Formação Covó) em relação ao conjunto de rochas extrusivas >= 62,02% SiO_2 coletadas no território do Estado do Paraná e regiões limítrofes de São Paulo, Santa Catarina, Paraguay e Argentina. Denominamos a essas razões de Fatores de Enriquecimento e Empobrecimento Relativo - FEER.

Além das assinaturas geoquímicas baseadas nas FEER dos elementos analisados, adotamos também a razão *#mg* ou número do magnésio, que é calculada com as quantidades molares de Mg e Fe com a seguinte expressão *#mg* = (Mg /(Mg+Fe)*100 após a redução à base anidra e recálculo a 100% dos teores obtidos para os óxidos. A razão molar do magnésio em relação ao ferro, *#mg*, está relacionada com a composição química do material mantélico original, e também é um indicador adotado para indicar o nível de evolução ou de contaminação de um magma basáltico desde que ele deixa seu local de origem em direção à superfície.

O *#mg* de um basalto primitivo originado no manto é ≈ 70. À medida que o magma basáltico atravessa a crosta interagindo e/ou assimilando outros tipos litológicos mais evoluídos ou então geofluidos, o *#mg* tende a diminuir. Assim basaltos menos evoluídos, mais próximos da composição original, apresentam *#mg* entre 60 e 69; em basaltos moderadamente evoluídos ou contaminados o *#mg* varia entre 50 e 59; para basaltos evoluídos ou contaminados, o *#mg* oscila

entre 40 e 49; finalmente para basaltos fortemente evoluídos ou contaminados o *#mg* é < 40.

9.2 Hipóteses de trabalho

Para balizar o tratamento dos dados, foram estabelecidas as seguintes questões e hipóteses de trabalho:

1. Quais os estimadores estatísticos capazes de servir como referência geoquímica geral para as rochas extrusivas aflorantes do Grupo Serra Geral no Estado do Paraná e regiões limitrofes?
2. Há assinaturas geoquímicas capazes de diferenciar rochas extrusivas de rochas intrusivas?
3. Há assinaturas geoquímicas tão discrepantes capazes de diferenciar diques de *sills*?
4. Quais os estimadores estatísticos capazes de servir como níveis de referência geoquímica específica para as rochas intrusivas diques e *sills* acima e abaixo do *gap* da sílica (62,02% SiO_2)?
5. Há associações geoquímicas com diferenças notáveis capazes de servir como indicadores específicos para as rochas extrusivas situadas abaixo e acima do *gap* da sílica (62,02% SiO_2)?
6. As quatro formações delimitadas no mapeamento geológico, Covó, Barracão, Candói e Cascavel podem ser representadas por associações geoquímicas características?
7. Os treze membros delimitados no mapeamento geológico podem ser representados por associações geoquímicas características?

9.3 Descrição da base de dados

Para os elementos maiores expressos na forma de óxidos foram selecionadas as análise por fluorescência de raios X, presentes em praticamente todas as amostras. Alguns elementos menores estão também determinados pela

mesma metodologia analítica seja em pastilha prensada seja em pérola fundida. É importante salientar que os teores de óxidos e alguns elementos menores foram determinados em grande quantidade de amostras por grande diversidade de laboratórios.

Já para os elementos menores, traço e ultra-traço, foram selecionados da base de dados os resultados obtidos com as técnicas analíticas que melhor representam os teores dos atingindo menores limites de detecção e com a melhor sensibilidade. Para esses casos, a quantidade de amostras analisadas é menor e com menor quantidade de laboratórios, especialmente o comercial ACME Labs.

Os dados foram obtidos das seguintes fontes relacionadas em ordem alfabética. Os óxidos, elementos e razões, e respectivas técnicas analíticas estão apresentados na Tabela Gq.01 (Anexo 1).

9.4 Estratificação da base de dados

O conteúdo dessa base de dados permite que sejam aplicados filtros geográficos e de atributos de forma a estratificá-la e extrair subconjuntos de dados que representes situações específicas. Com essa funcionalidade, foi extraído um subconjunto de dados com as seguintes características:

1. Amostras de superfície representando exclusivamente afloramentos, pedreiras, cortes de estrada ou leito de rios.

   Foram excluídas as amostras coletadas por perfurações porque: (a) o presente diagnóstico geoquímico diz respeito ao mapeamento geológico de superfície e (b) é possível que muitas interseccções de sondagens com descrição de diabásios não sejam *sills* espessos e sim diques subverticais com grande espessura aparente ou mesmo derrames. Para discriminar esses diabásios de subsuperfície será necessário um tratamento específico que não faz parte do escopo desse relatório, mas que utilizará como referência os resultados e conclusões aqui obtidas.

2. Amostras contidas no retângulo delimitado pelas seguintes coordenadas UTM SAD 69: 150000E e 800000E, 70800014N e 7511900N. Com isso,

amostras coletadas em áreas limítrofes nos territórios de São Paulo, Santa Catarina, Paraguai e Argentina foram incluídas, dando uma melhor cobertura geográfica ao conjunto de dados.

3. Tipo de ocorrência: derrames (extrusivas) e diques e *sills* (intrusivas). Foram desconsideradas as amostras de brechas e tufos hidrovulcânicos e de geodos de ametista das ocorrências de Chopinzinho.

Posteriormente, com o avanço do tratamento dos dados, foi necessário estratificar ainda mais o subconjunto de dados, com o limiar de 62,02% SiO_2 caracterizado como um *gap* da sílica do Grupo Serra Geral+Grupo Arapey por LICHT e ARIOLI (2012). Desse modo foi possivel estabelecer comparações entre os novos subconjuntos caracterizados no Quadro 7.

Quadro 7 - Caracterização dos subconjuntos de rochas extrusivas e intrusivas delimitados com o *gap* da sílica, 62,02% SiO_2 para o conjunto de amostras representativas do Membro Salgado Filho, Formação Barracão, Grupo Serra Geral no Estado do Paraná, a sul do paralelo 24°S.

Modo de ocorrência		*Gap* da SiO2
Extrusivas	Derrames	< 62, 02%
		≥ 62,02%
Intrusivas	Diques	< 62, 02%
		≥ 62,02%
	Sills	< 62, 02%
		≥ 62,02%

Obs. Todas as descrições, resultados e conclusões estão referidas às Tabelas que constam no Anexo 1 - Volume 2, deste relatório.

9.5 Metodologia de tratamento dos dados

O tratamento foi baseado em técnicas simples o que permite que sejam reproduzidas sem maiores dificuldades:

1. Cálculo dos estimadores estatísticos: teor menor, 1° quartil, mediana, média, 3° quartil, teor maior, desvio padrão e eventualmente o coeficiente de variação;

2. Utilização do gráfico R1 x R2 (DE LA ROCHE *et al.*, 1980) para a classificação dos tipos litogeoquímicos;

3. Adoção da mediana como estimador robusto e pouco desviado, para as comparações e definição de assinaturas geoquímicas e dos Fatores de Enriquecimento ou Empobrecimento Relativo - FEER.

As comparações entre as medianas foram feitas tomando como referência um conjunto de dados para cada situação e que normalmente é um conjunto que representa a situação geral para o Grupo Serra Geral no Estado do Paraná e regiões limítrofes. Por exemplo, ao comparar rochas extrusivas situadas acima e abaixo do *gap* da sílica foi usado como referência, o conjunto das medianas dos elementos e óxidos analisados nas extrusivas no território paranaense e regiões limítrofes. Dessa forma os fatores de enriquecimento e empobrecimento são simples padronizações, pois são calculados com relação a um conjunto de referência comum, p.ex. *mediana do MgO nas rochas extrusivas < 62,02% SiO_2 / mediana do MgO nas rochas extrusivas do Serra Geral no Paran*á ou então *mediana do MgO nas rochas extrusivas >= 62,02% SiO_2 / mediana do MgO nas rochas extrusivas do Serra Geral no Paraná.*

Para as comparações, foram consideradas as razões entre as medianas dos elementos nos grupos sob exame, em relação a um conjunto de referência específico para cada caso. Para enfatizar as diferenças entre os grupos, as razões situadas entre 0,90 e 1,10, ou seja, uma faixa de variação de 20%, que compreende 10% abaixo e 10% acima de 1,00 (a normalidade relativa), foram consideradas dentro da normalidade, ou seja, incapazes de caracterizar diferenças entre os grupos.

É importante salientar que os polígonos que representam os diversos membros no mapa geológico, englobam uma tipologia geoquímica heterogênea (referidas ao gráfico R1 x R2), em virtude de interdigitações e/ou diferenciações de pequena espessura ou continuidade lateral presentes, mas que não são mapeáveis na escala de trabalho. Para preservar esse conceito, foram mantidas as amostras que podem parecer incompatíveis com certas unidades geológicas. Assim, no polígono representativo do Membro Palmas, definido como composta por riolitos de diversas características de campo e petrográficas existem 83 amostras, das quais 65 são riolitos, 7 riodacitos, 23 dacitos, 2 lati-andesitos, 1

alcali-riolito e 3 basaltos andesíticos. No polígono do Membro Ivaiporã, existem 20 amostras, das quais 11 são basaltos andesíticos, 1 basalto toleitico, 6 olivina-basaltos, e 1 quartzo-latito. Assim, cada unidade geológica, formações ou membros, são caracterizados pelos tipos litogeoquímicos (R1 x R2) predominantes, sendo indicados os tipos geoquímicos presentes. É evidente que desse modo, as assinaturas geoquímicas de cada membro mostram um certo desvio se fosse considerada uma composição idealizada para cada unidade; p.ex. Membro Guarapuava constituído apenas por riodacitos ou Membro Palmas apenas por riolitos. No entanto, consideramos importante que essa heterogeneidade fique evidente, para que à medida que trabalhos de maior detalhe sejam realizados, uma faciologia mais refinada seja estabelecida e essa variabilidade seja gradativamente reduzida.

9.6 Indicações quanto aos processos - fonte do magma e contaminação crustal

Os conceitos mais genéricos dos termos ***compatibilidade*** e ***incompatibibilidade*** geoquímica dizem respeito ao enriquecimento e ao empobrecimento (*depletion*) relativos entre o manto e a crosta. Assim, elementos compatíveis são aqueles enriquecidos no manto e empobrecidos na crosta como Ni e Ti. Ao contrário, elementos incompatíveis são aqueles empobrecidos no manto e enriquecidos na crosta como Rb, Ba, La e U (WHITE, 2005). No entanto, para não provocar equívocos com conceitos mais específicos de elementos incompatíveis numa suite ou num tipo litológico específico, adotamos neste relatório os termos ***rochas com assinatura mantélica*** e ***rochas com assinatura crustal***. No nosso entendimento, esses termos expressam mais claramente a idéia de vinculação com um magma que teve origem no manto e com poucos indícios de contaminação crustal em contrasposição com um magma originado pela fusão da base da crosta e/ou com fortes indícios de contaminação crustal, respectivamente.

Desse modo, uma ***rocha com assinatura mantélica*** é a que mostra um enriquecimento relativo em uma porção significativa do seguinte conjunto de elementos: Au, Ca, Co, Cr, Cu, Fe, Ga, Mg, Mn, Ni, Pt, Pd, Sc, Ti, V, Zn. Já uma

rocha com assinatura crustal é a que mostra um enriquecimento relativo em uma porção significativa do seguinte conjunto de elementos: Ag, Al, As, B, Ba, Be, Bi, Cd, Cs, ETR, F, K, Hf, Hg, Li, Mo, Na, Nb, P, Pb, Rb, S, Sb, Si, Sn, Sr, Ta, Th, U, W, Zr. As recíprocas na forma de empobrecimentos relativos foram utilizadas como instrumento auxiliar de caracterização.

As tabelas sintéticas das assinaturas geoquímicas mostram os elementos classificados segundo as FEER e uma categorização em *fortemente enriquecidos*, *levemente enriquecidos*, *normais*, *levemente empobrecidos* e *fortemente empobrecidos*. Essa categorização foi utilizada para assinalar as vinculações dos subconjuntos (extrusivas, diques, *sills*, etc) e das rochas componentes dos membros como ***rochas com assinatura mantélica***, ou como ***rochas com assinatura crustal***. É evidente que essa técnica de classificação é indicativa e exploratória e para que seja válida necessita ser associada com dados isotópicos e razões elementares específicas que não dispomos neste trabalho. Porém, pelas tendências gerais e os resultados obtidos com os gráficos R1 x R2, consideramos que essa classificação atingiu os propósitos de discriminação e classificação de estratos do banco de dados geoquímicos.

No quadro abaixo relacionamos três níveis de enriquecimento relativo de um conjunto de elementos selecionados por serem considerados característicos de uma origem mantélica, Cr, Ni, Pt, Pd e #mg, com outro conjunto de elementos selecionados por serem considerados característicos de origem crustal, contaminação crustal ou diferenciação magmática, Ba, Sn, Ta, W, U. Nessa matriz sugerimos as possibilidades de origem e da intensidade da contaminação crustal e do processo de diferenciação magmática. O Quadro 8 apresenta os conceitos utilizados para sugerir uma origem e uma vinculação de processos em subconjuntos específicos.

Quadro 8 - Matriz de correlação entre os níveis de abundância relativa da associação de elementos com vinculação crustal e a de vinculação mantélica, e as possibilidades de origem e processos.

		Ba, Sn, Ta, W, U		
		Fortemente Empobrecidos FEER < 0,5	Normais e Levemenbte empobrecidos e enriquecidos 0,50 <= FEER < 1,50	Fortemente Enriquecidos FEER >= 1,50
Cr, Ni, Pt, Pd, #mg	Enriquecidos FEER >= 1,50	Origem em manto fértil; sem contaminação crustal; diferenciação magmática inexistente	Origem em manto fértil; leve contaminação crustal; diferenciação magmática incipiente	Origem em manto fértil; forte contaminação crustal; diferenciação magmática avançada
	Normais 0,50 >= FEER < 1,50	Origem em manto depletado; leve contaminação crustal; diferenciação magmática em estágio inicial	Origem em manto depletado; leve contaminação crustal; diferenciação magmática incipiente	Origem em manto depletado; forte contaminação crustal; diferenciação magmática avançada
	Empobrecidos FEER < 0,5	Origem fusão da crosta; leve contaminação crustal; diferenciação magmática em estágio inicial	Origem fusão da crosta; leve contaminação crustal; diferenciação magmática incipiente	Origem fusão da crosta; forte contaminação crustal; diferenciação magmática avançada

As tabelas com os fatores de enriquecimento e empobrecimento relativos para as diversas situações foram resumidas em tabelas parciais e ao final, a Tabela Gq.56 (Anexo 1) sintetiza todos os resultados obtidos para os fatores de enriquecimento e de empobrecimento de cada um dos membros delimitados no mapeamento geológico.

É importante salientar que em certas situações há uma aparente contradição, como por exemplo, o Membro Três Pinheiros, que o gráfico R1 x R2 mostra ser constituído por rochas básicas e os FEER indicam enriquecimentos em elementos com associação crustal e empobrecimentos em elementos com vinculação mantélica. Esse paradoxo, que é na verdade um falso dilema, se explica com facilidade, pois os elementos que entram no cálculo dos indicadores R1 e R2 são elementos maiores como Si, Ti, Fe, K e os FEER mais significativos e usados como indicadores de empobrecimento e enriquecimento relativos são de elementos menores e traço e ultra-traço.

9.7 Resultados obtidos

Antes de responder as sete questões anteriormente propostas, é necessário apresentar uma avaliação global dos resultados obtidos.

Como se observa na Tabela Gq.02 (Anexo 1), todas as variáveis analíticas mostram fortes variações, expressas por altos desvios padrão e especialmente pelos coeficientes de variação. Esse forte desvio padrão indica a complexidade e heterogeneidade do conjunto de dados geoquímicos, já que inclui rochas intrusivas e extrusivas, situadas acima e abaixo dos *gaps* da sílica, do titânio, do potássio, do magnésio e de outros elementos maiores e menores.

Os teores de sílica, variam entre 46,88 e 98,6% SiO_2, pois englobam amostras que variam desde olivina-basalto ou olivina-gabros até litófises de sílica encontradas junto às rochas ácidas (riolitos) do Membro Palmas, e brechas e tufos hipersilicosos situados entre os derrames que compõem diversos membros.

Os teores de titânio variam de 0,01 a 5,5% TiO_2 e têm mediana de 2,12% TiO_2, mostrando uma forte variabilidade, expressa pelo desvio padrão de 0,94% TiO_2 e pelo coeficiente de variação de quase 43%.

Os teores de potássio mostram forte variabilidade, indo de 0,049 até 7,1% K_2O, com mediana de 1,38% K_2O, desvio padrão de 1,36% TiO_2 e coeficiente de variação de praticamente 70%.

É um fato digno de nota o valor máximo de 56,96 e a mediana de 37,56 para os valores de #mg. Mesmo considerando que as poucas amostras estranhas acima citadas tenham sido incluídas, esses valores indicam que as rochas do Grupo Serra Geral no Estado do Paraná têm uma condição geral de moderadamente evoluídas ou contaminadas.

Assim, a maioria dos resultados analíticos expressa com clareza as variabilidades produzidas pela presença de tipos geoquimicamente contrastantes desde olivina-basaltos e olivina-gabros até riolitos e materiais hipersilicosos interderrames.

Neste quadro fica clara a necessidade de estratificar previamente a base de dados geoquímicos, isolando subconjuntos de amostras que representem

situações específicas quanto ao modo de ocorrência (extrusivas e intrusivas) e quanto aos membros delimitados durante o mapeamento geológico, para tentar identificar e caracterizar as diferenças que existem nessas diversas situações.

Atendendo a essa necessidade de exame de estratos da base de dados, serão apresentados resumos para as extrusivas, os diques e os *sills*, e para cada membro delimitado pelo mapeamento geológico, com base no gráfico R1 x R2 (DE LA ROCHE *et al*., 1980) com uma tabela com os tipos litogeoquímicos caracterizados em cada situação. Essa síntese será acompanhada de uma apreciação baseada nas assinaturas geoquímicas, com indicação dos processos que deram origem às rochas de cada situação abordada. Sempre que necessário será feita referência às Tabelas que constam do Anexo 1 (Volume 2).

Os resultados obtidos serão apresentados a seguir, na forma de respostas às hipóteses de trabalho formuladas inicialmente (ver página 288).

9.7.1 Estimadores estatísticos de referência para as rochas extrusivas do Grupo Serra Geral

A Tabela Gq.06 (Anexo 1), sintetiza os estimadores estatísticos dos elementos maiores e menores determinados nas rochas extrusivas e as Tabelas Gq.07 e Gq.08 (Anexo 1), mostram esse resumo para os subconjuntos de rochas extrusivas menores e maiores que o *gap* da sílica (62,02% SiO2) respectivamente. Em virtude das assimetrias das curvas de distribuição dos dados indicadas por altos valores de desvio padrão e de coeficientes de variação, consideramos que o estimador estatístico mais confiável é a mediana, já que é um estimador robusto, isto é, pouco desviado pela presença de valores aberrantes e produzidos por amostras mal classificadas ou fortemente discrepantes do conjunto.

A Tabela Gq.09 (Anexo 1), que compara os valores máximo, mínimo mediana e desvio padrão entre os dois subconjuntos e os valores de FEER - Fator de Enriquecimento e Empobrecimento Relativo, possibilita a identificação mais clara dos contrastes entre os dois sub-grupos. Assim, os fatores FEER - que sintetizam os contrastes entre as medianas dos elementos analisados num

estrato da base de dados, em relação a um conjunto de referência, são bons estimadores para caracterização de situações gerais e específicas.

A Tabela Gq.10 (Anexo 1) mostra com clareza que o subconjunto de amostras com teores < 62,02% SiO_2 é relativamente enriquecido em Pt, Pd, Au, Cr Ni, TiO_2, e empobrecido em Nb, B, Be.Cs, Sb, U, Mo, Sn, Ce, Zr, Pb, Sm, Ce, Rb, Th, W, La, Ba, Nd, La e Pr o que lhe confere uma assinatura geoquímica de vinculação mantélica e fraca contaminação crustal. Ao contrário, o subconjunto que contém as amostras com teores >= 62,02% SiO_2 mostra forte enriquecimento relativo em Cs, Bi, Sb, U, Pb, W, Th, Th, Rb, As, Sn, K2O, Zr, Li, B, Ba, La, Ce, Nb, Y, Ta, Dy, Ce, Ho, Tm, Mo, La, Er, Yb, Lu e Be e um forte empobrecimento relativo em Ni, V, Au, Cu, Mg, Co, MgO, Cr, Ca, Ti, Sr, Pd, FeO, CaO, Sc, FeOtot, Fe, MnO, Mn, TiO2 e #mg. Estas associações constituem uma assinatura geoquímica de vinculação crustal ou que adicionalmente sofreu forte contaminação crustal.

A Tabela Gq.13 (Anexo 1) mostra que, ao serem comparadas com as intrusivas, as rochas extrusivas < 62,02% SiO_2, não mostram enriquecimentos ou empobrecimentos relativos com grande impacto, seja para os elementos associados com uma origem mantélica quanto para os elementos vinculados com uma origem ou contaminação crustal. Esse fato já é um indicativo importante de que as fontes dos magmas que deram origem aos dois conjuntos (intrusivas e extrusivas) podem ser diversas.

9.7.2. Assinaturas geoquímicas características das rochas extrusivas e intrusivas

A comparação entre os resultados obtidos entre as extrusivas e intrusivas - diques e soleiras - mostra que os diques são representados quase que exclusivamente por rochas de características básicas, os *sills* mostram uma maior distribuição entre os tipos básicos, intermediários inclusive com tipos ácidos e as rochas extrusivas mostram uma forte bipolaridade centrada em tipos básicos e intermediários de um lado e por tipos ácidos do outro. Porém, em

virtude da pequena quantidade de amostras de intrusivas >= 62,02% SiO_2, essa comparação só foi possível para os subconjuntos menores que o *gap* da sílica.

Extrusivas

As rochas extrusivas são representadas por uma tipologia litogeoquímica muito diversificada. Há grande diversidade de tipos litogeoquímicos, no entanto apenas os cinco tipos mais frequentes totalizam mais que 87% das variedades presentes, isto é, basalto-andesítico mais olivina-basalto (62,25%), riolito mais quartzo latito e rio-dacito (21,81%). Oito pontos com valores de R1 maiores que 3.000, representam amostras de brechas, tufo-brechas e tufos, geodo de quartzo e pitchstone, todos hipersilicosos (Figura 263). O sumário dos dados geoquímicos encontra-se no Quadro 9.

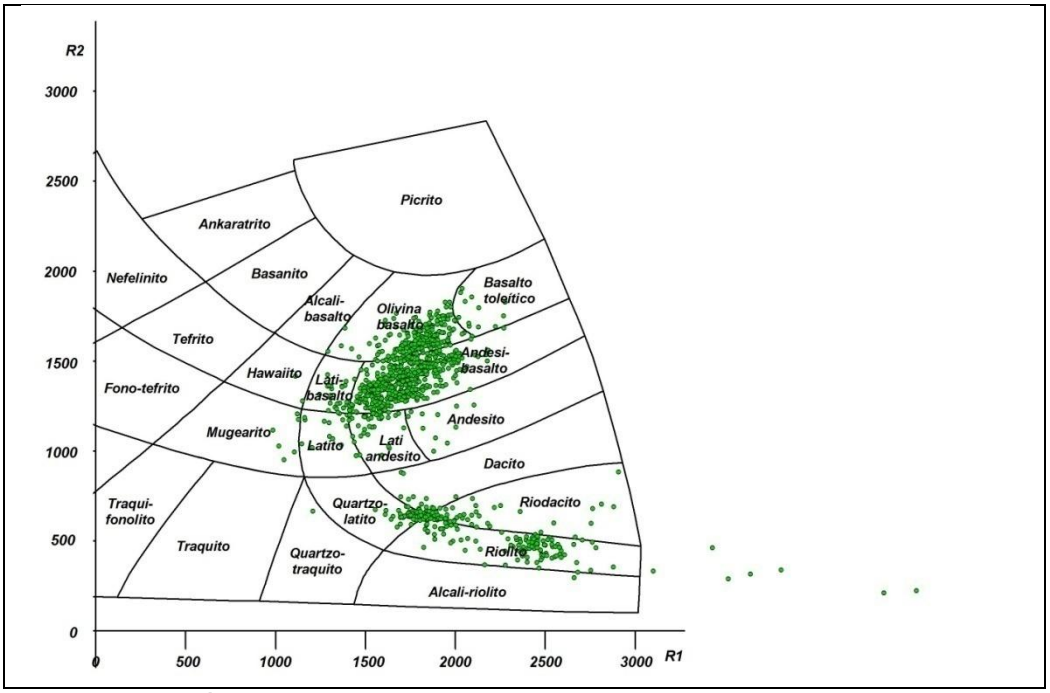


Figura 263 - Gráfico R1 x R2 para o conjunto de rochas extrusivas coletadas à superfície; Grupo Serra Geral no Estado do Paraná e regiões limítrofes de São Paulo, Santa Catarina, Argentina e Paraguay.

Quadro 9 - Sumário dos tipos geoquímicos (R1 x R2) da rochas representativas de rochas extrusivas coletadas à superfície ; Grupo Serra Geral no Estado do Paraná e regiões limítrofes de São Paulo, Santa Catarina, Argentina e Paraguay.

Extrusivas N = 1059		
Tipo R1 x R2	**N**	**(%)**
Basalto-andesítico	466	44,00
Olivina-basalto	225	21,25
Riolito	128	12,09
Quartzo-latito	55	5,19
Rio-dacito	48	4,53
Lati-andesito	37	3,49
Lati-basalto	23	2,17
Dacito	22	2,08
Latito	14	1,32
Basalto toleítico	12	1,13
Andesito	11	1,04
Mugearito	6	0,57
Hawaiito	2	0,19
Álcali riolito	1	0,09
Quartzo-traquito	1	0,09
Hipersilicosas (brecha, *pitchstone*, geodo)	8	0,76

Intrusivas - Diques

Três tipos litogeoquímicos de características básicas - gabro-diorito, olivina gabro e monzo-diorito - são os mais frequentes, perfazendo 88,16%. Os tipos de características pouco mais ácidas como tonalito, quartzo monzonito e granodiorito são pouco frequentes, totalizando 2,96%. Outros tipos são exceções e têm baixa freqüência (Figura 264). O sumário dos tipos geoquímicos encontra-se no Quadro 10.

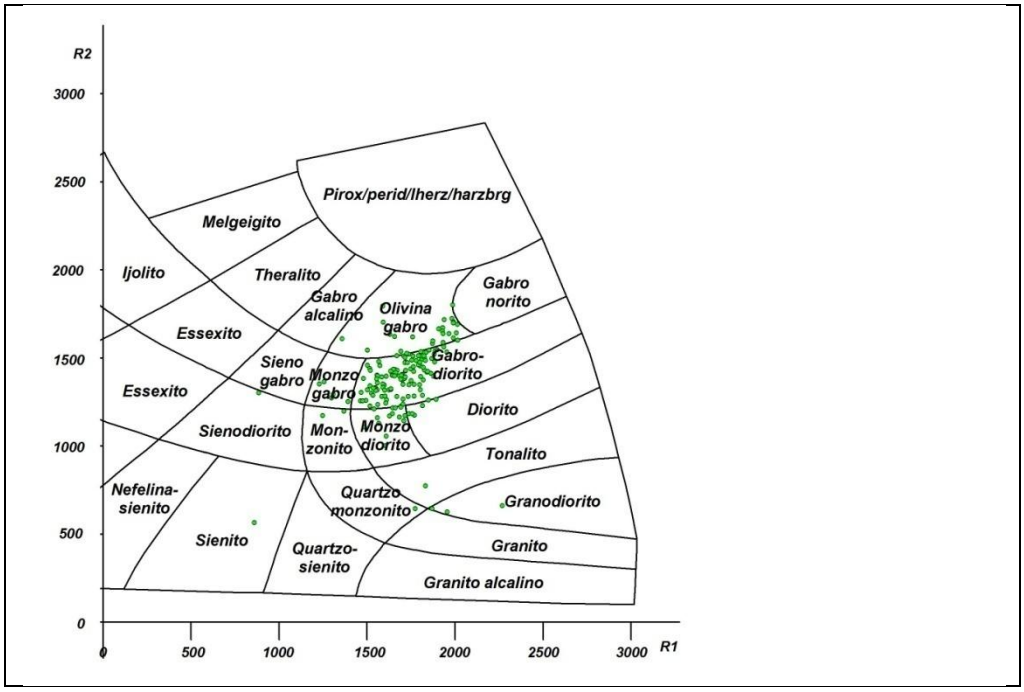


Figura 264. Gráfico R1 x R2 para o conjunto de amostras de diques coletadas à superfície; Grupo Serra Geral no Estado do Paraná e regiões limítrofes de São Paulo, Santa Catarina, Argentina e Paraguay.

Quadro 10. Sumário dos tipos geoquímicos (R1 x R2) da rochas representativas de diques coletados à superfície; Grupo Serra Geral no Estado do Paraná e regiões limítrofes de São Paulo, Santa Catarina, Argentina e Paraguay.

Diques N = 169		
Tipo R1 x R2	**N**	**(%)**
Gabro diorito	110	65,09
Olivina gabro	25	14,79
Monzo diorito	14	8,28
Diorito	5	2,96
Monzo gabro	5	2,96
Granodiorito	3	1,78
Monzonito	2	1,18
Gabro norito	1	0,59
Sieno diorito	1	0,59
Sienito	1	0,59
Tonalito	1	0,59
Quartzo monzonito	1	0,59

Intrusivas - *Sills*

Três tipos litogeoquímicos de características básicas - gabro-diorito, olivina gabro e monzo-diorito - são os mais frequentes, perfazendo 88,16%. Há uma presença maior de tipos intermediários como diorito, monzo-diorito e monzonito, perfazendo 15,28%. Os tipos de características ácidas - tonalito, quartzo monzonito e granodiorito - são pouco frequentes e totalizam 2,96% (Figura 265). O Quadro 11 apresenta o sumário dos tipos geoquímicos.

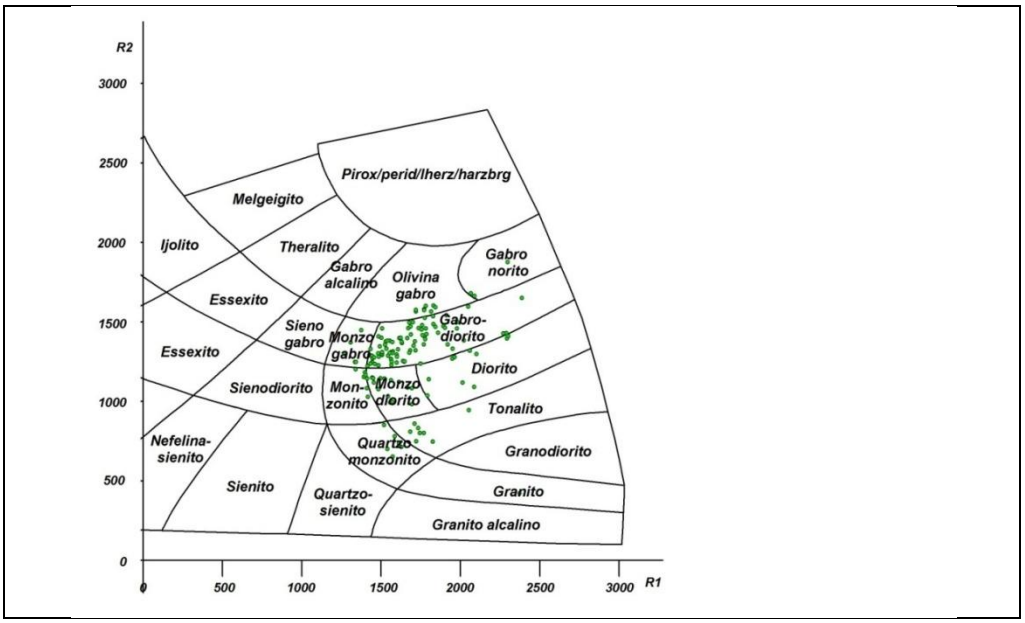


Figura 265 - Gráfico R1 x R2 para o conjunto de amostras de *sills* coletadas à superfície; Grupo Serra Geral no Estado do Paraná e regiões limítrofes de São Paulo, Santa Catarina, Argentina e Paraguay.

Quadro 11 - Sumário dos tipos geoquímicos (R1 x R2) das rochas representativas de *sills* coletados à superfície; Grupo Serra Geral no Estado do Paraná e regiões limítrofes de São Paulo, Santa Catarina, Argentina e Paraguay.

Sills **N = 144**		
Tipo R1 x R2	**N**	**(%)**
Gabro diorito	82	56,94
Monzo diorito	15	10,42
Diorito	10	6,94
Olivina gabro	8	5,56
Tonalito	8	5,56
Monzonito	6	4,17
Quartzo monzonito	6	4,17
Monzo gabro	5	3,47
Gabro norito	3	2,08
Granito	1	0,69

A comparação entre os FEER das rochas extrusivas e intrusivas com teores menores que o *gap* da sílica em relação às rochas com a mesma condição aflorantes no Paraná e regiões limítrofes de São Paulo, Santa Catarina, Argentina e Paraguay (Tabela Gq.13 - Anexo 1), mostrou o seguinte:

1. Não há diferenças notáveis entre os dois subconjuntos no que diz respeito aos valores medianos de SiO_2, MgO, CaO, Al_2O_3, MnO, Na_2O, Ce, Au, Sb, P, Pb, B, Ba que situam-se na faixa da normalidade relativa. Esse conjunto de elementos não permite que sejam elaboradas maiores conclusões exceto que ambos conjuntos de rochas extrusivas e intrusivas representam rochas básicas e intermediárias já que foram selecionadas por terem teores de SiO_2 < 62,02%;
2. As rochas extrusivas comparadas às intrusivas, são enriquecidas apenas em Pd e Ag e empobrecidas em Au1, P_2O_5, U, Nb, Rb, Cs, C;
3. As rochas intrusivas comparadas às extrusivas, são enriquecidas nos seguintes elementos Bi_2, Cs, P_2O_5, Bi1, Pr, Ce, Nd, La, Pb, Zr, Ta, Nb, Ba*, Sm, B, Gd, Eu, Th, Hf, U, Ba, Sr*, Mo, Zr*, Y, Co, TiO_2, La*, Tb, Ho, Tm, Dy, Mg, Ce*, FeO, K_2O, Yb e empobrecidas em F, Pd, Sc, As, Pt, P, Ni, Be, K, Li, W, S, Sb, C, Ag.

Esses enriquecimentos e empobrecimentos relativos mostram que as rochas intrusivas são enriquecidas relativamente em uma ampla suite de elementos que constituem uma assinatura crustal, enquanto as extrusivas situam-se na faixa da normalidade relativa. Disso decorre que as fontes e os processos envolvidos na geração e ascensão dos magmas que deram origem às rochas extrusivas e intrusivas < 62,02% SiO_2 foram diferentes. Pela metodologia que adotamos, é possível intuir que os magmas que deram origem às rochas extrusivas tenham sido gerados no manto e ascenderam com intensa interação com a crosta, dai resultando uma assinatura mista que reflete esse processo combinado que deu origem a rochas básicas e intermediárias. Já para as intrusivas, é possivel sugerir que o magma tenha sido gerado por fusão parcial na interface do manto com a base da crosta e que a ascensão se deu com forte interação com os materiais crustais, o que produziu uma assinatura geoquimica com forte componente crustal, porém com litotipos básicos a intermediários.

9.7.3 Assinaturas geoquímicas características de diques de *sills*

Como já foi explicitado, em virtude da pequena quantidade de amostras de intrusivas >= 62,02% SiO_2, só foi possível comparar os subconjuntos de intrusivas situados abaixo do *gap* da sílica.

A Tabela Gq.13 (Anexo 1), mostra que não existe diferenças entre as medianas de SiO_2, MnO, Na_2O, FeO, Zr, o que sugere que o magma que alimentou diques e soleiras teve provavelmente uma mesma origem.

A Tabela Gq.13 também indica que os diques mantiveram a característica do magma básico original, com enriquecimentos relativos em Pd, Pt, Cr, Ni, Au, #mg, MgO, CaO, com enriquecimentos em poucos elementos como Bi, P_2O_5, Ba, Zr relacionados com uma contaminação crustal

Já os *sills*, mostram uma assinatura geoquímica constituída por uma suíte de elementos tal que dá fortes indícios de contaminação crustal, provavelmente pela interação com suas encaixantes que são rochas sedimentares siliciclásticas ou químicas e pelo tempo maior de residência durante ao resfriamento e cristalização, o que por sua vez possibilitou maior interação e assimilação. Assim os *sills* mostram enriquecimentos relativos em Cs, Pb, F, Gd, La, Nd, Pr, Rb, Ta, Tb, Th, Ba, Eu, Hf, Mo, Nb, Tm, Zr, Dy, Er, Ho, Yb, K_2O, La, Lu, Sr.

9.7.4 Estimadores estatísticos de referência de diques e *sills* em relação ao *gap* da sílica

Como já foi exposto, em virtude da pequena quantidade de amostras de intrusivas >= 62,02% SiO_2, só foi possível comparar os subconjuntos de intrusivas situados abaixo do *gap* da sílica.

Na Tabela Gq.13 (Anexo 1) observa-se que os diques < 62,02% SiO_2, que são a maioria, mostram um forte enriquecimento relativo em Pd e um pouco menos intenso em Cr, Au, Pt e um empobrecimento em Ag, Li, Rb, K, Rb, P e B.

Na mesma Tabela, observa-se que os *sills*, mostram fortes empobrecimentos relativos em Pd, Cr, Pt, Ni, e fortes enriquecimentos relativos

em Bi, Cs, Pb, Pr, Ce, La, Nd, P_2O_5, Sm, Th, Zr, Gd, Nb, associações que lhe confere uma assinatura de contaminação crustal, já que assume-se que os *sills* tenham sido alimentados pelos diques, num único episódio.

Dessa forma, o sistema de rochas intrusivas parece ter sido solidário, com a alimentação de magma básico sendo promovida por um sistema de fraturas que hoje são representadas pelo sistema de diques com direção N45-60W. Ao atingir a situação favorável na qual o empuxo vertical e a pressão litostática se equilibram, ocorreu a formação das soleiras que foram sendo alimentadas pelos pulsos de magma básico em ascensão. Esse magma que alimentou os *sills*, já havia sofrido um certo grau de contaminação no contato com as rochas do embasamento da bacia. Ao atravessar a sequência sedimentar paleozóica, o magma foi exposto à um maior grau de contaminação que foi ainda aumentada durante o contato entre os *sills* e as rochas sedimentares encaixantes, até sua completa consolidação e cristalização.

9.7.5 Associações geoquímicas características das extrusivas em relação ao *gap* da sílica

O exame dos gráficos R1 x R2 para as rochas extrusivas categorizadas segundo o *gap* da sílica mostra que as rochas extrusivas com teores menores que 62,02% SiO_2 mostram uma forte dispersão dos pontos que estão situados não só nos campos da série toleítica como também alguns esparsos representantes da séria alcalina nos hawaiitos (Figura 266).

Há uma forte representação (87,04%) das rochas básicas subsaturadas olivina basaltos, basaltos toleíticos e basaltos andesíticos. Os tipos da "banda andesítica" (DE LA ROCHE *et al*., 1980) lati-andesito, andesito, latito e mugearito representam 9,37%. A inclusão de alguns poucos pontos de dacitos (0,23%) e rio-dacitos (0,45%) é explicada pelo efeito provocado pelas linhas de saturação em sílica que são inclinadas em relação aos eixos do gráfico, como DE LA ROCHE *et al*. (1980) representa na Figura 3a.

As rochas extrusivas saturadas em sílica mostram uma forte concentração nos campos dos riolitos, rio-dacitos, quartzo-latitos e dacitos que totalizam 97,56% (Quadro 12).

Os dois pontos identificados no Quadro 12 como "fora do gráfico" são os que estão localizados na Figura 267, logo à direita dos campos do riodacito e do riolito. Os pontos restantes são dispersos, porém bem alinhados, à direita do gráfico, não são rochas extrusivas, mas brechas, tufo brechas e tufos ricos em matriz quartzo feldspatica-micácea intercalados nos derrames, a maioria dos quais não foi considerada nas estatísticas.

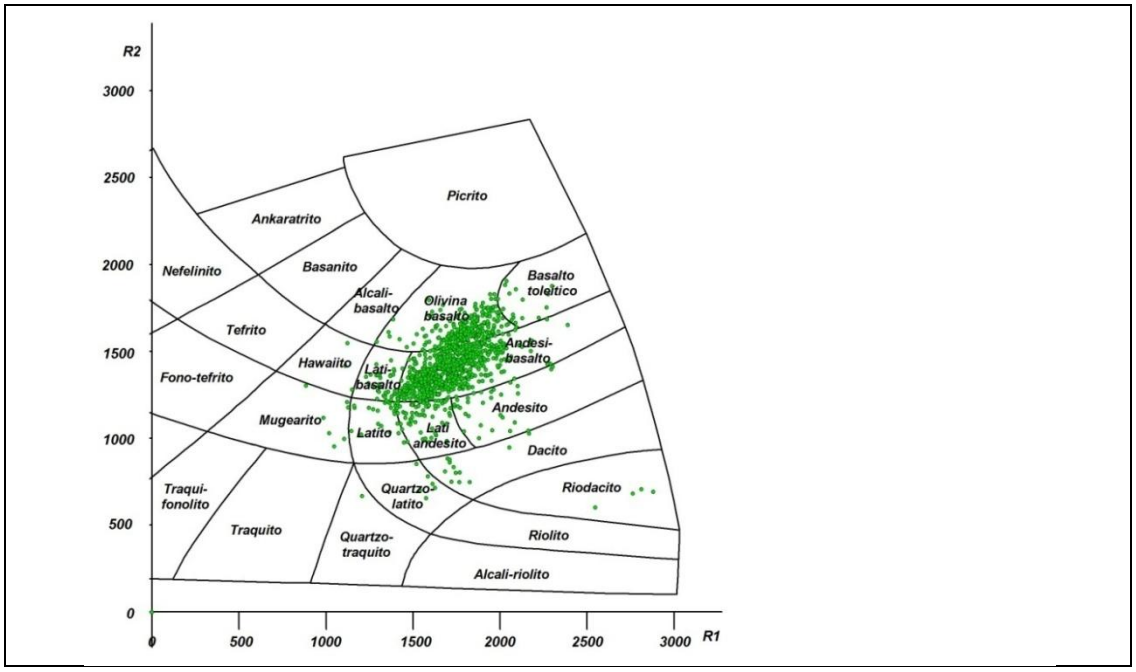


Figura 266 - Gráfico R1 x R2 para o conjunto de amostras de extrusivas menores que o *gap* da sílica (< 62,02% SiO_2) coletadas à superfície; Grupo Serra Geral no Estado do Paraná e regiões limítrofes de São Paulo, Santa Catarina, Argentina e Paraguay.

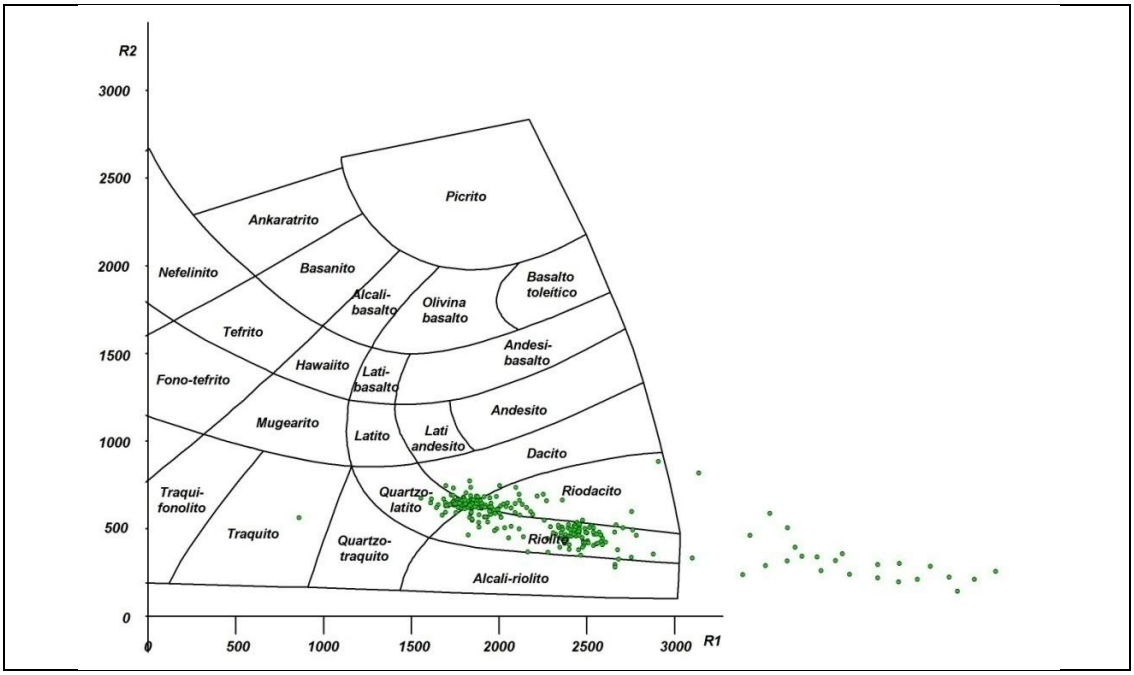


Figura 267 - Gráfico R1 x R2 para o conjunto de amostras de extrusivas maiores que o *gap* da sílica (> = 62,02% SiO_2) coletadas à superfície; Grupo Serra Geral no Estado do Paraná e regiões limítrofes de São Paulo, Santa Catarina, Argentina e Paraguay.

Quadro 12 - Sumário dos tipos geoquímicos (R1 x R2) das rochas representativas de extrusivas coletadas à superfície e categorizadas segundo o *gap* da sílica (62,02% SiO_2); Grupo Serra Geral no Estado do Paraná e regiões limítrofes de São Paulo, Santa Catarina, Argentina e Paraguay.

< 62,02% SiO_2 N = 887			**>= 62,02% SiO_2 N = 327**		
Tipo R1 x R2	**N**	**(%)**	**Tipo R1 x R2**	**N**	**(%)**
Basalto-andesítico	513	57,84	Riolito	174	53,21
Olivina-basalto	247	27,85	Rio-dacito	68	20,80
Basalto toleítico	12	1,35	Quartzo-latito	56	17,13
Lati-basalto	23	2,59	Dacito	21	6,42
Hawaiito	2	0,23	Álcali-riolito	1	0,31
Lati-andesito	42	4,74	Fora do gráfico	2	2,14
Andesito	21	2,37			
Latito	14	1,58			
Mugearito	6	0,68			
Rio-dacito	4	0,45			
Dacito	2	0,23			
Quartzo-traquito	1	0,11			

A Tabela Gq.10 (Anexo 1) mostra que é possível considerar que as medianas, e por consequência os FEER, são capazes de caracterizar com clareza as assinaturas geoquímicas dos dois conjuntos. Isso é possível por uma assinatura geoquímica composta pelos elementos enriquecidos ou então pelos elementos empobrecidos.

A Tabela Gq.10 sintetiza os conjuntos de elementos ou óxidos enriquecidos ou empobrecidos e nela ficam evidentes as diferenças das assinaturas geoquímicas dos dois subconjuntos as quais indicam para o subconjunto de rochas extrusivas < 62,02% SiO_2 uma associação geoquímica centrada no enriquecimento relativo em Pt, Pd e Au e Ni, Cr, TiO_2, Ti, Cu, Sc, FeO, Ca, MgO, Mg e no empobrecimento em Nb, B, Be, Cs, Sb, U, Mo, Sn, Ce, Zr, Pb, Sm, Ce, Rb, Th, W, La, Ba, Nd, La e Pr, associações que conjugadas são indicativas de uma fonte mantélica fértil.

Já para as rochas extrusivas >= 62,02% SiO_2, a Tabela Gq.10 mostra uma situação inversa pois são fortemente enriquecidas em Cs, Bi, Sb, U, Pb, W, Th, Rb, As, Sn, K_2O, Zr, Li, B, Ba, La, K, Ce, Nb, Y, Ta, Ba, Y, Dy, Ce, Ho, Tm, Mo, La, Er, Yb, Lu e Be e fortemente empobrecidas em Ni, V, Au, Cu, Mg, Co, MgO, Cr, Ca, Ti, Cr, Pd, FeO, CaO, Sc, FeOtot, Fe, numa associação geoquímica que pode indicar uma origem relacionada com a fusão da base da crosta associada com uma forte assimilação de materiais crustais.

A comparação entre dois subconjuntos de rochas extrusivas categorizadas segundo o *gap* da sílica mostra que no que diz respeito aos valores medianos de Al_2O_3, Fe_2O_3, Na_2O, Ga, Zn, Eu, Sc, Cd, C, Hg, S, Te não são observadas diferenças notáveis. Dessa forma, esse conjunto de elementos ou razões não permite que sejam elaboradas maiores conclusões.

No entanto, quando observados os enriquecimentos e empobrecimentos relativos, os dois conjuntos mostram associações muito características:

1. As rochas extrusivas com teores < 62,02% SiO_2, são fortemente enriquecidas em Cu, Au, Pd, Ni, FeO_{total}, MgO, CaO, Cr, Ni, Sc, Mg, Ni, Cu, Cr, Mn, Sc, Sr, Au, Ti, CaO, MgO, Pt, Mg, #mg entre outros. Por outro

lado são empobrecidas em Nb*, B, Be, Cs, Sb, U, Mo, Sn, Ce*, Zr*, Pb, Sm, Ce, Rb, Th, W, La*, Ba, Nd, La, Pr, Tm, Ba*, Tb, Ta, As, K, Lu, Yb, Zr, K2O, Nb, Rb*, Gd, Li, Hf.

2. As rochas extrusivas com teores >= 62,02% SiO_2, são fortemente enriquecidas em Cs, Th, Pb, Sb, As, La, K, Nb, Ba, Rb, K_2O, Sn, Zr, B, Be, K, Rb, P, Ta, Pr, Mo, Ce, Mo, Ba, La, La, Th, Ce, Pb, Li, Y, Nd, Dy, Zr, Sm, Er, Tm, Hf, Yb, F, Nb, Lu, Ho, B e P_2O_5, entre outros. São também fortemente empobrecidas em Ni, V, Au1, Ni*, Cu, Mg, Co, MgO, Cr*, Ca, Ti, Cr, Pd, FeO, CaO, Sc, FeOtot, Fe.

Com essa metodologia não é possível estabelecer se esses dois subconjuntos estão correlacionados e provém de um magma gerado em uma mesma fonte num processo de evolução e diferenciação magmática ou se foram gerados em situações diversas relacionadas com uma fonte mantélica e de fusão de base da crosta.

No entanto, essas associações totalmente constrastantes sugerem que o processo de contaminação e assimilação de materiais crustais podem ter sido muito significativos na evolução desse grande sistema eruptivo.

9.7.6 Associações geoquímicas características - formações Covó, Barracão, Candói e Cascavel

As Tabelas Gq.14, Gq.15, Gq.16, Gq.17 (Anexo 1) sintetizam os estimadores estatísticos dos elementos analisados nas rochas classificadas em cada formação, segundo as características de campo.

A Tabela Gq.31 (Anexo 1), contém uma síntese das medianas dos elementos analisados nas amostras de cada formação sendo a Formação Covó (>= 62,02% SiO_2) e as formações Barracão, Candói e Cascavel (< 62,02% SiO_2).

Nesta tabela, observa-se que a mediana dos teores de SiO_2 nas rochas da Formação Covó composta por riodacitos e riolitos é de 66,09%, e que a mediana dos teores das formações Barracão, Candói e Cascavel está ao redor de 51% SiO_2. Esse valor elevado indica uma presença significativa de rochas de características intermediárias.

Da observação dos valores de #mg resulta que na Formação Covó a mediana é de 25,21 e nas formações Barracão, Candói e Cascavel, a mediana está ao redor de 39. Também são valores muito baixos reforçando a indicação de contaminação crustal mediana a forte.

A Tabela Gq.32 (Anexo 1) mostra que as rochas da Formação Covó em relação às outras três formações, são fortemente enriquecidas (FEER >= 1,50) num conjunto significativo de variáveis que caracterizam uma assinatura crustal, como por exemplo Cs, U, Pb, W, Th, Rb, K2O, Li, Nb, Ba, Mo, a maior parte dos ETR e fortemente empobrecidas (FEER < 0,50) numa suite de elementos que associados a uma origem mantélica como por exemplo, Pd, Au, Ni, V, Cr, Co, Mg, MgO, Mn e CaO.

Na Tabela Gq.33 (Anexo 1), que compara os FEER entre as rochas da Formação Barracão em relação ao conjunto de rochas extrusivas < 62,02% SiO_2, ressalta a relativa normalidade da maioria das variáveis analíticas. A grande discrepância está no enriquecimento leve a forte em Au, Pd e Pt o que pode indicar que o magma que deu origem às rochas dessa formação é um magma básico originado de uma fonte mantélica fértil.

A Tabela Gq.34 (Anexo 1), que compara os FEER entre as rochas da Formação Candói em relação ao conjunto de rochas extrusivas < 62,02% SiO_2, ressalta dois aspectos. O primeiro é o forte empobrecimento relativo (FEER < 0,5) em Pd, Pt, Au e Cr e o segundo um enriquecimento leve (1,10 < = FEER < 1,50) em Rb, W, Ce, Pr, Sr, La, Cs, F, Th, Nd, Sn, Ta, Sm, Ba, U, Nb, Mo, Nb. A associação desses dois desvios da normalidade sugere que o magma que deu origem às rochas da Formação Candói, teve origem na base da crosta ou em região de manto não fértil que sofreu contaminação crustal durante a ascensão.

A Tabela Gq.35 (Anexo 1) que compara os FEER entre as rochas da Formação Cascavel em relação ao conjunto de rochas extrusivas < 62,02% SiO_2, salienta a normalidade entre a maioria dos elementos que compõem uma assinatura mantélica como Cr, Pt, Pd, Ni e Mg e os que compõem uma assinatura crustal como a maioria dos ETR Nb, Sm, Ta, Th e F. No entanto muitos elementos de assinatura crustal estão dispersos nas regiões de leve enriquecimento, p.ex. Ba, e leve empobrecimento, p.ex. W e Be. Essa

configuração sugere que o magma que originou as rochas da Formação Cascavel teve uma fonte mais crustal que mantélica.

9.7.7 Associações geoquímicas características dos treze membros das formações decritas

Serão a seguir caracterizadas as assinaturas geoquímicas dos 13 membros delimitados com os critérios adotados no mapeamento geológico. As amostras foram previamente classificadas, em campo ou escritório, e assinaladas às unidade de mapeamento que estão abaixo identificadas:

Formação Covó
Membro Guarapuava
Membro Palmas

Formação Barracão
Membro Flor da Serra do Sul
Membro Cantagalo
Membro Salgado Filho

Formação Candói
Membro Três Pinheiros
Membro Foz do Areia
Membro Ivaiporã
Membro General Carneiro
Membro Chopinzinho

Formação Cascavel
Membro Toledo
Membro Santa Quitéria
Membro Foz do Iguaçu

As Tabelas Gq.18, Gq.19, Gq.20, Gq.21, Gq.22, Gq.23, Gq.24, Gq.25, Gq.26, Gq.27, Gq.28, Gq.29, Gq.30 (Anexo 1) contém os estimadores

estatísticos dos elementos analisados nas rochas classificadas em cada membro, e a Tabela Gq.36 (Anexo 1), compara as medianas dos elementos analisados nos conjuntos de amostras classificadas nos treze membros, segundo suas características de campo.

Formação Covó

Membro Guarapuava

A forte presença de tipos de características ácidas caracteriza o Membro Guarapuava, com 66,97% do total representados por quartzo-latitos, riodacitos e riolitos. Os pontos que representam tipos básicos e intermediários - cerca de 15% - evidenciam as frequentes intercalações e interdigitações de basaltos a andesitos encontradas nos trabalhos de campo (Figura 268 e Quadro 13).

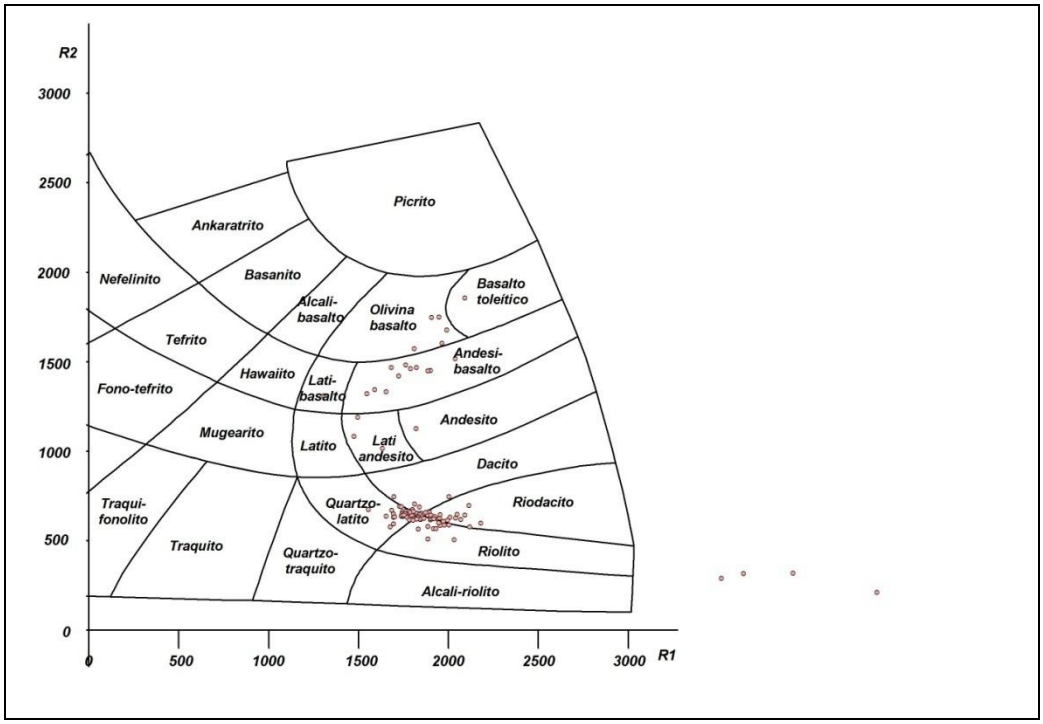


Figura 268 - Gráfico R1 x R2 para o conjunto de amostras representativas do Membro Guarapuava, Formação Covó, Grupo Serra Geral no Estado do Paraná, a sul do paralelo 24°S.

Quadro 13 - Sumário dos tipos geoquímicos (R1 x R2) da rochas representativas representativas do Membro Guarapuava, Formação Covó, Grupo Serra Geral no Estado do Paraná, a sul do paralelo 24°S.

Membro Guarapuava N = 109		
Tipo R1 x R2	**N**	**(%)**
Quartzo-latito	30	27,52
Riodacito	23	21,10
Riolito	20	18,35
Basalto-andesítico	11	10,09
Dacito	10	9,17
Olivina-basalto	5	4,59
Lati-andesito	3	2,75
Andesito	1	0,92
Basalto toleítico	1	0,92
Lati-basalto	1	0,92
Hipersilicosas (brecha, *pitchstone*, geodo)	4	3,67

A Tabela Gq.38 (Anexo 1) apresenta uma categorização dos enriquecimentos e empobrecimentos relativos dos elementos e óxidos no Membro Guarapuava. Nesta tabela vemos que existe um forte enriquecimento em elementos incompatíveis e característicos de uma vinculação crustal como Hg, Eu, Nb, Sr, C, P, Zr, Hf, Nd, Ta, Pr, Ce e Sm, acompanhado de um forte enriquecimento relativo em elementos compatíveis com uma vinculação mantélica como Mg, Ti, V, Mn, Zn, Cr, mas não em Pt e Pd. Essa situação ambígua repete-se nas situações de normalidade e de empobrecimento, o que sugere que o magma responsável pela formação das rochas do Membro Guarapuava pode ter sido gerado em situação de manto não fertil e que sofreu uma forte contaminação crustal.

Membro Palmas

A grande proporção de riolitos e rio-dacitos - 86,74% - caracteriza o domínio do Membro Palmas. Alguns pontos reprentando rochas básicas e intermediárias - lati-andesitos e basalto-andesíticos - são pouco frequentes, mas

bem representam as intercalações encontradas durante os trabalhos de mapeamento geológico.

A Tabela Gq.39 (Anexo 1) apresenta uma categorização dos enriquecimentos e empobrecimentos relativos dos elementos e óxidos no Membro Palmas. Nesta tabela vemos que existe certo enriquecimento em alguns elementos incompatíveis e característicos de uma vinculação crustal como Bi, Rb, As, W, Sb, acompanhado de um leve enriquecimento relativo em elementos compatíveis com uma vinculação mantélica como Ni, Fe_2O_3, Cr, mas não em Pt e Pd. Essa situação ambígua repete-se nas situações de normalidade e de empobrecimento, o que sugere que o magma responsável pela formação das rochas do Membro Palmas pode ter sido gerado em região de manto não fértil e que sofreu contaminação crustal (Figura 269 e Quadro 14).

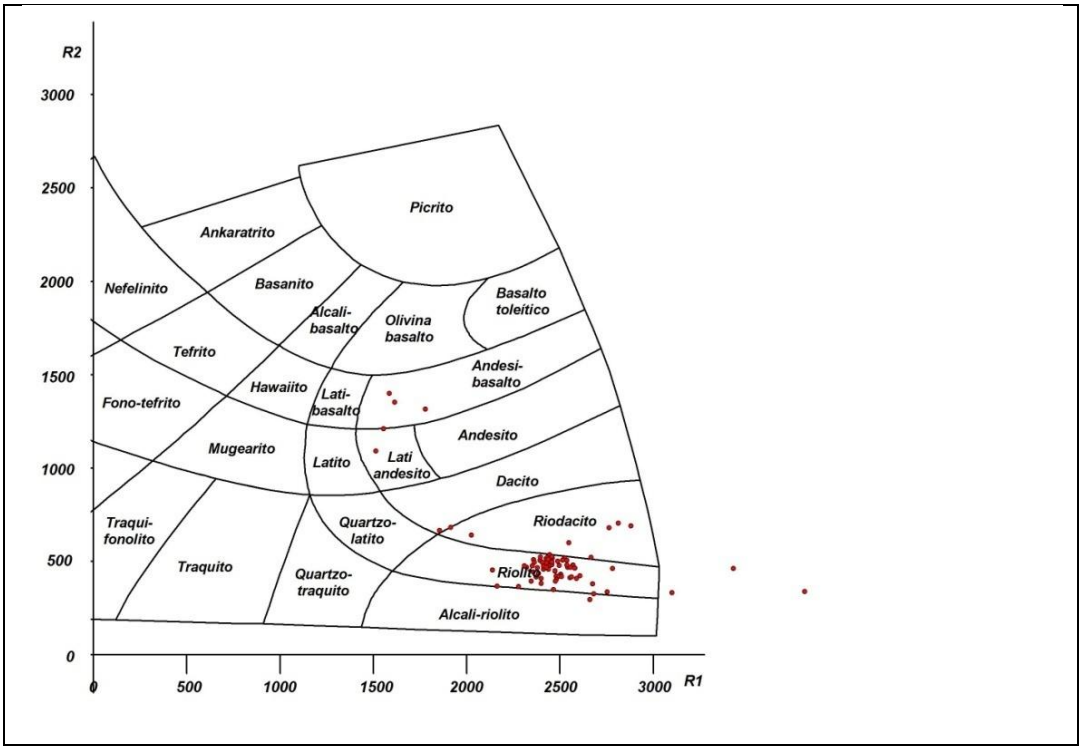


Figura 269 - Gráfico R1 x R2 para o conjunto de amostras representativas do Membro Palmas, Formação Covó, Grupo Serra Geral no Estado do Paraná, a sul do paralelo 24°S.

Quadro 14 - Sumário dos tipos geoquímicos (R1 x R2) da rochas representativas representativas do Membro Palmas, Formação Covó, Grupo Serra Geral no Estado do Paraná, a sul do paralelo 24°S.

Membro Palmas N = 83		
Tipo R1 x R2	**N**	**(%)**
Riolito	65	78,31
Riodacito	7	8,43
Basalto-andesítico	3	3,61
Dacito	2	2,41
Lati-andesito	2	2,41
Alcali-riolito	1	1,20
Hipersilicosas (brecha, *pitchstone*, geodo)	3	3,61

No entanto, quando são comparados os enriquecimentos e empobrecimentos relativos entre os dois membros da Formação Covó (Tabelas Gq.40 e Gq.41 - Anexo 1), o que se observa é que o Membro Guarapuava apresenta uma assinatura geoquímica confusa com enriquecimentos relativos em elementos vinculados ao manto e à crosta. Já para o Membro Palmas, a situação é mais clara com enriquecimentos relativos quase exclusivos dos elementos com associação crustal.

Esses fatos sugerem que o processo que gerou as rochas de ambos os membros foi praticamente o mesmo, mas com um fracionamento desde o Membro Guarapuava em direção ao Membro Palmas, o qual mostra os termos mais evoluídos.

Formação Barracão

Membro Flor da Serra do Sul

O Membro Flor da Serra do Sul é representado predominantemente (77,27%) por rochas básicas dos tipos basalto toleítico, olivina-basalto e basalto-andesítico. Os tipos da "faixa andesítica" são raros, com apenas 3 pontos (6,82%) de lati-andesitos. Os poucos pontos de tipos com características ácidas - 15,91 % - indicam as intercalações com rochas do Membro Palmas que são

vistas especialmente na região localizada entre as cidades de Clevelândia e Palmas (Figura 270 e Quadro 15).

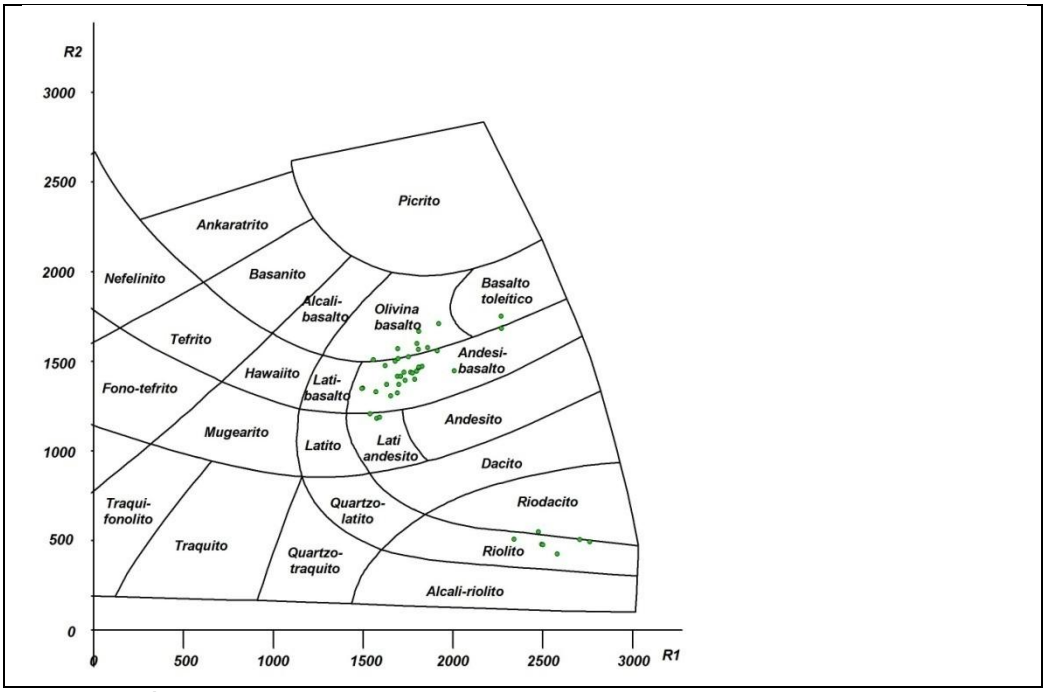


Figura 270 - Gráfico R1 x R2 para o conjunto de amostras representativas do Membro Flor da Serra do Sul, Formação Barracão, Grupo Serra Geral no Estado do Paraná, a sul do paralelo 24°S.

Quadro 15 - Sumário dos tipos geoquímicos (R1 x R2) da rochas representativas representativas do Membro Flor da Serra do Sul, Formação Barracão, Grupo Serra Geral no Estado do Paraná, a sul do paralelo 24°S.

Membro Flor da Serra do Sul		**N = 44**
Tipo R1 x R2	**N**	**(%)**
Basalto-andesítico	25	56,82
Olivina-basalto	8	18,18
Riolito	6	13,64
Rio-dacito	1	2,27
Lati-andesito	3	6,82
Basalto toleítico	1	2,27

A Tabela Gq.44 (Anexo 1) mostra que o Membro Flor da Serra do Sul tem uma assinatura geoquímica também confusa, com enriquecimentos em elementos com vinculação mantélica como Cr, Pt, Pd, Au, e Cu e aqueles com vinulação crustal como Bi, Zr, B, Ce, La, Y, Li e Rb. Essa situação repete-se nos

elementos dentro da faixa de normalidade relativa, o que sugere uma formação a partir de um magma básico com contaminação crustal.

Membro Cantagalo

O Membro Cantagalo, é representado (90,91%) por tipos básicos: olivina-basalto e basalto andesítico. Os tipos da "banda andesítica" são raros com apenas 1 ponto (4,55%) no campo dos latitos. Há algumas amostras, que não estão indicadas no gráfico da Figura 271 nem no Quadro 16, que representam brechas e tufos com matriz quartzo-feldspática-micácea envolvendo os clastos juvenis de basalto.

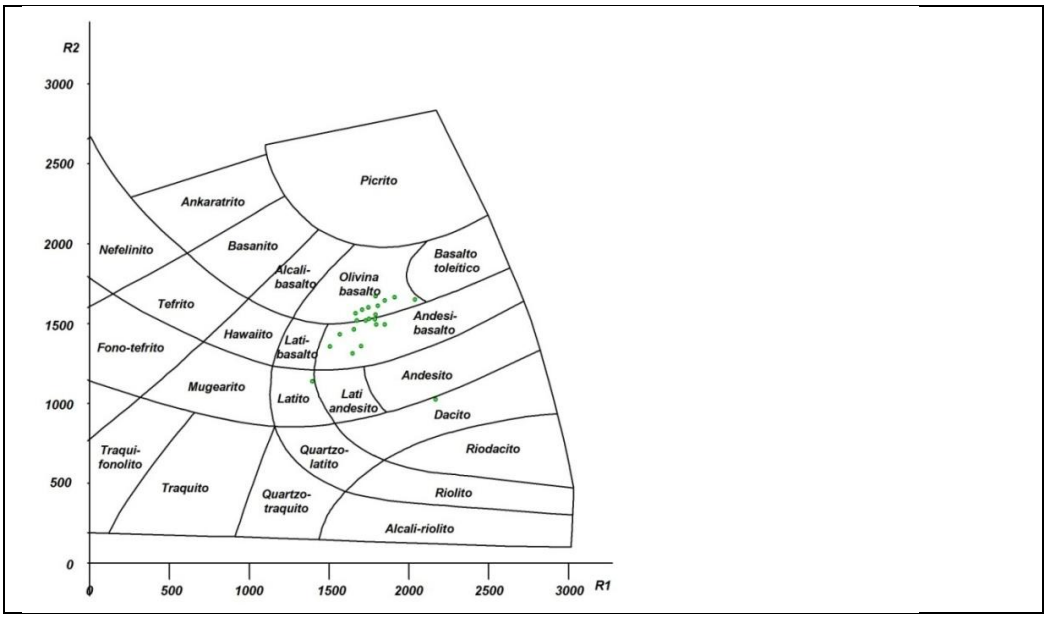


Figura 271 - Gráfico R1 x R2 para o conjunto de amostras representativas do Membro Cantagalo, Formação Barracão, Grupo Serra Geral no Estado do Paraná, a sul do paralelo 24°S.

Quadro 16 - Sumário dos tipos geoquímicos (R1 x R2) da rochas representativas representativas do Membro Cantagalo, Formação Barracão, Grupo Serra Geral no Estado do Paraná, a sul do paralelo 24°S.

Membro Cantagalo	**N = 22**	
Tipo R1 x R2	**N**	**(%)**
Olivina-basalto	11	50,00
Basalto-andesítico	9	40,91
Latito	1	4,55
Dacito	1	4,55

A Tabela Gq 45 (Anexo 1) mostra que o Membro Cantagalo também tem uma assinatura geoquímica pouco clara, já que é enriquecido em Hg, B, Li e Sb e Cs, os quais têm vinculação crustal, e também em Cr, Pt, Au, Cr e Ni, que mostram uma vinculação mantélica. Esta ambiguidade repete-se no intervalo da normalidade e do empobrecimento.

Essa situação sugere que as rochas do Membro Cantagalo tenham sido formadas a partir de um magma básico gerado em região do manto relativamente fértil (enriquecimento em Pt, Au, Cr, Ni) que sofreu contaminação crustal durante o processo de ascensão (enriquecimento em Hg, B, Li, Sb, Cs).

Membro Salgado Filho

O Membro Salgado Filho é predominantemente (66,67%) representado por tipos básicos: olivina-basaltos e basaltos andesíticos. Os tipos da faixa andesítica, andesito e lati-andesito, perfazem 11,11%. Os pontos que indicam a presença de alcali-riolito e rochas hipersilicosas, são de rochas fortemente contaminadas como brechas e tufos com matriz essencialmente quartzo-feldspática-micácea e que envolvem clastos juvenis de basalto ou andesito (Figura 272 e Quadro 17).

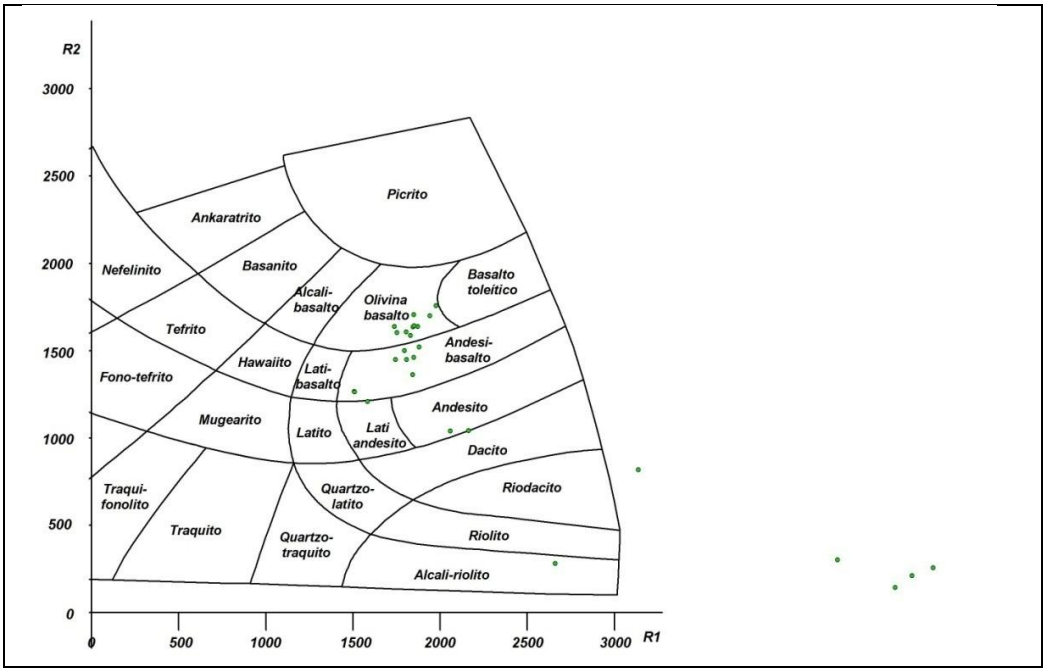


Figura 272, Membro Salgado Filho, Formação Barracão, Grupo Serra Geral no Estado do Paraná, a sul do paralelo 24°S.

Quadro 17 - Sumário dos tipos geoquímicos (R1 x R2) da rochas representativas representativas do Membro Salgado Filho, Formação Barracão, Grupo Serra Geral no Estado do Paraná, a sul do paralelo 24°S.

Membro Salgado Filho N = 27		
Tipo R1 x R2	**N**	**(%)**
Olivina-basalto	10	37,04
Basalto-andesítico	8	29,63
Andesito	2	7,41
Lati-andesito	1	3,70
Alcali riolito	1	3,70
Hipersilicosas (brechas e tufos)	5	18,52

Mesmo que exista um predomínio de litotipos classificados no gráfico R1 x R2 como básicos e intermediários, a Tabela Gq.46 (Anexo 1) mostra que, com base no fator de enriquecimento e empobrecimento relativo - FEER, as rochas do membro Salgado Filho são fortemente enriquecidas apenas em elementos com vinculação crustal, tais como Bi, Sb, C, Cs, Pb, B, Li, W, U, Th e Ba e com leves enriquecimentos de K e Rb. Os elementos compatíveis ou com com vinculação mantélica concentram-se nas faixas de normalidade mas principalmente nas empobrecidas, salientando a situação de Pt e Pd. Esses fatos sugerem que o magma que deu origem às rochas do membro Salgado Filho pode ter sido gerado em situação de manto não fértil ou fusão da base da crosta, submetido a um processo de contaminação crustal.

Formação Candói

Membro Três Pinheiros

O Membro Três Pinheiros é representado quase que exclusivamente (96,16%) por rochas básicas dos tipos olivina-basaltos e basaltos andesíticos. Há apenas um ponto (3,85%) no campo dos lati-andesitos. O ponto fora do gráfico refere-se a uma brecha com matriz quartzo-feldspática-micácea com alto teor de sílica e potássio (Figura 273 e Quadro 18).

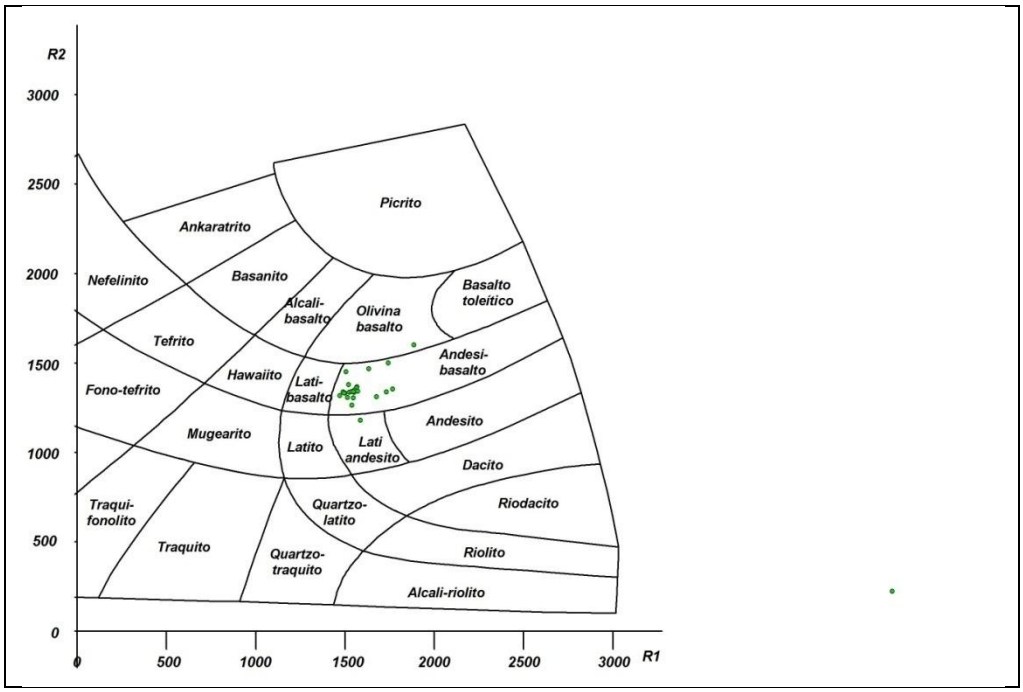


Figura 273 - Gráfico R1 x R2 para o conjunto de amostras representativas do Membro Três Pinheiros, Formação Candói, Grupo Serra Geral no Estado do Paraná, a sul do paralelo 24°S.

Quadro 18 - Sumário dos tipos geoquímicos (R1 x R2) das rochas representativas do Membro Três Pinheiros, Formação Candói, Grupo Serra Geral no Estado do Paraná, a sul do paralelo 24°S.

Membro Três Pinheiros		**N = 26**
Tipo R1 x R2	**N**	**(%)**
Basalto-andesítico	23	88,46
Olivina-basalto	1	3,85
Lati-andesito	1	3,85
Hipersilicosas (brecha)	1	3,85

Mesmo que haja uma forte concentração dos pontos nas regiões do gráfico R1 x R2 que caracteriza os tipos com características básicas, a Tabela Gq.47 (Anexo 1) mostra que as rochas do Membro Três Pinheiros são fortemente enriquecidas em elementos incompatíveis e com vinculação crustal, além de um forte empobrecimento relativo em elementos diagnósticos de uma vinculação mantélica como Pd, Au, Cr, Pt. Essas evidências, somadas à associação geográfica e estratigráfica, já que as maiores exposições das rochas

do Membro Três Pinheiros estão frequentemente sotopostas às do membro Guarapuava, e este por sua vez sotoposto e interdigitado com o Membro Palmas, nos levam à possibilidade de existir uma linha evolutiva que começaria com os basaltos do Membro Três Pinheiros, passando pelas rochas do Membro Guarapuava e finalizando com as do Membro Palmas. Essa associação que configuraria uma verdadeira linhagem evolutiva, parece se confirmar com a disposição dos resultados na Tabela Gq.56 (Anexo 1).

Membro Foz do Areia

No Membro Foz do Areia predominam com 91,18% os tipos de características básicas, olivina basalto, basalto toleítico e basalto-andesítico. Há apenas tres pontos (4,41%) na "banda andesítica", nos campos dos andesitos e lati-andesitos (Figura 274 e Quadro 19).

Os tipos com características ácidas - baixos valores de R2 e altos de R1, são eventuais e de baixa frequencia e incluem uma amostra de tufo-brecha, i.é., uma brecha composta de clastos de rocha básica vesicular envoltos em matriz quarzto-feldspática-micácea, originada em eventos hidrovulcânicos.

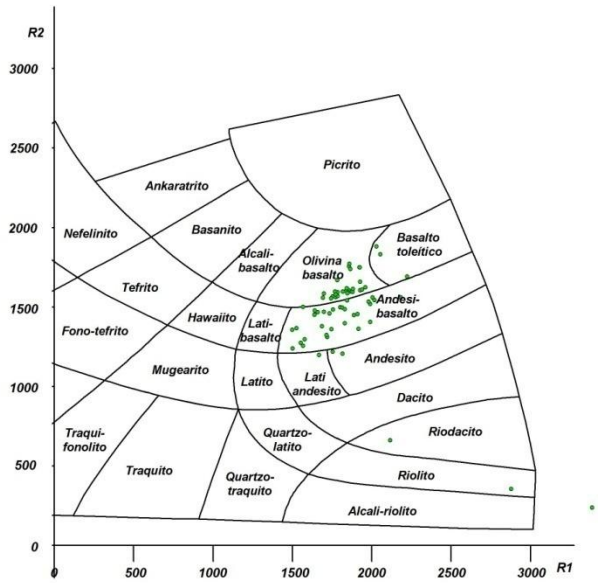


Figura 274 - Gráfico R1 x R2 para o conjunto de amostras representativas do Membro Foz do Areia, Formação Candói, Grupo Serra Geral no Estado do Paraná, a sul do paralelo 24°S.

Quadro 19 - Sumário dos tipos geoquímicos (R1 x R2) da rochas representativas representativas do Membro Foz do Areia, Formação Candói, Grupo Serra Geral no Estado do Paraná, a sul do paralelo 24°S.

Membro Foz do Areia	**N = 68**	
Tipo R1 x R2	**N**	**(%)**
Basalto-andesítico	30	44,12
Olivina-basalto	29	42,65
Basalto toleítico	3	4,41
Andesito	2	2,94
Riolito	1	1,47
Rio-dacito	1	1,47
Lati-andesito	1	1,47
Hipersilicosas (tufo-brecha)	1	1,47

Mesmo que exista uma concentração dos pontos nos litotipos de características básicas a intermediárias, a Tabela Gq.48 (Anexo 1) mostra que as rochas do Membro Foz do Areia são fortemente enriquecidas em alguns elementos incompatíveis e com vinculação crustal como B, C, Cs e de outros levemente enriquecidos como Rb, U, Li, As. Poucos elementos compatíveis e com vinculação mantélica como Cr, Ni, Mg mostram algum enriquecimento, porém o fato mais importante é do forte empobrecimento relativo em Au, Pt e Pd o que sugere uma fonte relacionada com magma básico de manto não fértil (depletado) e que sofreu contaminação crustal.

Membro Ivaiporã

O Membro Ivaiporã se caracteriza pelos litotipos básicos com 90% dos pontos classificados como olivina-basalto, basalto toleítico e andesi-basalto.

Dois pontos classificados como quartzo latito e riolito dizem respeito a rochas muito contaminadas como as tufo-brechas que têm abundante matriz quartzo-feldspática-micácea (Figura 275 e Quadro 20).

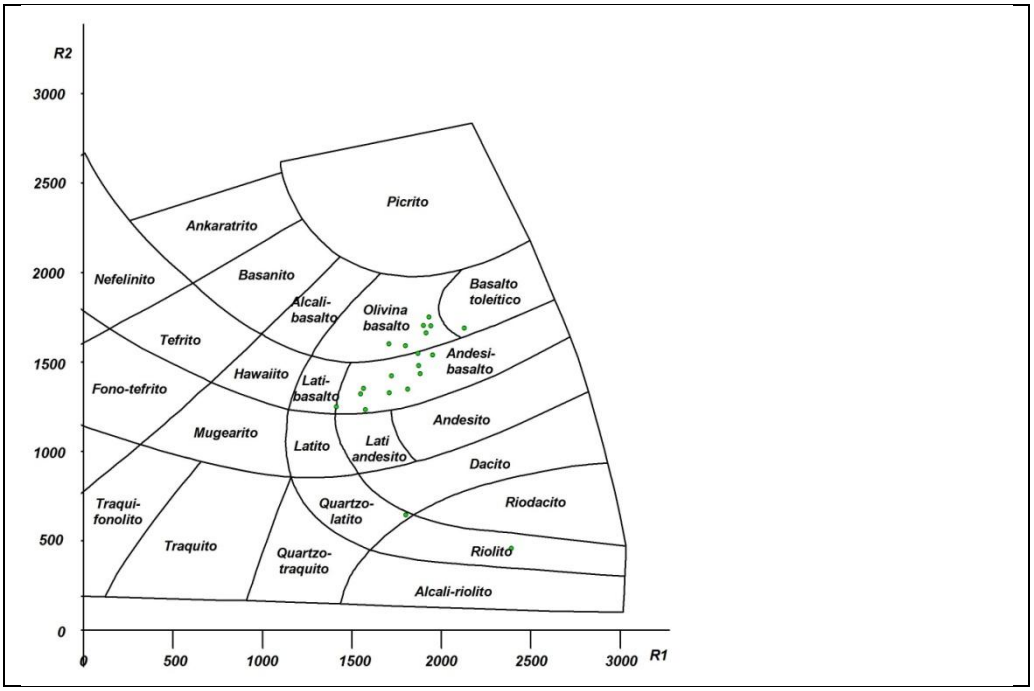


Figura 275 - Gráfico R1 x R2 para o conjunto de amostras representativas do Membro Ivaiporã, Formação Candói, Grupo Serra Geral no Estado do Paraná, a sul do paralelo 24°S.

Quadro 20 - Sumário dos tipos geoquímicos (R1 x R2) da rochas representativas representativas do Membro Ivaiporã, Formação Candói, Grupo Serra Geral no Estado do Paraná, a sul do paralelo 24°S.

Membro Ivaiporã N = 20		
Tipo R1 x R2	**N**	**(%)**
Basalto-andesítico	11	55,00
Olivina-basalto	6	30,00
Basalto toleítico	1	5,00
Quartzo-latito	1	5,00
Hipersilicosas (tufo-brecha)	1	5,00

A Tabela Gq.49 (Anexo 1) mostra que existe forte enriquecimento relativo em C, Cs e Zr acompanhado de leve enriquecimento de Ag, As, Nb, B, Y, Pb, Sr, P, Sn, Ta, Mo, todos elementos com vinculação a uma origem crustal. No entanto existe também leve enriquecimento de Pt, Cr, Pd, Ni, Au e MgO, associação que indica uma vinculação mantélica. Essa associação aparentemente dúbia, sugere que o magma básico que gerou as rochas do

Membro Ivaiporã teve origem numa fonte mantélica fértil - rica em Pt e Pd - e sofreu contaminação crustal durante a ascensão à superfície.

Membro General Carneiro

As amostras do Membro General Carneiro agrupam-se 87,21%, nos campos dos tipos básicos como olivina basaltos, basaltos toleiticos, basalto-andesíticos, lati basaltos. Poucos (8,14%) são os pontos classificados como tipos da "banda andesítica" nos campos dos mugearitos, latitos, lati-andesitos e andesitos.

Alguns poucos pontos nos campos dos dacitos, riodacitos e riolitos, representam tanto intercalações de rochas ácidas do Membro Palmas quanto brechas e tufo-brechas originadas por eventos hidrovulcânicos (Figura 276 e Quadro 21).

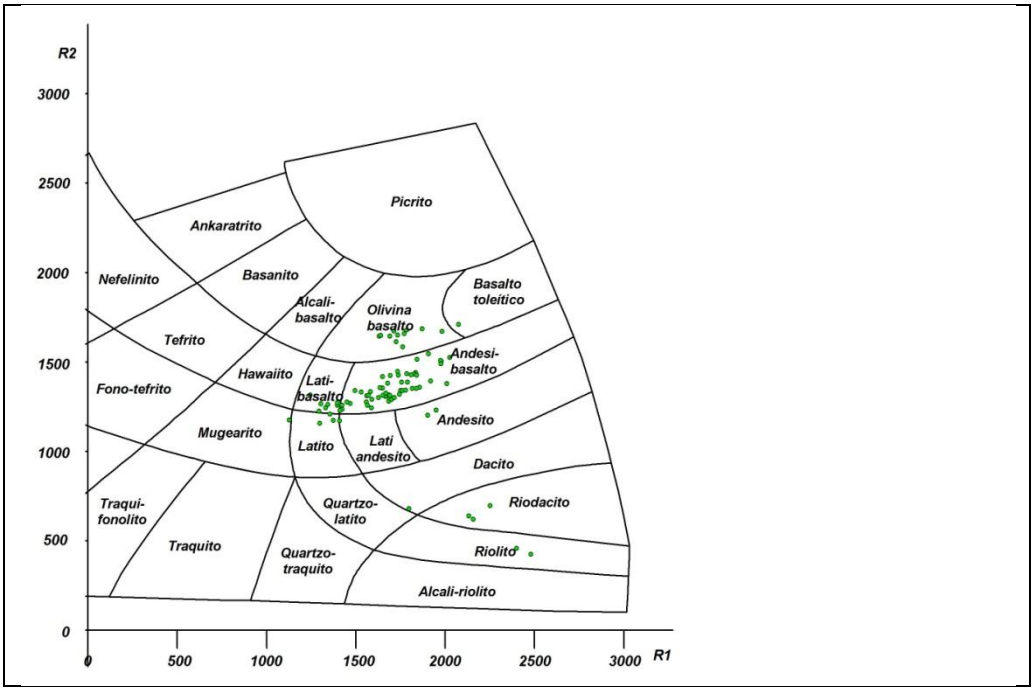


Figura 276 - Gráfico R1 x R2 para o conjunto de amostras representativas do Membro General Carneiro, Formação Candói, Grupo Serra Geral no Estado do Paraná, a sul do paralelo 24°S.

Quadro 21 - Sumário dos tipos geoquímicos (R1 x R2) da rochas representativas representativas do Membro General Carneiro, Formação Candói, Grupo Serra Geral no Estado do Paraná, a sul do paralelo 24°S.

Membro General Carneiro		**N = 86**
Tipo R1 x R2	**N**	**(%)**
Basalto-andesítico	54	62,79
Olivina-basalto	11	12,79
Lati-basalto	7	8,14
Rio-dacito	3	3,49
Latito	3	3,49
Riolito	2	2,33
Andesito	2	2,33
Basalto toleítico	1	1,16
Mugearito	1	1,16
Lati-andesito	1	1,16
Dacito	1	1,16

A Tabela Gq.50 (Anexo 1) mostra que as rochas básicas e intermediárias do membro General Carneiro são fortemente enriquecidas em Cs, B, Bi, Be, Pb, e U e levemente enriquecidas em Th, La, Rb, W, Ce, K2O, Li, K, Ba, Na_2O, Sn. Essa assinatura geoquímica associada ao leve empobrecimento relativo em MgO, Cu, Pt, Pd, Au, TiO_2 e Cr sugerem que o magma que deu origem às rochas do Membro Chopinzinho pode ter sido originado por uma região não fértil - depletada - do manto ou por fusão parcial da base da crosta e que foi submetido a contaminação crustal durante o processo de ascensão.

Membro Chopinzinho

O Membro Chopinzinho mostra o predomínio (89,48%) de rochas básicas olivina basaltos e basaltos andesíticos. As rochas intermediárias são representadas por um único ponto (5,26%) classificado no campo dos lati-andesitos.

A amostra EA-1612, classificada no gráfico da Figura 277 como riolito, foi coletada na área do garimpo de ametista de Chopinzinho, e descrita em campo

como basalto porfirítico que seria o núcleo do derrame subjacente à zona produtora P4. É portanto uma rocha fortemente contaminada com a sílica relacionada com a mineralização de ametista (Figura 277) e o sumário dos tipos geoquímicos no Quadro 22.

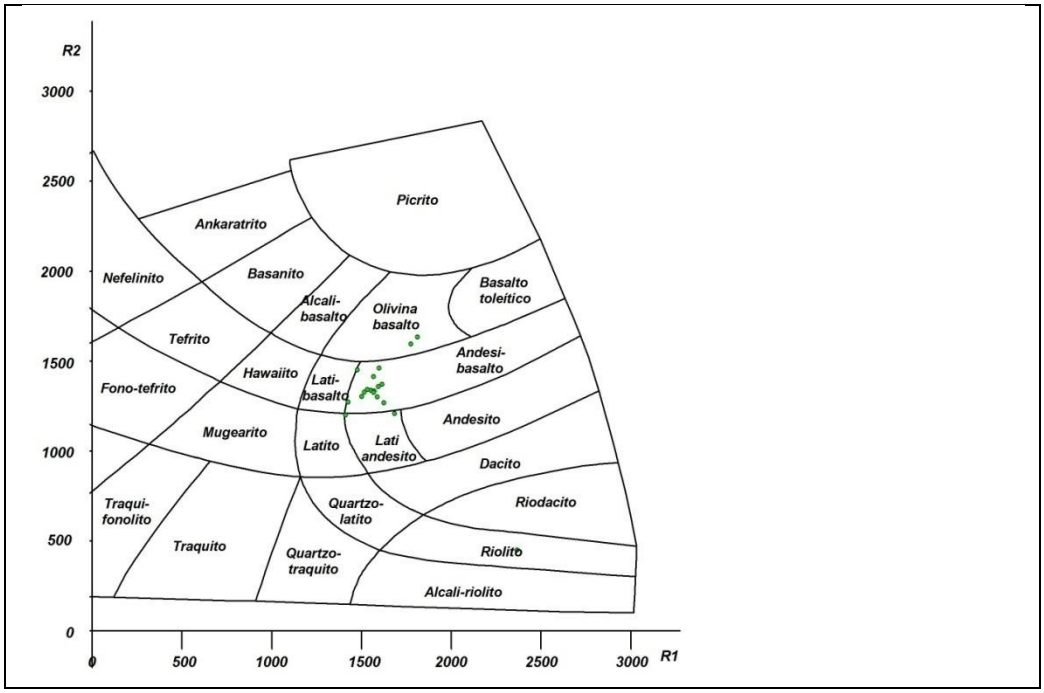


Figura 277 - Gráfico R1 x R2 para o conjunto de amostras representativas do Membro Chopinzinho, Formação Candói, Grupo Serra Geral no Estado do Paraná, a sul do paralelo 24°S.

Quadro 22 - Sumário dos tipos geoquímicos (R1 x R2) da rochas representativas representativas do Membro Chopinzinho, Formação Candói, Grupo Serra Geral no Estado do Paraná, a sul do paralelo 24°S.

Membro Chopinzinho		**N = 19**
Tipo R1 x R2	**N**	**(%)**
Basalto-andesítico	15	78,95
Olivina-basalto	2	10,53
Lati-andesito	1	5,26
Riolito	1	5,26

A Tabela Gq.51 (Anexo 1) apresenta para as rochas do Membro Chopinzinho uma forte associação crustal representada pelo enriquecimento em

P_2O_5, P, Ta, Nb, La, Ce, Zr, Pr, Nd, Ti, La, F, Mo, Sm, Zr, Ba, U, Th, Eu, Pb, Sr, Sn, Gd, K_2O, Sr, Y, K, Tb, Li, Er, Dy, Tm. Essa consistente assinatura crustal combinada com o forte empobrecimento em Pd, Pt, Cr, Au, indica que o magma que deu origem às rochas do Membro Chopinzinho foi gerado por fusão da base crosta e que pode ter sido acompanhado de enriquecimentos devidos à contaminação crustal durante o processo de ascensão.

Formação Cascavel

Membro Toledo

As rochas do Membro Toledo são as mais claramente concentradas, não mostrando qualquer dispersão. Todos os pontos do gráfico estão agrupados nos nos campos dos olivina-basaltos e andesi-basaltos (Figura 278) e sumário dos tipos geoquímicos no Quadro 23.

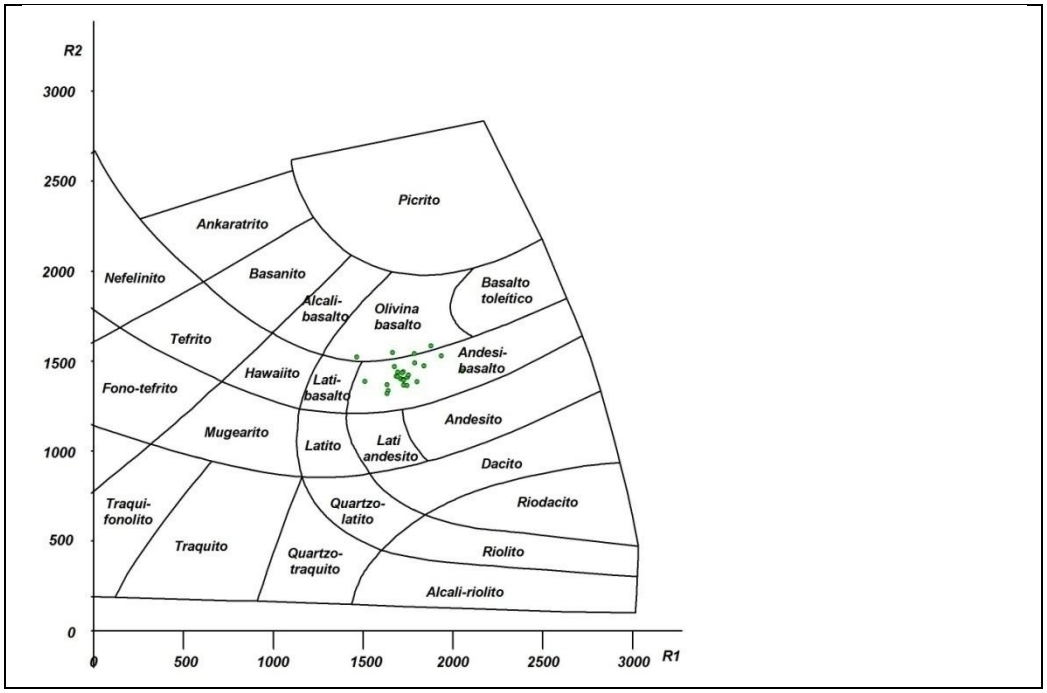


Figura 278 - Gráfico R1 x R2 para o conjunto de amostras representativas do Membro Toledo, Formação Cascavel, Grupo Serra Geral no Estado do Paraná, a sul do paralelo 24°S.

Quadro 23 - Sumário dos tipos geoquímicos (R1 x R2) da rochas representativas do Membro Toledo, Formação Cascavel, Grupo Serra Geral no Estado do Paraná, a sul do paralelo 24°S.

Membro Salgado Filho	N = 26	
Tipo R1 x R2	**N**	**(%)**
Basalto-andesítico	22	84,62
Olivina-basalto	4	15,38

Os FEER para as rochas básicas pertencentes ao Membro Toledo, indicam uma situação de normalidade, sem enriquecimentos ou empobrecimentos relativos significativos tanto para os elementos com vinculação matélica quanto para os com vinculação crustal (Tabela Gq.52 - Anexo 1). Isso indica que a fonte do magma deve estar relacionada com uma região não fértil do manto e que a contaminação crustal deve ter sido incipiente.

Membro Santa Quitéria

Nesta unidade a maioria dos pontos está agrupada (81,32%) nos campos dos olivina basaltos, basaltos andesíticos e lati basaltos. Uma parte significativa dos registros (14,01%) cai nos campos dos andesitos, lati-andesitos, latitos e até mugearitos.

Alguns poucos pontos distribuem-se nos campos dos latitos, quartzo latitos, riodacitos. Há ainda um único ponto que representa uma tufo-brecha, rocha composta por clastos juvenis de basalto e/ou andesito, envolvidos por matriz quartzo-feldpspática-micácea (Figura 279). No Quadro 24 encontram-se os tipos geoquímicos.

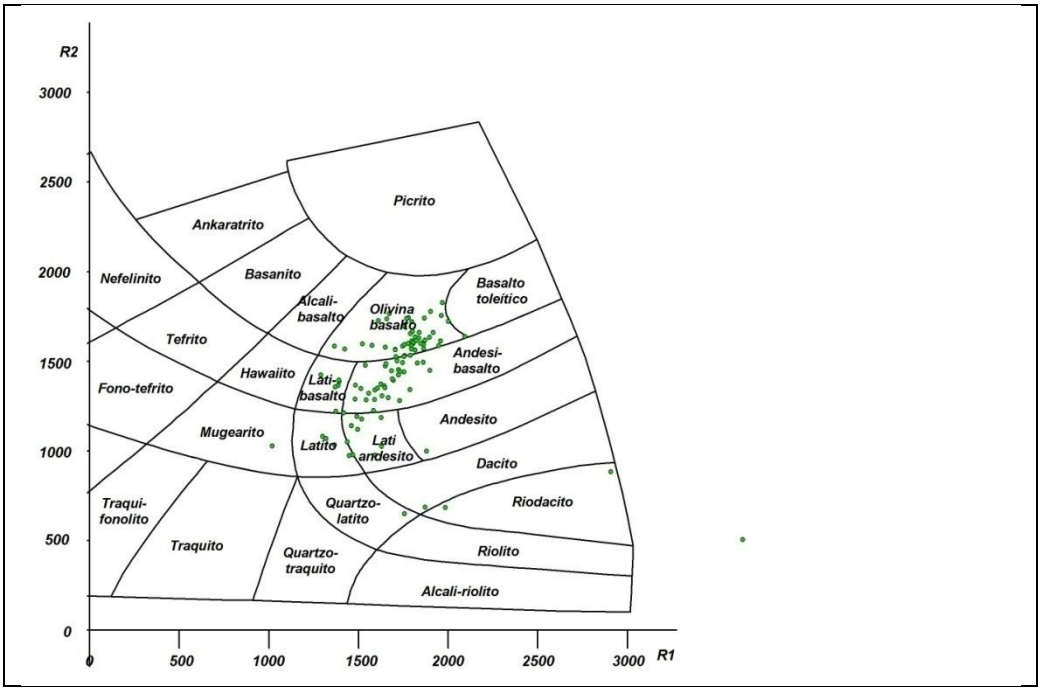


Figura 279 - Gráfico R1 x R2 para o conjunto de amostras representativas do Membro Santa Quitéria, Formação Cascavel, Grupo Serra Geral no Estado do Paraná, a sul do paralelo 24°S.

Quadro 24 - Sumário dos tipos geoquímicos (R1 x R2) da rochas representativas representativas do Membro Santa Quitéria, Formação Cascavel, Grupo Serra Geral no Estado do Paraná, a sul do paralelo 24°S.

Membro Santa Quitéria	**N = 107**	
Tipo R1 x R2	**N**	**(%)**
Olivina-basalto	47	43,93
Basalto-andesítico	34	31,78
Lati-andesito	9	8,41
Lati-basalto	6	5,61
Latito	4	3,74
Rio-dacito	2	1,87
Quartzo-latito	1	0,93
Dacito	1	0,93
Andesito	1	0,93
Mugearito	1	0,93
Hipersilicosas (tufo-brecha)	1	0,93

A Tabela Gq.53 (Anexo 1) mostra que os processos que deram origem às rochas do Membro Santa Quitéria devem ter sido originados por um magma produzido por uma região de manto não fértil, indicado pelo enriquecimento relativo em Cr, Cu e Au e pelo empobrecimento em Pt e Pd, e que sofreu contaminação crustal significativa indicada por enriquecimentos relativos em Hg, Bi, C, Sb, B, Li, Be, Rb, Mo, Th, U, K, Sr e Zr.

Membro Foz do Iguaçu

Os pontos representativos do Membro Foz do Iguaçu concentram-se (96,43%) nos campos das rochas básicas, olivina-basaltos, andesi-basaltos e lati-basaltos.

Apenas um ponto está fora do gráfico e representa uma tufo-brecha com clastos juvenis imersos em matriz quartzo-feldspática-micácea e que foi originada em processos hidrovulcânicos (Figura 280) e o sumário dos dados geoquímicos no Quadro 25.

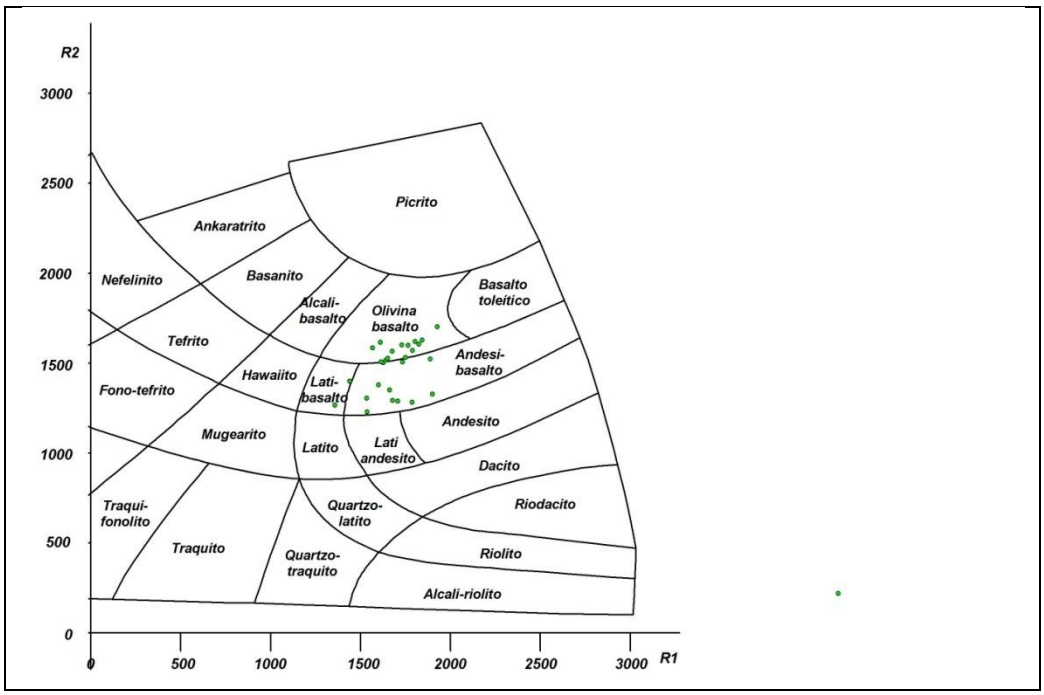


Figura 280 - Gráfico R1 x R2 para o conjunto de amostras representativas do Membro Foz do Iguaçu, Formação Cascavel, Grupo Serra Geral no Estado do Paraná, a sul do paralelo 24°S.

Quadro 25 - Sumário dos tipos geoquímicos (R1 x R2) da rochas representativas representativas do Membro Foz do Iguaçu, Formação Cascavel, Grupo Serra Geral no Estado do Paraná, a sul do paralelo 24°S.

Membro Foz do Iguaçu	**N = 28**	
Tipo R1 x R2	**N**	**(%)**
Olivina-basalto	14	50,00
Basalto-andesítico	11	39,29
Lati-basalto	2	7,14
Hipersilicosas (tufo-brecha)	1	3,57

A Tabela Gq.54 (Anexo 1) mostra enriquecimentos relativos em Hg, P_2O_5, Ba, Rb, Sr, Ce, Zr, Th e La indicando processo de contaminação crustal e em Cr, Au, Ni sugere uma origem mantélica. Por outro lado o empobrecimento forte em Pt e Pd indicam que essa região do manto não era fértil.

9.8 Conclusões

Com os resultados obtidos com o tratamento estatístico dos teores de elementos maiores, menores, traço e ultra-traço nas rochas extrusivas e intrusivas do Grupo Serra Geral no Estado do Paraná e regiões limítrofes, é possível concluir que:

Essas suítes elementares indicadas em (b) e (c) permitem elaborar duas hipóteses, quais sejam:

1. Que o magmatismo na Bacia do Paraná, pelo menos no Estado do Paraná, aconteceu em dois grandes episódios cada qual tendo origem em duas fontes diferentes, que deram origem a produtos com composições químicas bastante diversas:

(a) o magma básico que deu origem às extrusivas.

(b) o magma básico que deu origem às intrusivas - diques e *sills*

O magma que deu origem às extrusivas, era enriquecido em ETR, Mo, Nb, Sr, Zr ou seja, uma suíte elementar característica de magma evoluído ou

originado pela fusão da base da crosta continental e acompanhado de contaminação e assimilação de materiais crustais.

O magma que deu origem às intrusivas, era enriquecido em Pt, Pd, Cr, Ni, o que indica uma fonte profunda provavelmente de origem mantélica. Os valores elevados de As, Li, Rb, K, Sr parecem indicar que esse magma sofreu contaminação crustal durante o processo de ascensão à superfície, em especial no caso dos *sills*.

O Membro Três Pinheiros em especial, e provavelmente também o Membro Chopinzinho, apesar de serem constituídos principalmente por olivina-basaltos e basalto-andesíticos, mostram certa afinidade geográfica e estratigráfica com as rochas ácidas dos membros Guarapuava e Palmas. Essa afinidade se evidencia na associação dessas duas unidades de basaltos com os elementos que mostram-se enriquecidos nas rochas evoluídas, tais como ETR, Ba, Mo, F, Hf, Sn, Ta, Zr. Além disso, as rochas básicas dos membros Três Pinheiros e Chopinzinho acompanham as rochas ácidas dos membros Guarapuava e Palmas, no empobrecimento em Au, Cr, Ni, Pd, Pt.

Com esses resultados consideramos que há pelo menos dois modelos possíveis para o desenvolvimento do sistema magmático da Bacia do Paraná:

Vulcanismo exclusivamente fissural. Se for verdade que os diques de direção NW (sistema Arco de Ponta Grossa) representam os condutos principais de alimentação do magmatismo básico, seus níveis de exposição atuais, por efeito da erosão, estariam mostrando as porções mais profundas, o que explicaria as características básicas das rochas coletadas nesses condutos. As soleiras, por sua vez, representariam intrusões a partir do mesmo sistema, porém com maior interação com materiais crustais em virtude do maior tempo de residência, favorecendo uma maior assimilação e contaminação, o que por sua vez justificaria a existência de maior quantidade de tipos intermediários. A maior diversidade de tipos litogeoquímicos nas extrusivas e que são centrados em dois polos, um representado por rochas básicas+intermediárias e outro por rochas ácidas, seria explicado pela evolução e diferenciação ou contaminação do magma básico por materiais crustais. Pelos resultados obtidos com o tratamento de dados geoquímicos, essa possibilidade tende a ser descartada.

Vulcanismo fissural e central combinados. Os resultados apresentados em Licht (2012) mostram que manifestações de vulcanismo baseado em centros eruptivos hidrovulcânicos aconteceram extensiva e recorrentemente na constituição do sistema magmático Serra Geral. Esse vulcanismo teria ocorrido em centros eruptivos associados a estruturas distensivas de direção N20^{o}-30^{o}E. O magma originalmente básico teria sofrido contaminações crescentes por assimilação de materais crustais, e estaria representado atualmente por tipos litogeoquímicos muito diversificados dependendo da intensidade da contaminação. A explosividade seria justificada pela quantidade de geofluidos assimilados quando da interação com sistemas aquíferos profundos. No entendimento desse processo, deve ser levada em conta a profundidade desde a superfície no momento da interação, que deve superar a faixa de 1.000 - 1.200 metros. Os condutos desse sistema eruptivo seriam os diques com direção N-S até NE que estão presentes na margem leste (atlântica) da Bacia do Paraná desde Florianópolis até o Rio de Janeiro e que têm seus correspondentes na margem oeste (atlântica) da porção remanescente na Namíbia. Os diques com direção N45^{o}-60^{o}W e as soleiras representariam um evento posterior, seja pelas relações de contato dos diques com as extrusivas, seja pela diversidade de tipos litogeoquímicos, ou ainda pelos dados geocronológicos disponíveis (LICHT, 2012).

Em vista dos dados coletados durante o mapeamento geológico e do tratamento de dados geoquímicos, essa alternativa se apresenta como a mais viável.

CAPÍTULO 10 - GEOLOGIA ESTRUTURAL

10.1 Introdução

À semelhança do que acontece em relação à estratigrafia, a análise da tectônica regional do Grupo Serra Geral contém limitações importantes, devido à escassez de evidências, na escala de afloramento, que permitam a análise estatística das direções de zonas de falha, rejeitos de blocos e a ocorrência de processos cataclásticos e hidrotermais. Embora o traçado de lineamentos de expressão regional seja facilitado pela visualização em imagens de sensoriamento remoto, especialmente na faixa de energia do radar, são escassas e obscuras as suas manifestações na escala mesoscópica.

De um modo geral, em afloramento, as feições tectônicas limitam-se a juntas de cisalhamento cerradas, com raras brechas cataclásticas e minerais hidrotermais. De um total de 105 afloramentos cadastrados com medidas estruturais, 77 contém dados referentes a estruturas primárias, vulcânicas e sedimentares (laminação, bandamento, disjunção tabular e contatos), o que corresponde a 2,62% dos 2.931 pontos que compõem o banco de dados do projeto. Em apenas 28 afloramentos descritos (0,95% dos pontos de controle), as feições mesoscópicas de origem tectônica apresentam direções que podem ser associadas com os lineamentos traçados na mesma área, em imagens de sensoriamento remoto.

Feições primárias, tanto vulcânicas quanto sedimentares, são observáveis em praticamente todos os afloramentos. Entretanto, em 96,43% dos afloramentos cadastrados pelo projeto não foram medidas atitudes estruturais, por se tratar de contatos, laminações, bandamentos ou juntas horizontais, sem significado tectônico. São exceção, entre as feições primárias, as orientações das juntas principais, nos derrames do Membro Flor da Serra do Sul, cujo arranjo em planta, segundo o modelo Riedel de cisalhamento, pode indicar a direção dos fluxos da lava.

Em função destes resultados, estudos de tectônica regional e análise estrutural mesoscópica ainda são necessários para o entendimento da estruturação do Grupo Serra Geral, no território do Paraná. Os dados estruturais coletados durante o mapeamento geológico regional são insuficientes para esclarecer o quadro tectônico deste compartimento geológico, devido ao pequeno número e à grande dispersão regional das medidas.

10.2 Quadro estrutural e tectônico regional

O arcabouço estrutural do embasamento da Bacia do Paraná foi apresentado por ZALÁN *et al*. (1987) evidenciando três direções estruturais principais (Figura 281): (a) lineamentos EW coincidentes com as falhas transformantes decorrentes da deriva da placa sul-americana e que podem ser observados na Figura 284; (b) lineamentos NE-SW coincidentes com a estruturação geral do embasamento arqueano e proterozóico; (c) lineamentos de direção NW-SE, ao longo dos quais estão intrudidos os diques máficos do Arco de Ponta Grossa e outros. Estas feições tectônicas são delineadas, com interpretações diferentes, por MILANI (2002) (Figura 282) e ROSTIROLLA (2003) (Figura 283).

Na área de ocorrência do Grupo Serra Geral, no território do Paraná, algumas estruturas regionais destacam-se tanto pela extensão quanto pela importância ao longo da história geológica da Bacia do Paraná. Merecem atenção as seguintes: o Arco de Ponta Grossa (Figura 285), os lineamentos de Rio Piquiri, Rio Alonzo, São Jerônimo-Curiúva e Jacutinga. Estes lineamentos foram identificados tanto por meio de análise de imagens de sensoriamento remoto (SOARES *et al.*, 1982) quanto por levantamentos aeromagnéticos (BOSUM, 1973; FERREIRA *et al*., 1981; FERREIRA, 1982; MILANI, 1997). Ambas as direções predominantes, NE e NW, implantaram-se na região ainda no Proterozóico Superior e Eopaleozóico, e a sua importância no controle tectônico sobre a evolução da Bacia do Paraná caracteriza a sua natureza de rift de margem continental, de acordo com a classificação de KLEMME (1980).

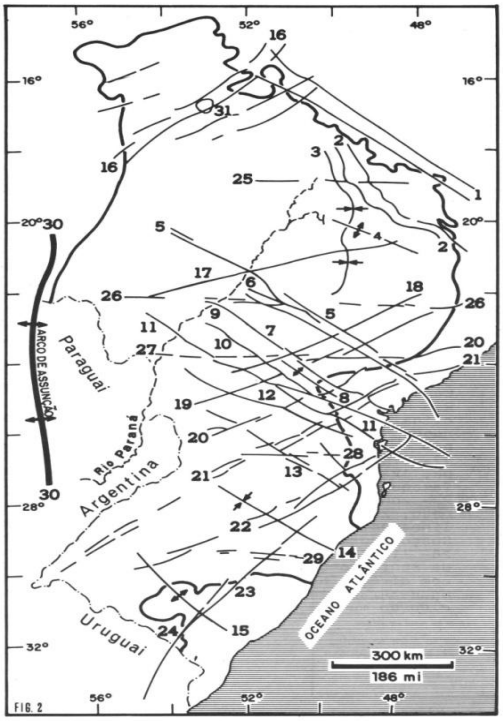


Figura 281. Lineamentos do arcabouço estrutural da Bacia do Paraná (ZALÁN *et al*., 1987).

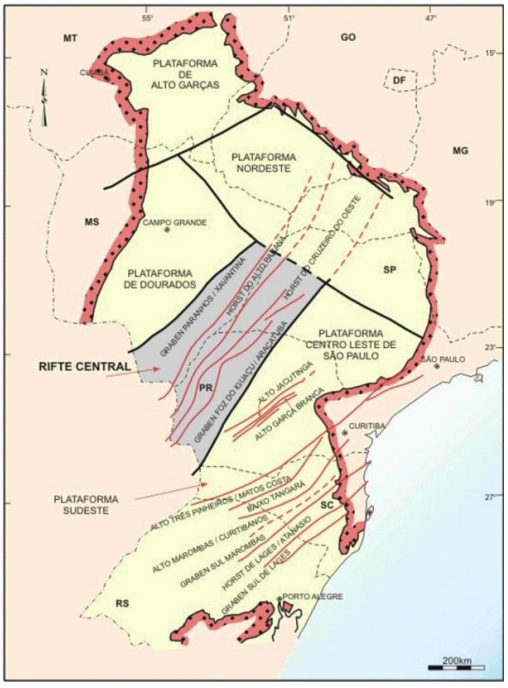


Figura 282. Estruturação do embasamento da Bacia do Paraná (MILANI, 2002).

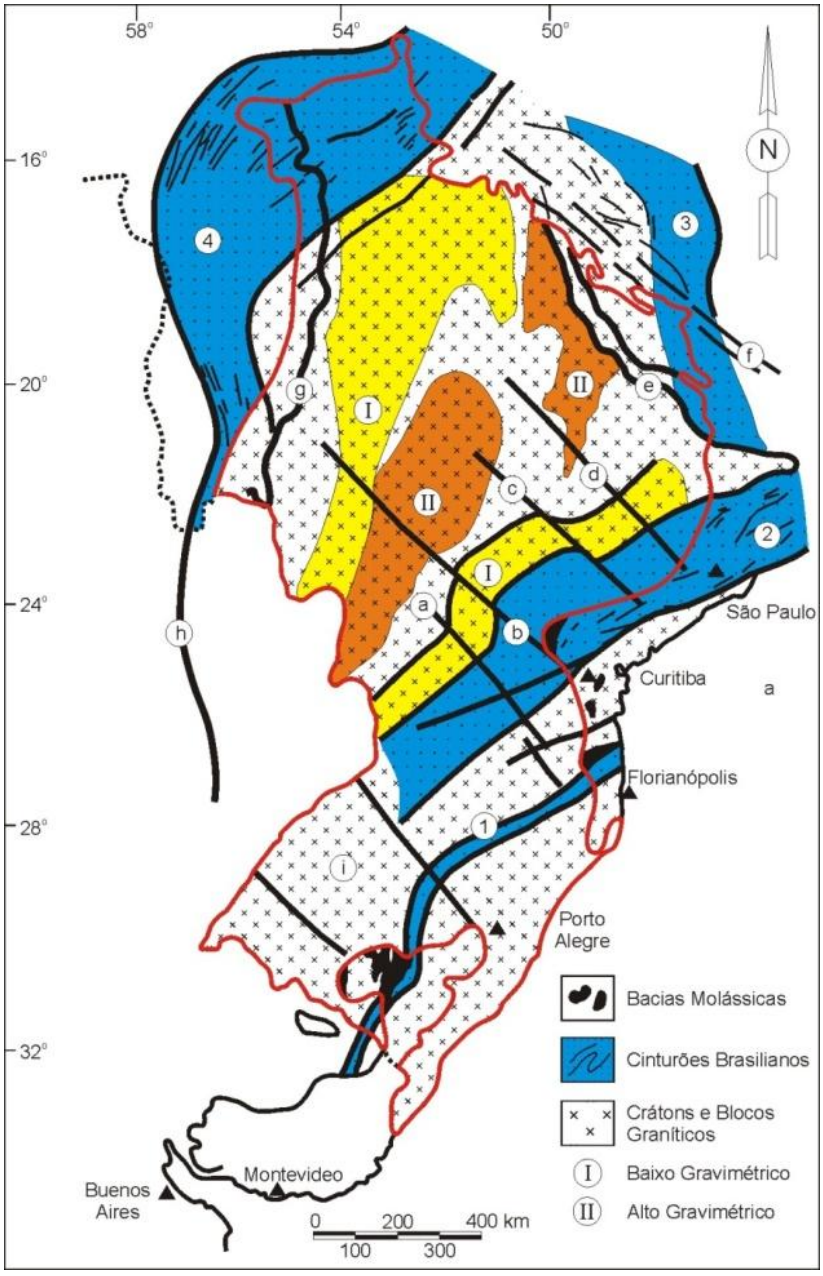


Figura 283. Compartimentação do embasamento da Bacia do Paraná (ROSTIROLLA, 2003).

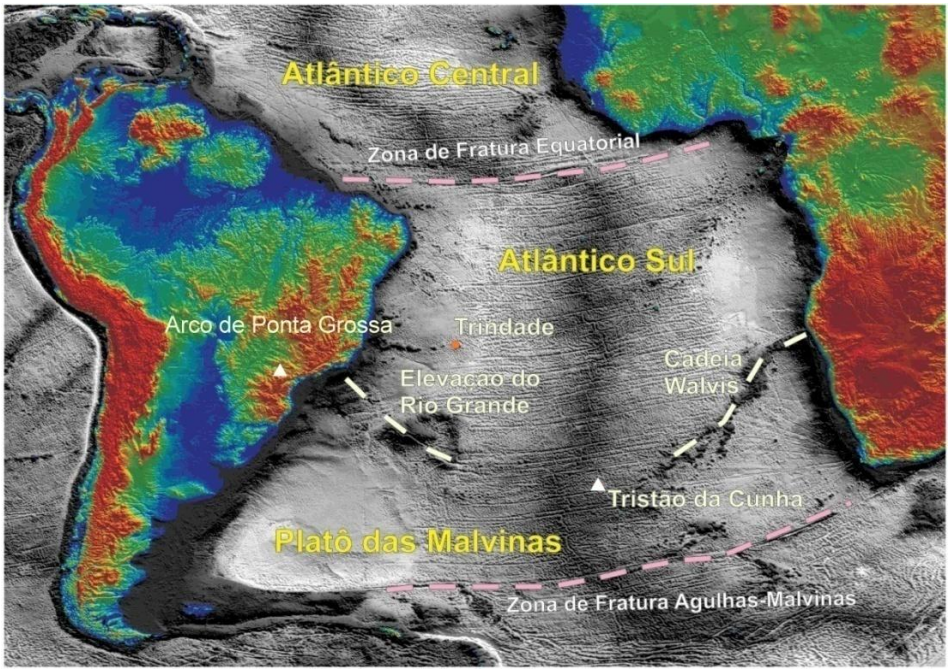


Figura 284. localização do Arquipélago de Tristão da Cunha e do Arco de Ponta Grossa (triângulos brancos) (BIZZI e VIDOTTI, 2003).

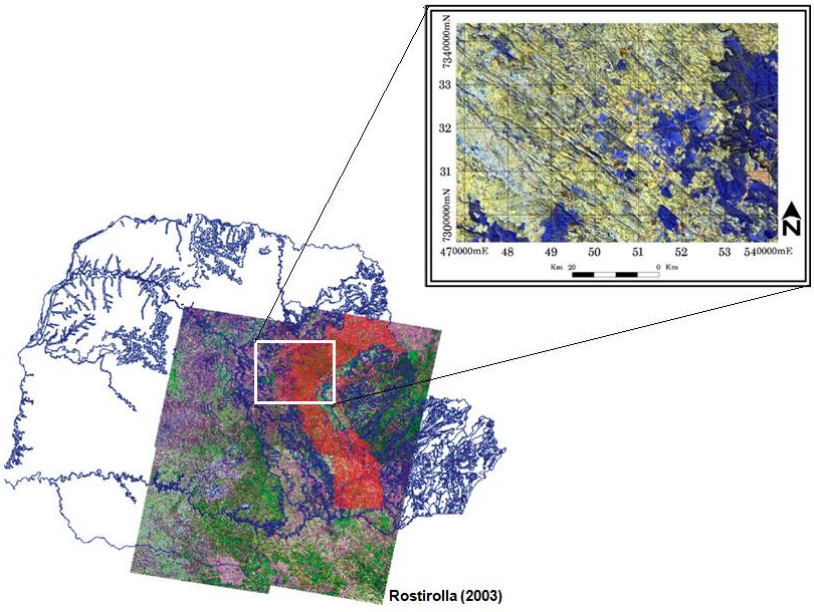


Figura 285. A alta densidade de diques básicos na região do Arco de Ponta Grossa, Paraná e sua resposta em imagem de satélite (o detalhe é uma imagem *LANDSAT* TM7 RGB 754) (ROSTIROLLA, 2003).

Os dados de MILANI (2002) mostram que a estruturação do Rifte Central da Bacia do Paraná e de outras estruturas germanótipas de mesmas características (*horsts* e *grabens*) foram geradas pela ação de falhamentos transcorrentes com direção geral NE-SW (Figura 282).

Mesmo considerando que os mapas apresentados nas figuras 288, 289 e 290 contêm imprecisões devidas à escala, fica evidente que a estruturação do grande *rift* – ou conjunto de *rifts* - que deu origem à Bacia do Paraná, seguiu direções preferenciais NE-SW das grandes falhas transcorrentes como a Zona de Falha Taxaquara (lineamento 20 da Figura 281) ou o Sistema de Falha Lancinha-Cubatão (estrutura 21 na Figura 281). Segundo FASSBINDER *et al*. (1994), os esforços de transcorrência da zona de cisalhamento principal N50-70E, geraram esforços distensivos N10-20E que produziram fraturas abertas identificadas como *Fraturas X* ou *fraturas de relaxamento.* Esse conjunto foi responsável por diversos eventos ocorridos na evolução geológica do Estado do Paraná, como o posicionamento de corpos granitóides (Cerne, Piedade, Morro Grande, Varginha, e do Mato), e de hidrotermalismo e mineralização como os graisens mineralizados a Sn-W da região do Capivari- Pardo (Figura 286).

Ao estudar o Alto de Quatiguá, uma estrutura com formato circular em mapa, ROSTIROLLA *et al.* (2000) o caracterizaram como uma estrutura dômica, que afeta rochas paleozóicas da Bacia do Paraná. Ele estaria inserido numa estrutura-em-flor positiva condicionada por falhas do embasamento de direção NE, que foram posteriormente seccionada por falhas NW. Os autores reconheceram dois eventos importantes da tectônica deformadora, com reativação da Zona de Falha de Jacutinga. O primeiro, transpressivo e com cinemática NE anti-horária, é interpretado como derivado da propagação intraplaca de tensões compressivas durante a Orogenia *La Ventana,* na passagem Permiano-Triássico. O segundo, de caráter transcorrente distensivo, provavelmente horário ao longo das falhas NE, ocorreu durante e/ou após o magmatismo Serra Geral.

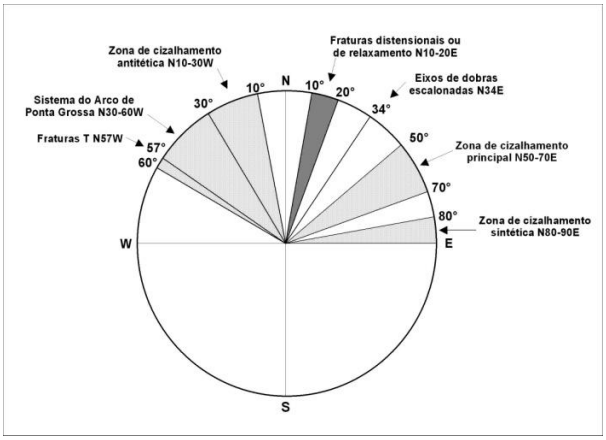


Figura 286**.** Diagrama com as principais direções estruturais do escudo paranaense (FASSBINDER *et al*., 1994).

O traçado de lineamentos sobre as imagens digitalizadas dos fotomosaicos de radar SLAR do Projeto RADAMBrasil, forneceu uma base de dados georreferenciada em formato *shapefile* com 64.397 linhas, às quais foram agregadas informações de rumo (ângulo e quadrante) e de azimute. Com base nesses dados, as linhas foram classificadas segundo os setores definidos por FASSBINDER *et al*. (1994) que são mostrados na Figura 286.

O produto desse tratamento de dados mostra uma notável homogeneidade estrutural no território paranaense, que apresenta uma repetição dos padrões geométricos, independentemente do compartimento geológico considerado, como está apresentado na Figura 287. Mas essa mesma figura mostra, sobretudo, a importância do sistema antigo NE-SW (40º-60º) apontado por ZALÁN *et al.* (1987) e MILANI (2002) como o principal responsável pela estruturação do embasamento e pela formação dos *rifts* da Bacia do Paraná, e do seu par N10°-20°E, constituído por fraturas de relaxamento e que é associado ao posicionamento de corpos granitóides e ao aporte de fluidos hidrotermais e de mineralizações no Escudo Paranaense. A importância das estruturas distensivas que compõem o setor N10°-20°E, fica evidenciada pelos diagramas de roseta construídos para cada carta em escala 1:100.000 e também pelo diagrama elaborado com os 64.397 lineamentos traçados nas imagens de radar do Projeto RADAMBrasil (Figura 287).

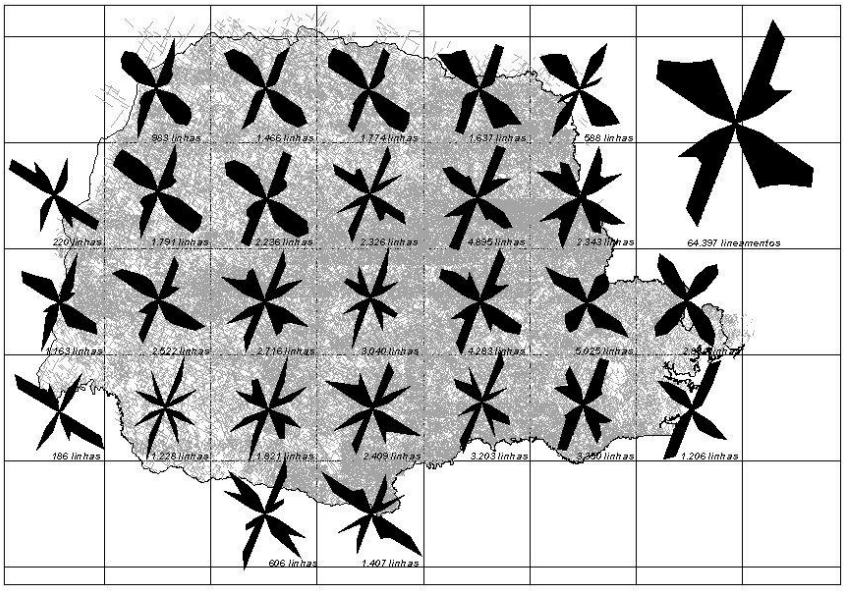


Figura 287**.** Diagramas de roseta elaborados com os lineamentos traçados nas imagens de radar SLAR do Projeto RADAMBrasil para cada carta em escala 1:100.000. No canto superior direito, está a roseta construída com os 64.397 lineamentos traçados no Estado do Paraná (LICHT, 2012).

Os diagramas de roseta mostram a persistência de três direções estruturais:

(a) Sistema Lancinha-Morro Agudo: falhas transcorrentes, retilíneas, anastomosadas, lenticularizam os corpos geológicos; foliação cataclástica N40-60E; predominam mergulhos maiores que 70º, deslocamentos médios no estado dúctil das Falha da Lancinha (100 a 142 km) e Morro Agudo (87 a 122 km) (FIORI, 1985); reativação sinistrógira pós-mesozóica com deslocamentos maiores que 20 km (SCHÖLL, 1981) (Figura 288);

(b) falhas distensionais ou fraturas de relaxamento: hospedam corpos granitóides sintectônicos como Cerne, Piedade, Varginha e tarditectônicos como Morro Grande. Deformações em estado dúctil (FIORI, 1985) (Figura 289);

(c) Arco de Ponta Grossa: hospedam diques relacionados com o magmatismo básico mesozóico da Bacia do Paraná, Formação Serra Geral (FIORI, 1985) dispostas na bissetriz das sintéticas e antitéticas (FASSBINDER *et al.*, 1994) (Figura 290).

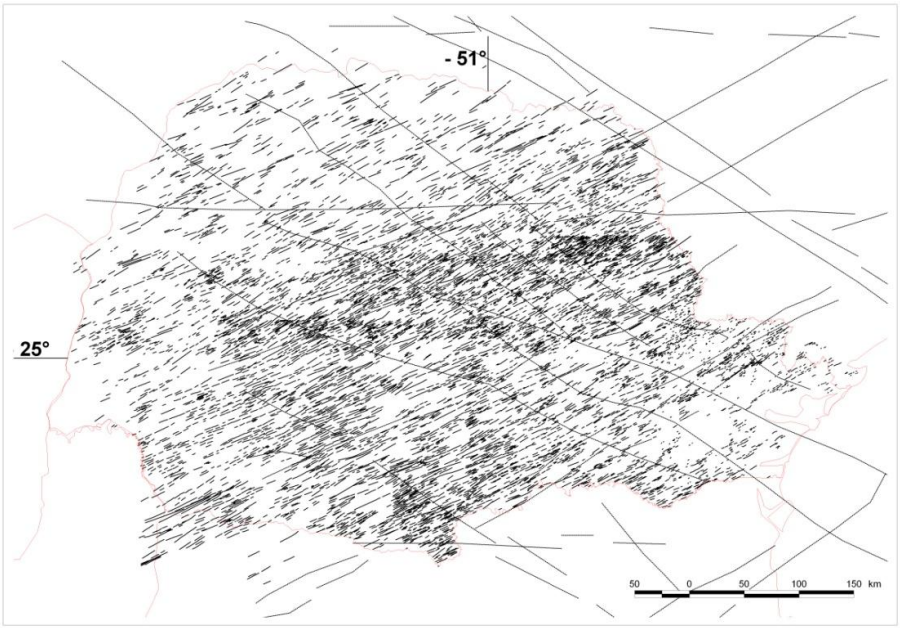


Figura 288**.** Lineamentos N50°-70°E, setor coincidente com a zona de cisalhamento principal (FASSBINDER *et al.,* 1994) e com as estruturas de direção NE de ZALÁN *et al*. (1990). Lineamentos a partir da interpretação de imagens de RADAMBrasil (LICHT, 2012), cuja densidade varia de acordo com a qualidade dos mosaicos fotográficos do RADAMBrasil.

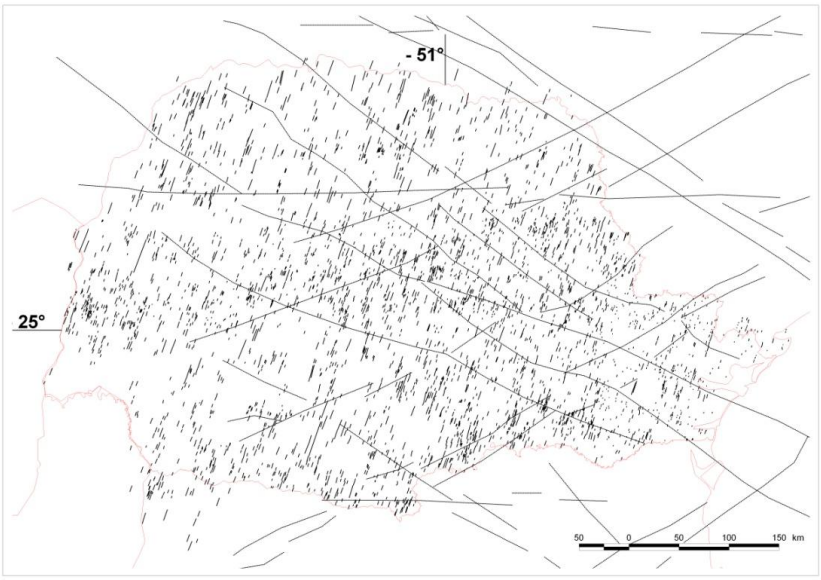


Figura 289**.** Lineamentos N10°-20°E, setor das direções das estruturas distensionais ou fraturas de relaxamento (FASSBINDER *et al.* (1994) e que não constam da proposta de ZALÁN *et al*. (1996). Lineamentos a partir da interpretação de imagens de RADAMBrasil (LICHT, 2012), cuja densidade varia de acordo com a qualidade dos mosaicos fotográficos do RADAMBrasil.

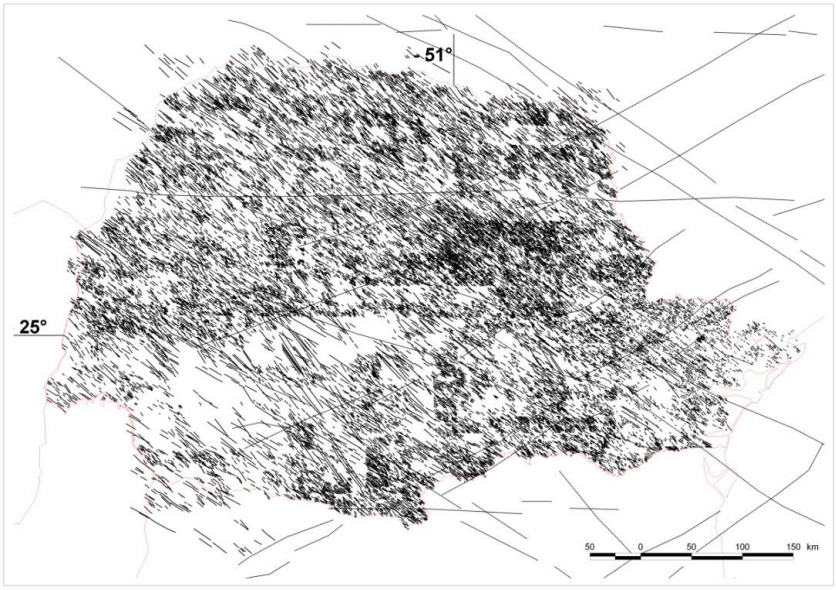


Figura 290**.** Lineamentos N30°-60°W, setor que compreende as estruturas do Arco de Ponta Grossa, diques básicos isolados ou em enxames que existem na Bacia do Paraná (FASSBINDER *et al.* (1994). Lineamentos a partir da interpretação de imagens de RADAMBrasil (LICHT, 2012), cuja densidade varia de acordo com a qualidade dos mosaicos fotográficos do RADAMBrasil.

Esta reprodução de padrões pode ser explicada com base na constatação, feita por ROSTIROLLA *et al.* (2000), de que estruturas do embasamento foram reativadas durante a evolução tectônica da Bacia do Paraná, o que foi também reconhecido por vários estudos (RAMOS, 1970; SOARES *et al.,* 1982; ALMEIDA, 1980; FÚLFARO *et al*., 1982; CORDANI *et al.*, 1984; BRITO NEVES *et al*., 1984; SOARES, 1991; ZALÁN *et al.*, 1987; MILANI, 1997; QUINTAS *et al.*, 1999). Estas reativações afetaram movimentos verticais e horizontais dos blocos que se mantiveram ativos durante o rifteamento desta região da plataforma sul-americana. Por isto, estes autores interpretam a reprodução dos padrões estatísticos de lineamentos nos vários compartimentos geológicos como a herança tectônica que se manifesta não apenas nas formações paleozóicas da bacia, mas também na sequência vulcânica mesozóica e na cobertura terciária do Grupo Bauru (COIMBRA *et al*., 1983; FERNANDES *et al*., 1993; RICCOMINI, 2006).

Segundo QUINTAS *et al*. (1999), a zona de maior atenuação da crosta, na região, é representada por uma linha de sutura existente entre dois blocos tectônicos do embasamento, de direção geral N40^{o}E e balizada aproximadamente pelas cidades de Guaíra e Terra Rica, dentro dos limites paranaenses. As figuras 252 a 255 registram estes padrões nos traços de lineamentos, em quatro intervalos estatísticos: N0^{o}-40^{o}E, N40^{o}-60^{o}E, N0^{o}-40^{o}W e N40^{o}-60^{o}W.

Segundo FÚLFARO *et al*. (1982), o Arco de Ponta Grossa representa a área de soerguimento crustal, entre os lineamentos de Rio Piquiri e Rio Alonzo, durante o Triássico-Jurássico. O soerguimento crustal foi reconhecido por ASMUS e FERRARI (1978), a partir da inexistência da Sequência do Continente, formada por sedimentos clásticos, em ambiente flúvio-lacustrino.

A direção geral dos diques que ocorrem na Bacia do Paraná é N45^{o}W, coincidente com o eixo do Arco de Ponta Grossa. Porém, como já foi apresentado. Diques com outras direções totalmente discordantes são conhecidos e estudados em diversas localidades, nas regiões limítrofes aos contornos atuais da Bacia do Paraná, como é o caso do litoral de Santa Catarina, Paraná, São Paulo e Rio de Janeiro e região serrana do Rio de Janeiro. COUTINHO (2008) apresentou uma síntese da petrografia e geoquímica dos enxames de diques que ocorrem tanto na Bacia do Paraná (América do Sul) quanto em Etendeka (África), correlacionando-os e propondo uma junção tríplice em virtude das três direções predominantes (Figura 291).

É fato da maior importância que os diques mais antigos, com direção geral NE-SW situados na região litorânea de São Paulo e Rio de Janeiro, coincidam com a estruturação geral da Bacia do Paraná, conforme proposto por ZALÁN *et al*. (1990) e MILANI (2002), estando alinhados com as estruturas gerais do embasamento como o sistema da Falha da Lancinha. Os diques da ilha de Santa Catarina, SC, são em sua maioria de direção NE, concordantes com os *trends* estruturais do embasamento cristalino. Foi também observado um dique de orientação NW, que sendo mais jovem secciona outro com direção NE (RAPOSO *et al*. 1998).

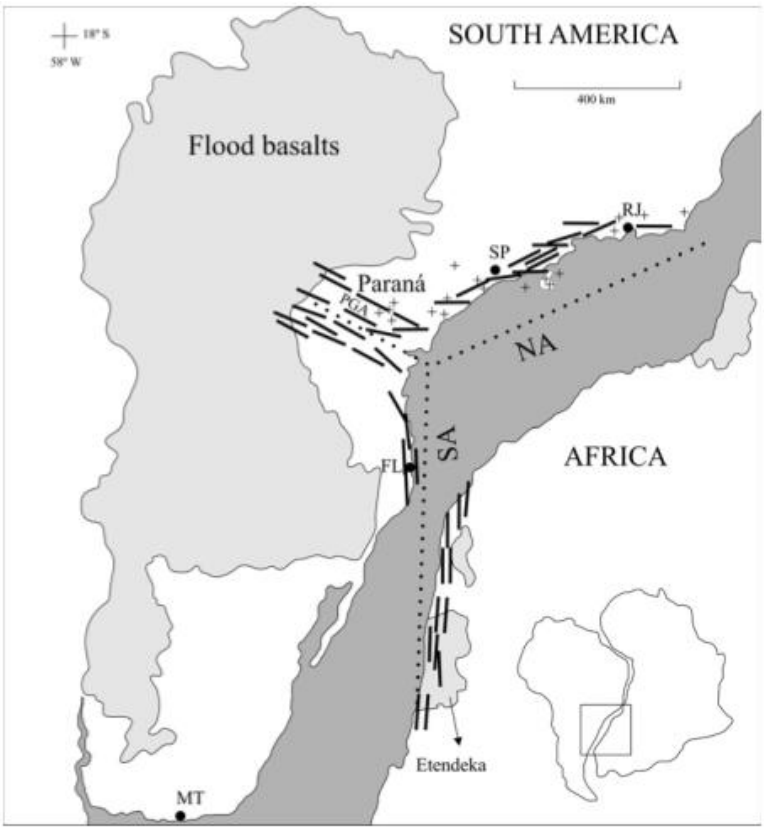


Figura 291. Reconstrução pré deriva da América do Sul e África, mostrando a junção tríplice e a correlação dos enxames de diques em ambos continentes: PGA: Arco de Ponta Grossa; NA: braço setentrional; SA: braço meridional; RJ: Rio de Janeiro; MT: Montevidéu; SP: São Paulo; FL: Florianópolis; Linhas: direções gerais dos diques; Cruzes: intrusões alcalinas. (COUTINHO, 2008, modif MARSH *et al*., 2001).

É fartamente documentado o fato de o vulcanismo em regiões de *rift* obedecer às direções dos esforços distensivos como ocorreu no *graben* do Reno com vulcanismo de filiação alcalina e o que ocorre atualmente no *Afar* da Etiópia, este parte de um *rift* em estágio de formação e com orientação geral NE-SW, semelhante à da Bacia do Paraná (Figuras 292 e 293).

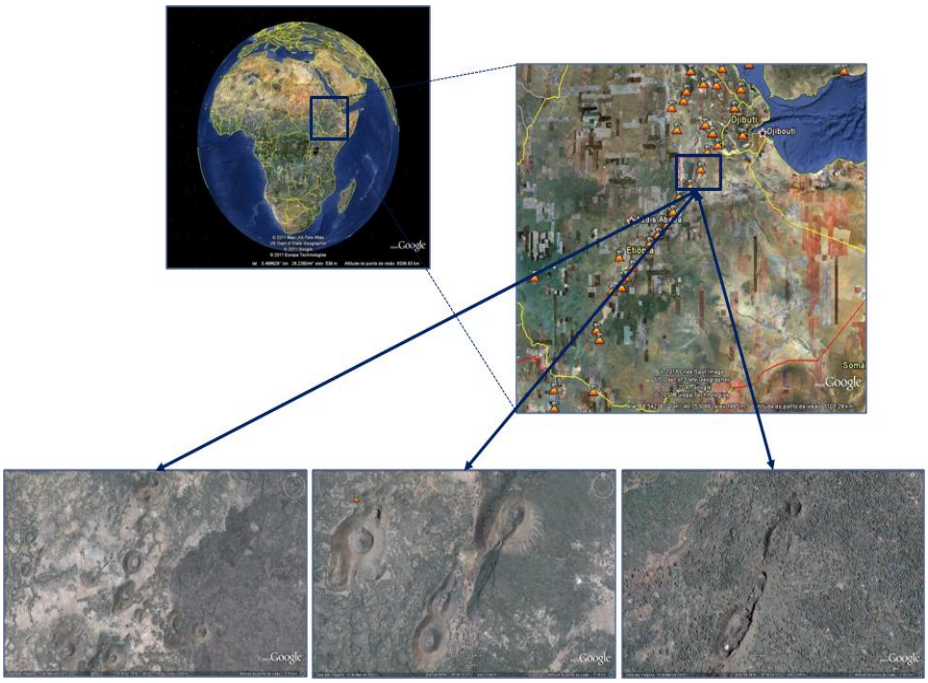


Figura 292. Centros eruptivos e aparelhos vulcânicos alinhados segundo as estruturas distensivas de formação do *rift* africano na região do Afar da Etiópia (imagem do Google Earth).

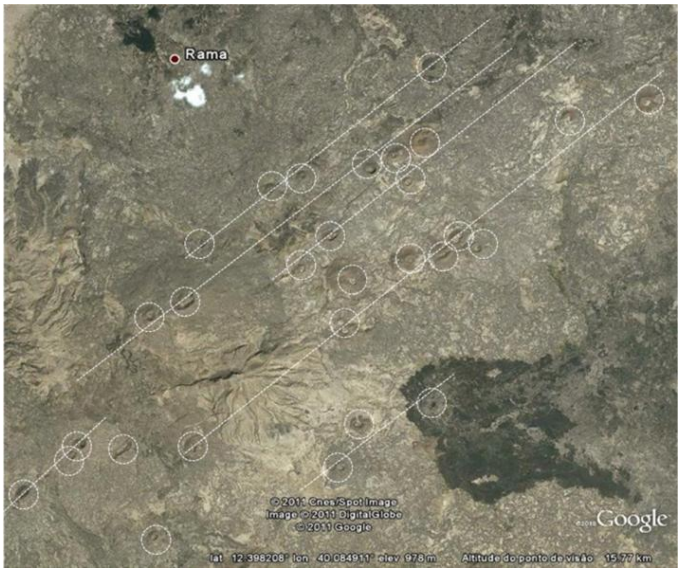


Figura 293. Centros eruptivos alinhados segundo estruturas de direção NE-SW no Afar da Etiópia, paralelas ao eixo desse setor do grande *rift* africano (imagem do Google Earth). As crateras individuais são alongadas segundo a mesma direção, como mostra a Figura 262.

Assim, sabe-se que há forte controle do posicionamento e do alinhamento dos centros eruptivos não só segundo a direção geral das grandes estruturas transcorrentes, mas principalmente pelas estruturas secundárias de relaxamento, produzidas pelos esforços distensivos.

No que diz respeito à direção preferencial para os condutos na Bacia do Paraná, é necessário fazer uma consideração de caráter regional quanto a sua evolução, pois ZALÁN *et al*. (1990) e MILANI (2002) mostraram uma estruturação geral baseada em um mosaico de padrão losangular, formado pela interação de grandes e profundos lineamentos antigos de direção NE-SW, que vêm sofrendo constantes reativações desde o Arqueano até o presente (lineamentos 26, 18, 20, 21, 22 e 23 na Figura 294), com estruturas com direção NW-SE originadas de processos de porte continental como a formação dos arcos de Ponta Grossa e do Rio Grande e da própria deriva da placa da América do Sul.

10.3 Feições estruturais na escala de afloramento

Como menciona a introdução, predominam nos afloramentos descritos juntas de cisalhamento paralelas e fechadas, formando pares conjugados em poucos locais. As direções registradas são apresentadas no Quadro 26, compatíveis com as ilustradas no diagrama de roseta da Figura 291 e que totalizam 37 medidas.

Quadro 26. Medidas de feições tectônicas em afloramentos da área mapeada.

INTERVALO	%	INTERVALO	%
N0-10E	2,7	N0-10W	0
N11-20E	2,7	N11-20W	2,7
N21-30E	0	N21-30W	10,8
N31-40E	5,4	N31-40W	0
N41-50E	8,1	N41-50W	8,1
N51-60E	8,1	N51-60W	16,2
N61-70E	0	N61-70W	16,2
N71-80E	8,1	N71-80W	5,4
N81-90E	8,1	N81-90W	2,7

A escassez de lineações mecânicas e minerais nos planos de cisalhamento indica a pouca ou nenhuma ocorrência de movimentos de blocos significativos. Da mesma forma, a inexistência de minerais secundários, exceto caulinita, óxidos e hidróxidos de Fe, demonstra a pouca importância dos processos hidrotermais contemporâneos ou posteriores ao cisalhamento. Esses mesmos minerais recobrem planos de disjunção em derrames tabulares de basalto maciço, principalmente nos membros Flor da Serra do Sul e Toledo, indicando uma origem dissociada de processos tectônicos.

Em um raro afloramento com feição tectônica mesoscópica, na localidade de Laranjeiras do Sul, (EA-1148, 351295E, 7194763S, 841 m), derrames tabulares delgados de basalto maciço, fanerítico e cinza-esverdeado estão afetados por falha de empurrão com atitude geral de N50^{o}E;42^{o}SE. O bloco cavalgante, a E, apresenta uma dobra de arrasto assimétrica, com vergência para W, coerente com o rejeito do empurrão. No bloco baixo, a compressão provoca deslocamento e cisalhamento ao longo do contato entre dois derrames, com cisalhamento, estiramento de massas de quartzo leitoso e cloritização intensa, que se dissemina pelos planos de disjunção do basalto, com espessura de até 30 cm (Figuras 294 e 295).

Cerca de 2 km a NE, ao longo do traço da falha, conforme controle feito em imagem de radar e *Landsat* TM, outro corte de estrada vicinal expõe ao longo de aproximadamente 50 m uma sucessão de dobras-falhas com planos verticais, amplitude e comprimento de onda decimétricos (Figura 296). A assimetria é coerente com o mesmo rejeito, isto é, com cavalgamento do bloco E sobre o bloco W. Esta estrutura compressiva associa-se provavelmente ao processo de encurtamento crustal decorrente da resposta elástica da crosta continental, ao final da abertura do rifte atlântico (QUINTAS *et al*., 1999; SCHLISCHE e WITHJACK, 2000; MENZIES, 2006).



Figura 294. Falha de empurrão em lobos tabulares do Membro Cantagalo da Formação Barracão (EA-1148, 351295E, 7194763S, 841 m). O plano corta a metade esquerda da foto e a dobra de arrasto é acentuada pela disjunção colunar no basalto esverdeado.



Figura 295. Outro ângulo do corte mostrado na foto anterior, com destaque para o bloco inferior ao plano do empurrão (EA-1148, 351295E, 7194763S, 841 m).



Figura 296. Dobra-falha em lobos tabulares do Membro Cantagalo da Formação Barracão, associadas à falha de empurrão das figuras 264 e 265 (EA-1178, 351965E, 7208080S, 883 m).

10.4 Estruturas vulcânicas

10.4.1 Estruturas circulares fotointerpretadas

Das estruturas vulcânicas mapeáveis na escala regional, mereceram atenção durante o desenvolvimento do projeto possíveis evidências de condutos vulcânicos de aparelho central e caldeiras. Apesar de se tratar de uma província de vulcanismo fissural, o Grupo Serra Geral não apresenta feições que permitam identificar com segurança as fontes lineares de erupções. Isto poderá ser obtido com o mapeamento de derrames individuais e a localização das suas áreas de origem. A abundância de lineamentos traçados em imagens de sensoriamento remoto não facilita a tarefa, porque a espessura da cobertura de solo e outros materiais inconsolidados mascara os limites dos fluxos de lava individuais, indispensáveis

para o traçado da geometria dos derrames e localização das respectivas áreas-fontes.

A identificação de áreas de vulcanismo de aparelho central é feita por meio da intercalação de lava proximal (derrames lobados de basalto essencialmente vesicular), brechas vulcanoclásticas (brechas de fluxo) e sedimentos terrígenos, com mergulhos divergentes. Este padrão é encontrado na área de exposição do Membro Salgado Filho, menos caracteristicamente no Membro Cantagalo da Formação Barracão. A análise de fotografias aéreas e imagens de sensoriamento remoto não permitiu identificar mergulhos radiais ou outras evidências deste tipo de estrutura, o que depende da análise estatística de medidas estruturais.

Várias estruturas fechadas, circulares a elípticas, foram traçadas em imagens de sensoriamento remoto, tanto em radar quanto em *Landsat* TM e *Aster*, mas nenhuma foi confirmada através de observações de campo. As pendências medidas nos membros Três Pinheiros, Guarapuava e Palmas, a partir das cotas máximas e mínimas das respectivas áreas de afloramento, formam um padrão centrípeto com ponto de convergência em uma das estruturas fechadas. A possibilidade de se tratar de uma caldeira permanece em aberto, dependendo de estudos de detalhe para confirmação. Todas estas feições estão indicadas no mapa geológico anexo a este relatório, para possível aproveitamento em estudos posteriores.

As estruturas circulares mostradas na Figura 297, são o resultado de trabalhos de fotointerpretação em imagens de diversos tipos e por diferentes equipes como PEREIRA *et al.* (1981), THEMAG (1981), PAIVA F° (2000) e a do presente relatório. A maioria delas não tem ainda uma explicação ou comprovação de campo, mesmo porque não foram mapeadas com o detalhe necessário. Algumas delas como a de Barra Bonita, PR, foram objeto de investigações que visavam localizar estruturas dômicas favoráveis à acumulação de petróleo e/ou gás. Outras são consideradas como astroblemas – estruturas resultantes do impacto de meteoritos – como Araguainha, MT, Vista Alegre, PR, Vargeão, SC e Cerro do Jarau, RS.

Porém, é importante enfatizar que o modelo de hidrovulcanismo compreende a existência de centros eruptivos aproximadamente circulares de diâmetros variados (anéis de tufos e *maars*) os quais, no decorrer da evolução do sistema magmático, são gradativamente destruídos e encobertos por depósitos hidrovulcânicos e corridas de lava de outros centros eruptivos. As marcas de sua existência podem estar atualmente expressas apenas na forma de fraturamentos radiais e/ou circulares. É necessário que sejam realizados trabalhos de mapeamento geológico de detalhe em algumas dessas estruturas circulares salientadas em fotointerpretação, para testar sua veracidade e se possível caracterizar sua condição e origem. Para esse trabalho sugere-se a seleção de estruturas que tenham sido identificadas nos trabalhos de fotointerpretação de equipes diferentes.

O mapa apresentado na Figura 298 mostra o posicionamento de diversos eventos listados abaixo e seu notável alinhamento segundo o setor N10-20E o que sugere que são estruturas profundas e antigas, sujeitas a eventos recorrentes :

(a) Mineralizações: os *graisens* Sn-W de Capivari-Pardo;

(b) Astroblemas: Cerro do Jarau, RS, Vargeão, SC, Vista Alegre, PR, Araguainha, MT;

(c) Estruturas do Domo de Lages e Alto de Quatiguá;

(d) Estruturas circulares fotointerpretadas por PAIVA F^{o} (2000): Videira, Joaçaba, Tangará, Capinzal, Concórdia, Seara/Aratiba, Cacique Doble, Áurea, Jacutinga, Constantina e Laranjeiras do Sul;

(e) Estruturas circulares fotointerpretadas por PEREIRA *et al*. (1981) e THEMAG (1981) na região central do estado do Paraná;

(f) Estruturas circulares fotointerpretadas pelo presente projeto como de Salgado Filho, Porto Barreiro, Bituruna e outras;

(g) domos riolíticos de Castro, PR;

(h) região com fumarolas e condutos de vulcanismo ácido na região de Palmas identificados pela equipe de mapeamento geológico da MINEROPAR;

(i) ocorrência de pirita de Santa Isabel do Oeste, PR.

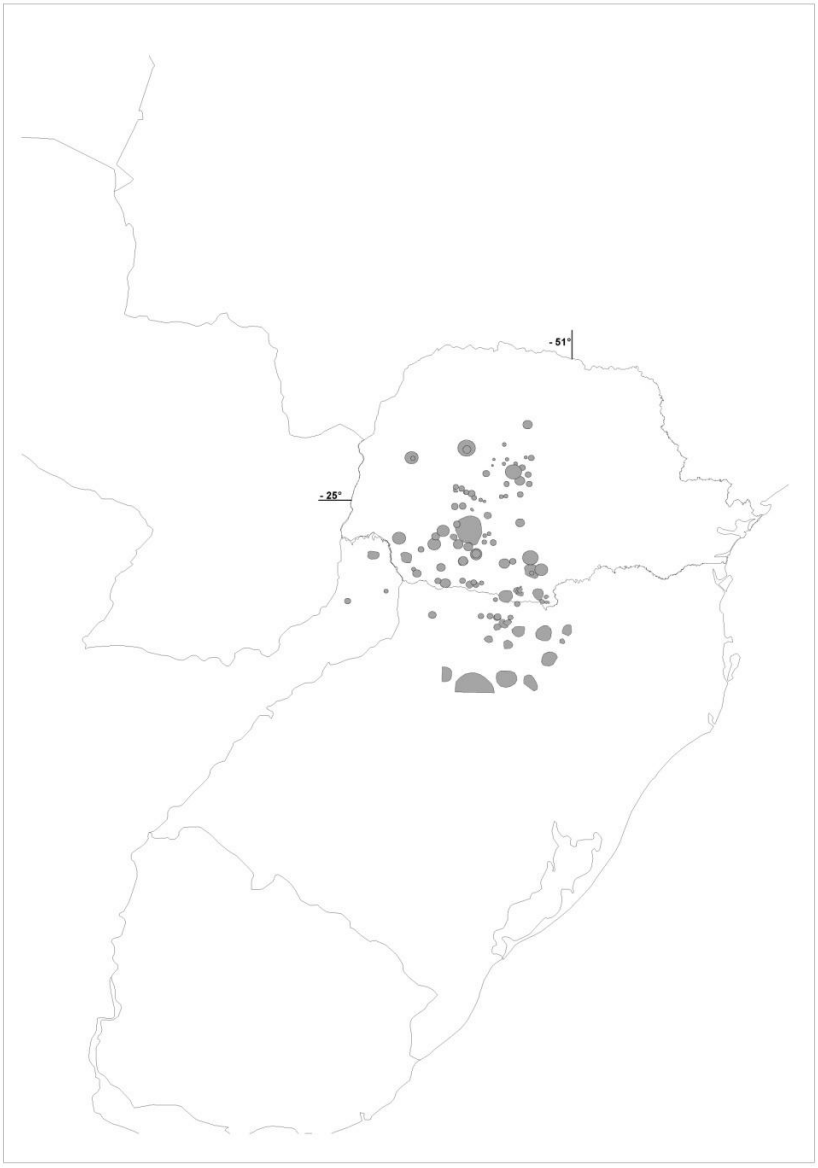


Figura 297**.** Distribuição das estruturas circulares fotointerpretadas na Fm. Serra Geral (PEREIRA *et al*., 1981; THEMAG, 1981; PAIVA F° 2000; LICHT, 2012).

O agrupamento dessas estruturas circulares em dois grandes blocos situados na região central da Bacia do Paraná e com sugestivos alinhamentos segundo o setor N10°-20°E é fato importante e que merece ser investigado com maior detalhe.

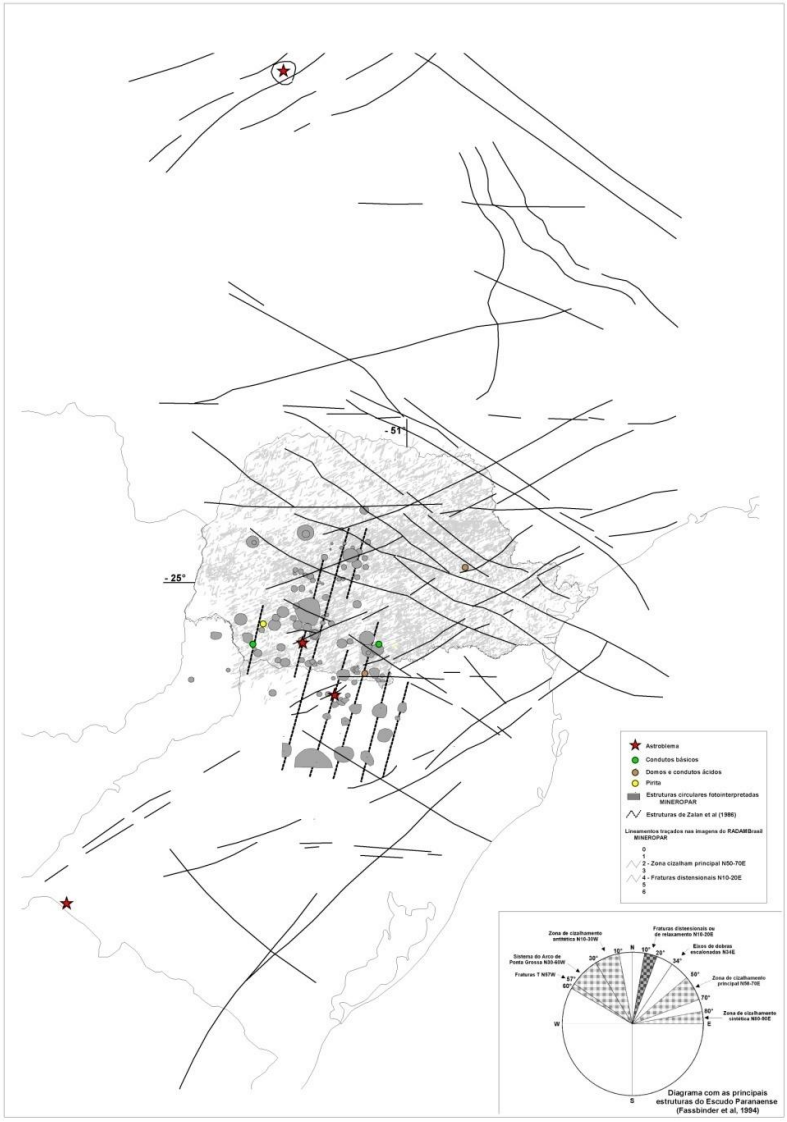


Figura 298**.** Localização das estruturas circulares fotointerpretadas por PEREIRA *et al*. (1981), THEMAG (1981), PAIVA F° (2000), as estruturas circulares interpretadas em imagens de RADAMBrasil pela equipe do presente relatório, das estruturas consideradas como astroblemas, da ocorrência de pirita no sudoeste do Paraná e outras feições na Bacia do Paraná, orientadas segundo o setor N10°-20°E, correspondente às *Fraturas X* ou *fraturas de relaxamento* de FASSBINDER *et al*. (1994), e as estruturas de ZALÁN *et al*. (1990)

Não foi realizada nenhuma verificação das estruturas circulares fotointerpretadas (Figura 298), exceção feita a Vista Alegre, PR (Figura 299), e Vargeão, SC (Figura 300), ambas com uma estrutura e feições de campo ambíguas, que podem ser consideradas crateras vulcânicas, mas também estruturas originadas pelo impacto de meteoritos.

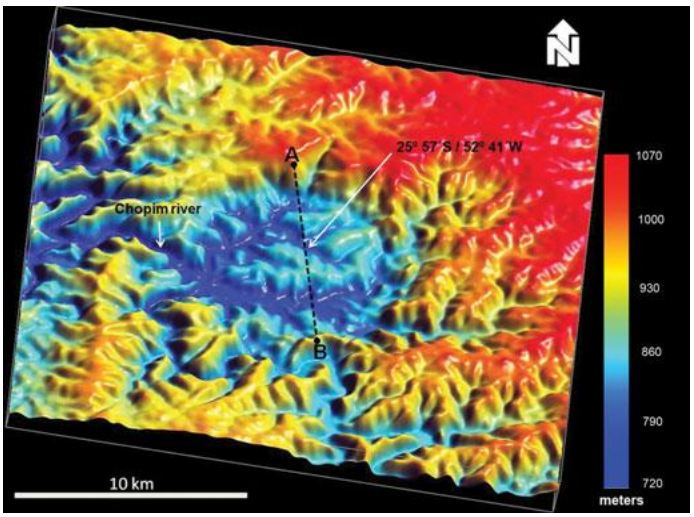


Figura 299**.** Modelo digital do terreno obtido dos dados SRTM, mostrando a morfologia da estrutura de Vista Alegre, PR com cerca de 9,5 km de diâmetro e a região vizinha (CRÓSTA *et al.*, 2011).



Figura 300**.** A estrutura do Vargeão, SC com cerca de 12,4 km de diâmetro, marcada com um elipse assim como algumas estruturas de direção geral N50°-60°E (LANDSAT 7ETM+, 5,4,3/RGB falsa cor. Carta SG-22-Y-B-IV-4. Fonte: EMBRAPA/CNPM (http://www. cdbrasil.cnpm.embrapa.br /sc/htm1/ sc11_07.htm).

É importante salientar nessa discussão sobre a gênese das estruturas circulares, especialmente de Vargeão e Vista Alegre que, no modelo hidrovulcânico com magma básico, os aparelhos vulcânicos – *maars* ou anéis de tufos - foram provavelmente vulcões monogenéticos, ou seja, formados num período de tempo muito curto ou por apenas um evento eruptivo de grande energia. Essa é uma característica do hidrovulcanismo de magma básico.

No entanto, a hipótese genética vigente para essas duas estruturas - Vargeão e Vista Alegre é que tenham sido produzidas pelo impacto de meteoritos.

Ao estudar a estrutura de Vargeão, PAIVA F^{o} (2000) afirma que "*O meteorito de Vargeão (...) estilhaçou e vaporizou cerca de 800 m de camadas de derrames básicos e ácidos (...) formando a cratera de impacto*." Citando Wasson (1985), o autor afirma que o impacto sob condições de hipervelocidade de 20 km.s^{-1} produz crateras com raio aproximadamente 10 vezes maior que o raio do bólido o que indica tratar-se de que um corpo com 1,5 a 2,0 km de diâmetro

A secção geológica N-S no centro da estrutura de Vargeão apresentada por PAIVA F^{o} (2000) para dar o suporte para a hipótese de cratera de impacto, mostra uma série de falhas no centro e nas bordas cujos movimentos teriam sido decorrentes do processo de *crustal elastic rebound* após o impacto do meteorito. No entanto, as posições e movimentos das falhas também se ajustam ao exame da mesma secção, à luz de uma hipótese de centro eruptivo (Figura 301).

Por outro lado, as evidências de laboratório identificadas até o momento por CRÓSTA *et al*. (2011) nas rochas que compõem as estruturas de Vargeão e Vista Alegre, como feições de alta pressão em cristais de quartzo (*pdfs*) e estruturas cônicas de estilhaçamento (*shatter cones*), sugerem que a origem mais provável para essas duas estruturas circulares seja o impacto de meteoritos, sendo por isso denominadas de astroblemas.

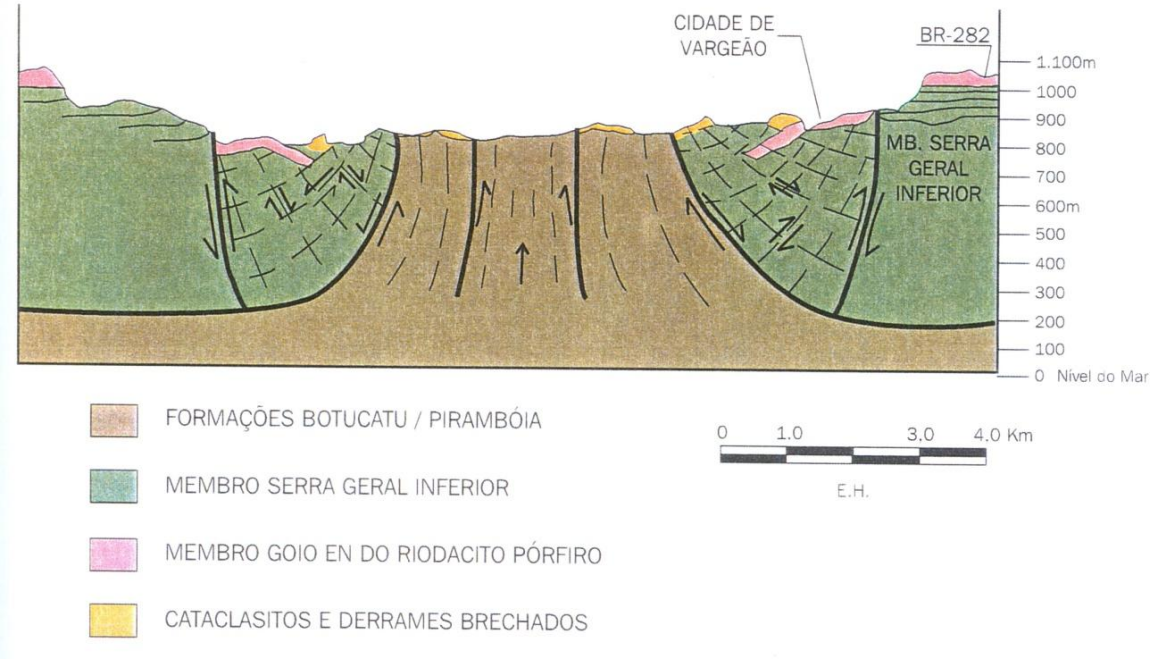


Figura 301**.** Secção geológica N-S pelo centro do domo de Vargeão (modif. PAIVA F^{o}, 2000).

Infelizmente nunca foram encontrados fragmentos do meteorito do Vargeão pois PAIVA F^{o} (2000) afirma que a energia térmica do aquecimento consumida pelo corpo celeste fez com que ele fosse vaporizado. Aparentemente o mesmo fenômeno teria acontecido com os meteoritos que deram origem às estruturas de Vista Alegre, Cerro do Jarau (RS) e Araguainha (MS).

10.4.2 Feições de afloramento

Algumas feições observadas em afloramentos e interpretadas como indicativas de condutos vulcânicos são descritas a seguir: um conduto em basalto General Carneiro, nas proximidades de Cruz Machado; vários condutos em basalto General Carneiro, em cortes da BR-153, entre o trevo da PR-280 e a ponte sobre o rio Barra Bonita; e numerosos condutos em riolito, nas proximidades da cidade de Palmas. São também descritas, nesta seção, feições de deformação dúctil geradas em fluxo de ignimbrito reomórfico, da sequência riolítica do Membro Palmas.

10.4.2.1 Conduto vulcânico da Serra do Paredão

Na Serra do Paredão, município de Cruz Machado, a frente de lavra da pedreira de José Pauluk (EA-1435, 464192E, 7125837N, 1.020 m), com dimensões aproximadas de 80 x 100 m, expõe basalto pertencente ao Membro General Carneiro, da Formação Candói, brechado com pelo menos duas gerações de brecha. A sequência vulcânica da área compõe-se de lobos tabulares de basalto maciço, cinza-esverdeado e com estrutura fluidal marcada pela presença de níveis lenticulares e milimétricos, além de glóbulos ovais, de vidro vulcânico negro. A zona vesicular de topo é pouco desenvolvida. À semelhança do que se observa no Membro Ivaiporã, são observados raros níveis de brecha hidrovulcanoclástica, com espessuras de até 2 m (EA-1435, 464192E, 7125837N, 1.020 m; EA-1439, 455330E, 7126977N, 1.091 m).

As feições indicativas de conduto vulcânico, cadastradas no local, são as seguintes, ilustradas nas figuras 302 a 305:

- duas gerações de brecha basáltica;
- blocos predominantes de basalto vesicular a escoriáceo;
- blocos de arenito arcosiano concordantes com a matriz envolvente, cuja estrutura fluidal é verticalizada;
- bordas de reação em torno dos clastos da brecha;
- clastos subangulosos a subarredondados, bem como amoldados mutuamente, sugerindo abrasão ou formação em estado plástico;
- bombas com estrutura concêntrica marcada por vesículas orientadas paralelamente às bordas;
- arenito fino, cinza-esverdeado, com laminação ondulada e deformada em torno dos clastos de basalto;
- estrutura geral caótica e localmente *mortar;*

- diques de brecha com clastos de basalto em matriz de mesma composição;
- laminação de fluxo vertical;
- *stockworks* de quartzo, calcita, natrolita e apofilita com feições de fraturamento hidráulico.

O conduto é interpretado como de aparelho central, situado sobre lineamento N45^{o}W, porque não foi confirmada sua extensão ao longo da estrutura regional. A associação de condutos de aparelho central e zonas de falha é comum nas províncias de basalto continental, principalmente nas fases iniciais e finais do vulcanismo.

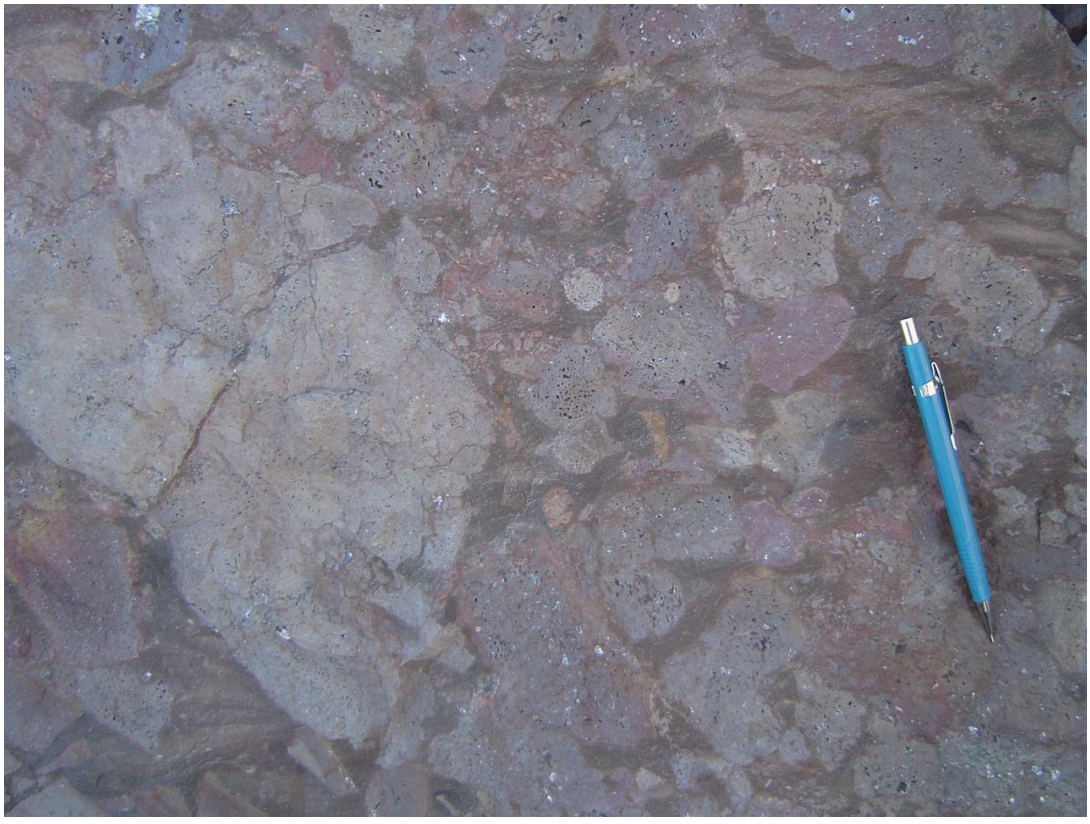


Figura 302. Brecha de conduto vulcânico em basalto General Carneiro. Parte dos clastos maiores são de brecha de primeira geração (EA-1435, 464192E, 7125837N, 1.020 m).

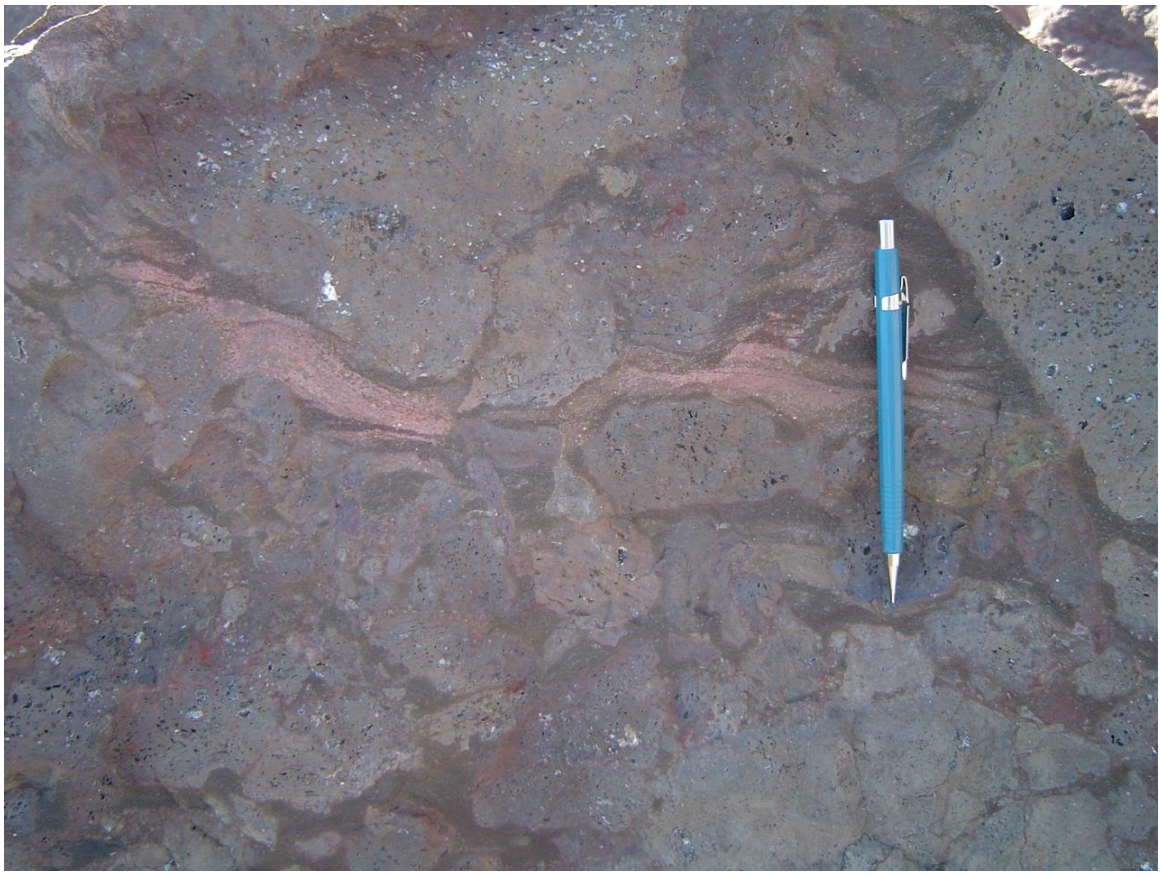


Figura 303. Brecha de conduto vulcânico em basalto General Carneiro, com clastos líticos de arenito, clastos juvenis e líticos de basalto e brecha e matriz de arenito com estrutura fluidal (EA-1435, 464192E, 7125837N, 1.020 m).



Figura 304. Brecha de conduto vulcânico em basalto General Carneiro, contendo bomba de basalto vesicular com estrutura concêntrica (EA-1435, 464192E, 7125837N, 1.020 m).



Figura 305. Dique de brecha no conduto vulcânico em basalto General Carneiro, com clastos de basalto em matriz ferruginosa (EA-1435, 464192E, 7125837N, 1.020 m).

10.4.2.2 Condutos vulcânicos de General Carneiro

No trecho da rodovia BR-153, entre o trevo com a PR-280 e a ponte sobre o rio Barra Bonita, condutos vulcânicos são expostos em vários locais, recortando derrames tabulares do Membro General Carneiro.

O primeiro corte, a sul, expõe uma estrutura de difícil análise devido ao profundo intemperismo, com injeção de basalto e riolito em derrame de basalto maciço, fanerítico fino a afanítico, cinza-esverdeado, com estrutura fluidal incipiente, caracterizada por níveis de vidro vulcânico negro e nódulos lenticulares, com espessura de 1-3 mm e comprimento de até 12 cm, espaçados de 5-15 cm. A estrutura tem seção em cunha, com largura de 2-3 m no topo e 15 m na base. A

profunda argilização da matriz que sustenta os blocos de basalto e riolito, dentro do conduto, impede a observação de feições diagnósticas dos processos envolvidos (EA-447,455005E, 7059329N, 1.207 m).

Outro corte, cerca de 200 m a norte, apresenta brecha basáltica alterada, de cor vermelho-claro na matriz e escuro nos clastos de basalto, recortando basalto afanítico, maciço, cinza-esverdeado e com laminação de fluxo igual à descrita acima. Níveis de arenito sericítico, fino e vermelho-tijolo intercalam-se ao derrame inferior e outro de basalto semelhante, sem a estrutura fluidal visível, também rompido pelo conduto. As dimensões em seção vertical são aproximadamente iguais às do conduto anterior (EA-448, 455157E, 7059597N, 1.187 m).

Brecha vulcanoclástica com matriz basáltica, maciça e de cor vermelho-escuro igual às anteriores é exposta em outro corte, cerca de 3 km a norte, junto à ponte sobre o rio Barra Bonita. Devido à semelhança litológica e estrutural com os afloramentos anteriores, ela é interpretada como conduto vulcânico, sem condições de ver extensão e forma do depósito (EA-449, 457709E, 7064558N, 1.133 m).

10.4.2.3 Condutos vulcânicos de Palmas

O mapa geológico do Membro Palmas registra 42 afloramentos descritos com feições que são interpretadas, neste relatório, como diagnósticas de condutos vulcânicos. A maior parte dos condutos aflora nas cabeceiras do rio Chopin, mapeados ao longo da estrada municipal que demanda da localidade de Francisco Teixeira Guimarães até Padre Ponciano. Outras ocorrências foram registradas nas proximidades de Ubaldino Taques até o vale do rio Iratim, ao longo da estrada municipal que demanda a Bituruna.

As feições que caracterizam os condutos vulcânicos do Membro Palmas são as seguintes, ilustradas nas figuras 306 a 310:

- riolito densamente vesicular com vesículas fusiformes de atitude horizontalizada sob a cobertura de riolito laminado e vertical na porção central do conduto;
- preenchimentos de sílica amorfa nas vesículas, formando litófises simples;
- litófises acrecionárias, com núcleos de ágata, calcedônia e quartzo hialino, distribuídas sobre a cobertura de riolito laminado;
- níveis e blocos de vitrófiro junto às paredes dos condutos;
- níveis de riolito afanítico sobre as bordas dos condutos.

Os condutos descritos têm diâmetros observados de poucos metros até 300 m. O riolito vesicular tem textura afanítica, estrutura finamente laminada, cor marrom-avermelhado escura e altera-se mais facilmente do que o riolito laminado que o recobre. Conforme descrito no Capítulo 8 - Formação Covó, o riolito laminado da cobertura apresenta planos de laminação com espaçamento de 10-30 cm e geometria ondulada ou em cunha. A laminação do riolito vesicular é fina, de 5-15 mm, e é paralela ao estiramento das vesículas e litófises silicosas.

As litófises do riolito vesicular são milimétricas a centimétricas, fusiformes e apresentam as extremidades rombudas voltadas no sentido do fluxo, isto é, para dentro dos condutos ao redor dos seus limites (marcados pelas flexuras e aberturas do riolito laminado) e para cima dentro dos condutos. A passagem gradual da posição horizontal das bordas para a vertical no centro dos condutos registra a migração dos fluídos.



Figura 306. Conduto vulcânico preenchido por riolito vesicular, sob cobertura de riolito laminado (EA-443, 445775E, 7058854N, 1.334 m).



Figura 307. Borda de conduto vulcânico com flexura no flanco W da cobertura de riolito laminado (EA-454, 434013E, 7062164N, 1.299 m).



Figura 308. Riolito vesicular subhorizontalizado e paralelo ao contato com riolito laminado (EA-461, 433080E, 7070917N, 1.257 m).



Figura 309. Litófises silicosas subverticais dentro de conduto vulcânico, indicando o sentido do fluxo (EA-457, 433283E, 7066730N, 1.253 m).



Figura 310. Riolito vesicular com laminação milimétrica e litófises fusiformes, em núcleo de conduto vulcânico. O sentido do fluxo vertical está indicado pela seta (EA-455, 434213E, 7063394N, 1.299 m).

10.4.2.4 Feições de deformação dúctil em riolito

Descritas no Capítulo 8 - Formação Covó, as feições de deformação dúctil, possivelmente desenvolvidas por fluxo ignimbrítico de alto grau, são complementadas nesta seção, para discussão do seu significado genético. Outro mecanismo possível para estas estruturas é deformação dúctil no interior de domos endógenos de riolito. Somente estudos de detalhe poderão esclarecer o processo vulcânico formador destas feições, mas os dados levantados nesta fase do projeto favorecem a primeira interpretação, que é aqui abordada. As feições são ilustradas nas Figuras 311 a 317.

Na localidade de Morro Alto, município de Coronel Domingos Soares, em pedreira aberta em riolito bandado, são expostas abundantes dobras de fluxo, em vários estilos: similares, intrafoliais, redobradas, abertas, assimétricas e em bainha. As bandas escuras do riolito são mais delgadas, com até 5 cm de espessura, predominando a matriz desvitrificada de cor cinza-claro, rica em cristais milimétricos de feldspato alcalino. Glóbulos de vidro, arredondados e amebóides, são esparsos e apresentam-se generalizadamente cloritizados. As dobras são visíveis apenas na cota registrada no ponto cadastrado, sendo maciça a estrutura do riolito acima dela (EA-362, 388870E, 7116585N, 1.017 m). Nas imediações, em direção a Butiá, corte de estrada expõe o mesmo riolito, sem dobras visíveis (EA-369, 399744E, 7083628N, 1.016 m).

Estes estilos de deformação dúctil são referidos por BRANNEY e KOKELAAR (2002) como sendo típicos dos depósitos de ignimbrito reomórfico, ou de alto grau, registrando instabilidades do fluxo de partículas ígneas fluidizadas, isto é, em suspensão dentro da massa de ar a temperaturas de 950-1.050^{o}C. O interior da nuvem ardente divide-se em dois níveis de comportamento reológico: a base formada por material coalescente, que se comporta como um fluido coerente, e o topo composto por partículas de lava em suspensão, que têm comportamento dinâmico incoerente e turbulento. O limite destes níveis, chamada superfície de

agradação por ANDREWS e BRANNEY (2005, representa uma superfície dinâmica, de comportamento ondulatório, comparável ao topo da massa de sedimentos finos que se aglutina na base de um fluxo turbidítico. O contraste de energia e comportamento reológico entre topo e base da nuvem ardente provoca instabilidades que ficam registradas no depósito ignimbrítico, na forma de dobras com os estilos descritos na pedreira de Morro Alto.

Segundo BACHMANN *et al.* (2000), os ignimbritos de alto grau formam-se a partir de erupções contínuas de nuvens piroclásticas de baixa altura, produzidas na forma de cortinas ou fontes eruptivas e transportadas em fluxos piroclásticos densos e pouco inflados. A desgaseificação do magma rico em água ainda dentro dos condutos produz um material com a consistência de espuma ígnea, que se espraia sobre o terreno em velocidade menor do que as nuvens ardentes das erupções plinianas. O abatimento da caldeira deve ocorrer também em velocidades menores do que as do modelo clássico de colapso vulcânico, necessárias para que ocorra a desgaseificação progressiva e não-explosiva do magma.

Existem quatro modelos gerais que explicam as feições de um depósito de ignimbrito reomórfico:

- Fluxo laminar de material ígneo, com aglutinação e fusão rápida durante o deslocamento em massa, sem processo de agradação do depósito ignimbrítico. As variações verticais de composição e estrutura dos depósitos são produzidas por fluxos piroclásticos sucessivos, mas discretos (SCHMINCKE e SWANSON, 1967);
- Fluxo de material ígneo, com aglutinação e deformação durante a fase inicial do processo de deposição e desenvolvimento de laminação, por cisalhamento, junto à base e às encostas do vale, em fluxo canalizado (CHAPIN e LOWELL, 1979);
- Fluxo em massa de material ígneo, com fusão e reomorfismo após a conclusão do processo de transporte e deposição. Como no primeiro modelo, as variações verticais de composição e estrutura dos depósitos são

produzidas por fluxos piroclásticos sucessivos, mas discretos (WOLFF e WRIGHT, 1981);

- Fluxo de material ígneo com deposição rápida e agradação sustentada, durante a qual se desenvolvem processos de segregação, aglutinação, fusão e reomorfismo, cujas feições mais óbvias são laminação por instabilidade e cisalhamento, lapilli por fragmentação de material em estado plástico e dobras assimétricas e em bainha (BRANNEY e KOKELAAR, 1992).

Os processos responsáveis pelas feições típicas do modelo de BRANNEY e KOKELAAR (1992) são assim descritos por ANDREWS e BRANNEY (2005):

- As feições de deformação reomórfica (dobras e cisalhamento) desenvolvem-se dentro de uma zona estreita (até 1 m de espessura), logo abaixo a superfície de agradação do depósito piroclástico;
- Esta zona acompanha a subida da superfície de agradação, de modo que ao final do processo todo o pacote contém feições de cisalhamento;
- Depois de concluído o processo de deposição do material piroclástico, a compactação gravimétrica induz o desenvolvimento de outras feições de deformação, principalmente dobras oblíquas e em bainha, controladas por irregularidades do terreno subjacente;
- As feições contemporâneas ao processo de agradação são pequenas, enquanto as feições pós-deposicionais são de maior porte, porque afetam a seção completa de depósito piroclástico;
- Mais tarde, sob condições de temperatura mais baixa e desgaseificação do material acumulado, as zonas superiores do ignimbrito sofrem deformação rúptil, principalmente juntas de extensão e fraturamento hidráulico.

Interpretação alternativa, segundo LIMA *et al.* (2012) e CHMYZ (2013), consiste na atribuição da deformação dúctil do riolito a fluxo de magma no interior de domos riolíticos.

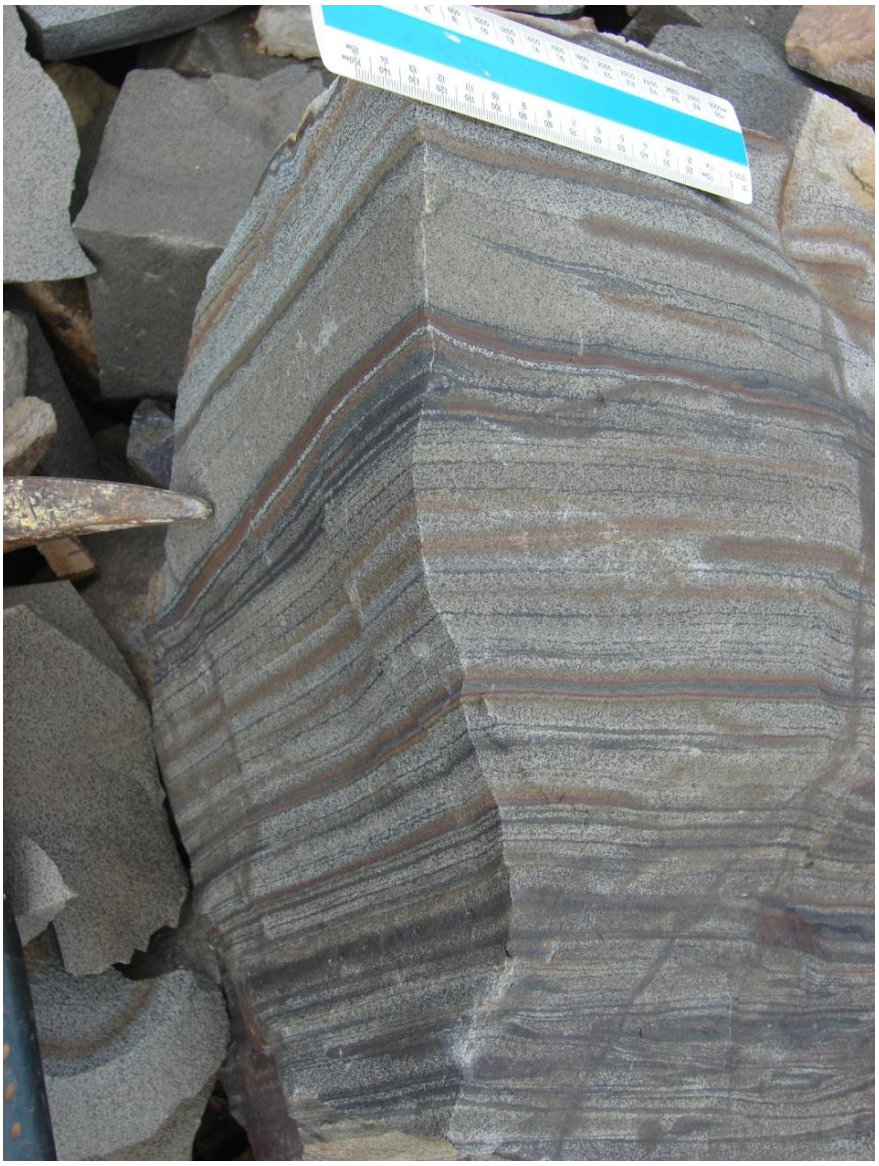


Figura 311. Bandamento plano-paralelo em riolito de domo endógeno ou ignimbrito reomórfico, com dobras intrafoliais no topo e na base da amostra (EA-362, 388870E, 7116585N, 1.017 m).



Figura 312. Charneira de dobra isoclinal em riolito de domo endógeno ou ignimbrito reomórfico (EA-362, 388870E, 7116585N, 1.017 m).



Figura 313. Outra dobra isoclinal em riolito de domo endógeno ou ignimbrito reomórfico (EA-362, 388870E, 7116585N, 1.017 m).

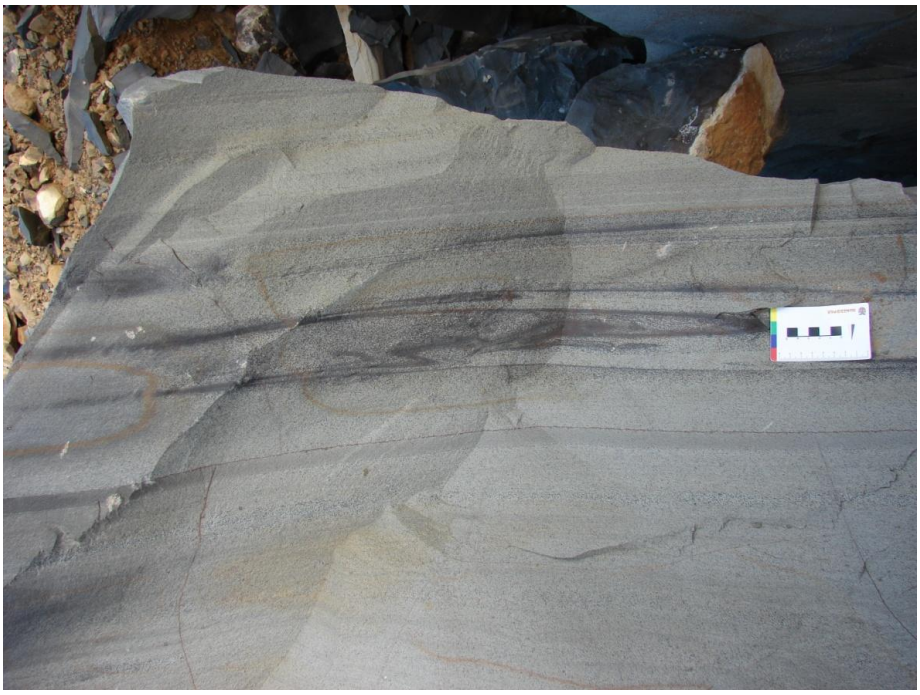


Figura 314. Dobra assimétrica redobrando dobra isoclinal em riolito de domo endógeno ou ignimbrito reomórfico (EA-362, 388870E, 7116585N, 1.017 m).



Figura 315. Dobra assimétrica aberta em riolito de domo endógeno ou ignimbrito reomórfico (EA-362, 388870E, 7116585N, 1.017 m).



Figura 316. Dobras incongruentes em riolito de domo endógeno ou ignimbrito reomórfico (EA-362, 388870E, 7116585N, 1.017 m).



Figura 317. Dobra em bainha em riolito de domo endógeno ou ignimbrito reomórfico (EA-362, 388870E, 7116585N, 1.017 m).

CAPÍTULO 11 - RECURSOS MINERAIS

11.1 Ametista, quartzo, ágata e calcedônia

Uma avaliação do potencial em ágata e ametista foi realizada pela MINEROPAR (1989) no Sudoeste Paranaense, a sul do paralelo 25^{o} e a oeste do meridiano 52^{o}. O levantamento concluiu que existe bom potencial para estes minerais na região, justificando investimentos na sua pesquisa. Foram cadastradas 55 ocorrências, das quais 13 foram priorizadas para pesquisa de detalhe e outras 11 para uma segunda ordem de prioridade. No município de Chopinzinho, ametista de boa qualidade, principalmente para queima e produção de citrino artificial, vem sendo lavrada há vários anos pela COPASP – Cooperativa de Pedra Ametista do Sudoeste do Paraná.

A equipe da MINEROPAR identificou três tipos de ocorrências: (a) *tipo Passa Quatro*, de ametista em basaltos negros; (b) *tipo Marquinho*, de ágata e quartzo em basaltos cinza; e (c) *tipo Honório Serpa*, de ágata em rochas ácidas. As rochas básicas são as fontes preferenciais de ametista e as rochas ácidas produzem principalmente ágata.

As ocorrências do *tipo Passa Quatro* são lavradas na localidade homônima, pertencente ao município de Chopinzinho, há vários anos, dentro de derrames de basalto negro, nas cotas entre 750 e 800 metros. Pertencem a este grupo 13 ocorrências cadastradas em Chopinzinho e Coronel Vivida, duas em Laranjeiras do Sul, uma em Quedas do Iguaçu e uma no município de Três Barras. Os geodos mostram finas paredes de calcedônia, recobertas por películas verdes de clorita e celadonita, e preenchidas por cristais de quartzo incolor e ametista. Raramente se associam a estes geodos os de calcedônia listrada, de cor original cinza-azulada. Em Coronel Vivida, ocorrem cristais esverdeados e massas disformes com cristais mal formados, microcristalinos ou leitosos. Associam-se tufos e brechas com cristais intersticiais fibro-radiados, clorita e celadonita, quartzo levemente ametistino e calcedônia listrada, sem interesse econômico. Outras ocorrências do mesmo tipo, também sem

expressão econômica, foram cadastradas nos municípios de Dois Vizinhos, Guaraniaçu, Quedas do Iguaçu e Boa Vista da Aparecida.

As ocorrências do *tipo Marquinho* distribuem-se em região mais extensa do que as do grupo anterior, em cotas abaixo dos 650 metros. Dentro das zonas vesículo-amigdaloidais dos derrames de basalto cinza, as mineralizações formam-se dentro de geodos revestidos de calcedônia e preenchidos por quartzo incolor. Associam-se a esses outros geodos de calcedônia maciça e ametista. É comum que os geodos sejam interligados por fraturas preenchidas por fina calcedônia cinza.

As ocorrências do *tipo Honório Serpa* associam-se aos riolitos e riodacitos do Membro Nova Prata, ao longo do vale do rio Chopim, nos municípios de Mangueirinha, Clevelândia e Palmas, em altitudes acima dos 700 metros. Constituem-se de geodos maciços de calcedônia ou ágata, localmente com quartzo incolor associado e bolsões de quartzo e ametista. Em Mangueirinha, a ametista atinge boa qualidade nos depósitos dos bairros de Curucaca e Butiá. Ao contrário do que se observa nas ocorrências dos basaltos, as encaixadas em rochas ácidas também preenchem cavidades das rochas, sem a estrutura típica dos geodos. Isto é, a sua cristalização ocorreu fora dos bolsões de gases e líquidos que se concentram no topo dos derrames básicos, preenchendo fraturas e interstícios de brechas vulcânicas, o que lhes empresta formas irregulares e tamanhos mais variados.

HARTMANN (2008) estudou concentrações de sílica (*gossans*) nas zonas de topo de derrames produtores de ametista, no Rio Grande do Sul, e concluiu que elas podem ser usadas como critério para seleção de derrames mineralizados. As feições indicadas pelo autor como diagnósticas de ocorrências de ametista são: depressões ou clareiras no alto de morros, com ou sem lagoas, formadas pela abundância de argilas de alteração do basalto; *gossans* com geometria hexagonal, quadrangular, poligonal ou irregular; concentração destas feições no topo de elevações do relevo, formadas pela silicificação e endurecimento do basalto. PERTILLE *et al.* (2008) interpretam os *gossans* como produtos de alteração intempérica sobre zonas hidrotermalizadas em basalto e dacito da Formação Serra Geral, resultantes da ascensão de águas aquecidas do arenito Botucatu.

MICHELIN *et al.* (2008) estudaram a sequência de formação dos minerais de preenchimento de geodos, concluindo que as cavidades se formaram por desgaseificação da lava, com deposição de zeólita e celadonita em baixa temperatura. As variedades de quartzo, principalmente ágata e ametista, formaram-se por lixiviação e substituição hidrotermal da matriz do arenito intercalado ao basalto. Estes estudos são confirmados, do ponto de vista descritivo, por levantamento terrestre de gravimetria, magnetometria e gamaespectrometria, executado por ROSENSTENGEL *et al*. (2008), no distrito mineiro de Ametista do Sul (RS). Anomalias positivas de contagem total, K, U/Th e fator F indicam enriquecimentos locais de K e U, sugestivos de alteração hidrotermal e que confirmam, conforme os autores, o modelo metalogenético de HARTMANN (2008).

Outra linha de pesquisa, mais fundamentada no conhecimento atual dos processos magmáticos e pós-magmáticos de formação de derrames de basaltos continentais, propõe outras explicações para a origem dos geodos de ametista na Formação Serra Geral. GOMES *et al.* (2008) consideram que a estrutura dos derrames é fundamental para entender os processos formadores dessas mineralizações. Os derrames produtores de ametista e ágata do Distrito Mineiro do Alto Uruguai, no Rio Grande do Sul, são do tipo inflado de lava *pahoehoe* (SELF *et al.* 1998), dentro dos quais os fluxos confinados de lava tardia encontram condições para reter os voláteis, que se concentram abaixo das crostas resfriadas e formam cavidades de grandes dimensões. Os preenchimentos minerais resultam de processos epigenéticos de baixa temperatura.

PROUST e FONTAINE (2007) explicam os geodos do Grupo Serra Geral por exsolução de gases magmáticos de magma supersaturado, sem aporte de água externa, a forma alongada dos geodos controlada pela taxa de resfriamento maior da lava junto às bolhas de gás e as formas ramificadas produzidas pelo crescimento das bolhas por difusão e descompressão, mas também por coalescência de cavidades tubulares em crescimento. Com base em cálculos de balanço de massa feitos sobre amostras analisadas em Ametista do Sul (RS), os autores concluem que a cloritização do piroxênio e caulinização do plagioclásio liberaram sílica em volume suficiente para gerar os depósitos de

quartzo, ágata, calcedônia e ametista. Esta hipótese implica em consequente empobrecimento em sílica no basalto dos derrames enriquecidos em geodos. Os dados obtidos em amostras do Membro Chopinzinho, nas frentes de lavra de ametista, apresentados no Capítulo 9 - Litogeoquímica de Superfície, contradizem esta explicação. Constata-se enriquecimento em sílica na encaixante dos geodos, o que favorece a hipótese de que os fluidos mineralizadores foram assimilados de fonte externa.

As jazidas de ametista de Chopinzinho foram estudadas por JUCHEM *et al*. (2008), tendo em vista determinar os controles litológicos e estruturais das mineralizações, que são os mesmos reconhecidos em Ametista do Sul: capeamento de basalto afanítico com entablatura em bloco (*cascalho* dos garimpeiros da região), sobre a zona mineralizada; espessamento dos derrames onde ocorrem as concentrações de geodos; a encaixante dos geodos (*laje* dos garimpeiros) é constituída de basalto maciço, semelhante ao que aloja a ametista do Distrito Mineiro do Alto Uruguai (Figura 318). Segundo nossas observações de campo, a área mineralizada do garimpo de Flávio Reginatto contém na zona vesicular de topo abundantes preenchimentos de quartzo finamente cristalino, ágata e calcedônia, que caracterizam os *gossans* descritos por HARTMANN (2008), no Rio Grande do Sul.

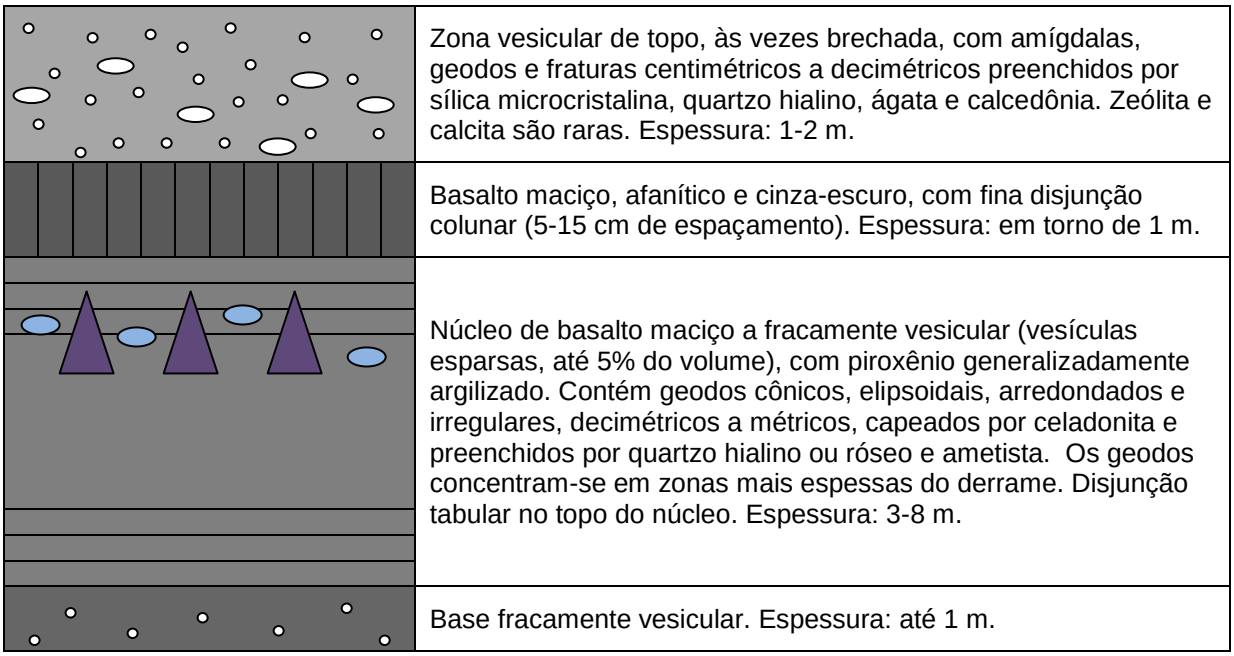


Figura 318. Seção geológica de um derrame de basalto portador de geodos de ametista.

Devido à natureza de garimpo das lavras existentes no município de Chopinzinho, não foi possível obter dados sobre o volume e a qualidade da produção atual. As duas frentes de lavra em atividade pertencem a Flávio Reginatto e à COPASP, esta constituída por 28 associados.

11.2 Cobre

A ocorrência de cobre nativo em basaltos da Bacia do Paraná é conhecida pelo menos desde o século dezenove. HUSSAK (1890) menciona preenchimentos do metal em cavidades no "*augito-porphyrito da Serra do Botucatú*". HAUSEN (1919) e BAKER (1923) também registram ocorrências de cobre nativo em basaltos do Sul do Brasil. OLIVEIRA (1927) relaciona vários minerais que ocorrem no Paraná, entre os quais o cobre nativo apresenta-se em palhetas ou pequenos nódulos em geodos de calcedônia, nas cabeceiras do rio do Cobre. O autor registra que "*já na época colonial consta que os jesuítas conseguiram fazer um sino com este metal retirado das rochas eruptivas do Ivahy, na antiga cidade de Villa Rica, na embocadura do Corimbatá*".

FERRAZ (1928) descreve ocorrências de cobre em Santa Catarina e lâminas de cobre nativo em diabásio encaixado no arenito Botucatu, no estado de São Paulo. ENGLERT (1930) descreve vestígios de cobre nativo encontrados na região do Alto Uruguai, nos municípios de S. Luiz Gonzaga, Santo Ângelo, Palmeira e Erechim. MIRANDA (1935) encontrou cobre nativo em forma de esferas e palhetas, disseminadas em basalto, no povoado de São Roque, entre Gramado e Nova Petrópolis (RS). TEIXEIRA (1941) cita outras ocorrências na região de Santa Rosa (RS). LEINZ (1941) menciona ocorrências de cobre nativo nos municípios de Triunfo, Iraí, Santo Ângelo, Soledade, Santa Rosa e outros, em pepitas de até meio quilo, frequentemente alteradas para cuprita, malaquita e crisocola.

LEONARDOS (1948) apresenta um histórico sobre o cobre nativo no Oeste do Paraná, no qual relata a ocorrência de "lindos dendrites de cobre nativo nos aluviões dos rios e nas delgadas veias de quartzo que cortam os basaltos e diabásios". Em 1994 a Companhia Brasileira do Cobre adquiriu minério de cobre com teores médios de 6% de Cu (cobre nativo, crisocola e malaquita) da região

de Chapecó (SC), para produzir sulfato de cobre em Minas do Camaquã (RS). O empreendimento não se mostrou viável economicamente, apesar de alegados altos teores do metal, pela dificuldade de bloquear reservas suficientes.

GOMES *et al.* (1995) e GOMES (1996) descrevem cobre nativo entre os minerais de alteração de um derrame espesso situado próximo a Frederico Westphalen (RS). MELLO *et al.* (1999) e MELLO (2000) contribuíram para o conhecimento das mineralizações de Água Perdida, no município de Roncador, a partir de um levantamento de detalhe.

O interesse prospectivo para cobre, nos derrames da Formação Serra Geral, sofre restrições de ordem metalogenética. O elevado estoque de cobre primário das lavas basálticas gera frequentemente exsudações metálicas como as conhecidas no Terceiro Planalto Paranaense, mas faltam neste ambiente geológico os metalotectos decisivos para a remobilização e concentração do metal na forma de depósitos econômicos. Estes metalotectos são basicamente estruturas tectono-vulcânicas, domos e falhas, de preferência em ambiente subaquoso, que permitam a circulação de fluídos remobilizadores e concentradores, por reações epigenéticas com complexantes (sulfatos, carbonatos, ácidos orgânicos e inorgânicos, etc.) contidos nas águas do ambiente, principalmente marinhas e lacustres. A ocorrência de incrustações e disseminações de cobre nativo, com eventuais produtos oxidados, é comum nos basaltos continentais, tanto no Brasil quanto no planalto do Deccan e no Karroo, mas nenhuma jazida foi detectada até esta data, a despeito dos investimentos já realizados em prospecção.

A avaliação mais completa e sistemática do interesse prospectivo das mineralizações de cobre nativo nos derrames de basalto da Bacia do Paraná, foi realizada por SZUBERT *et al.* (1979), na região do Alto Uruguai, na divisa dos estados de Rio Grande do Sul e Santa Catarina. Cobrindo uma área de 2.370 km^2, o Projeto Cobre em Itapiranga envolveu a seguinte metodologia de pesquisa, utilizando recursos de mapeamento geológico e prospecção mineral:

- Fotointerpretação e mapeamento geológico na escala de 1:50.000 em toda região, exceto em áreas de acesso inviável à época, indicadas no relatório;

- Mapeamento geológico na escala de 1:10.000 nas áreas com ocorrências de cobre nativo cadastradas;
- Análise petrográfica de 111 amostras de rocha e minério (95 pela equipe do projeto e 16 por consultor interno da CPRM), análise química de óxidos em 21 amostras de rocha, análise calcográfica em 13 amostras de minério e análise por difração de raio X em 13 amostras de minério;
- Prospecção geoquímica em sedimento ativo de drenagem, concentrado de bateia e solo, com a coleta de 626 amostras de SAD, 3 de CB e um número não especificado de amostras de solo em malha de 50 x 50 m;
- Levantamento magnetométrico e por polarização induzida em duas áreas mineralizadas selecionadas, uma em Vista Alegre e outra em Flor da Serra;
- Cadastramento de 86 ocorrências de cobre nativo, 15 de quartzo, ametista, calcedônia e ágata, duas de magnetita, uma de manganês e uma de água termomineral.

Das constatações de caráter geológico regional, merecem destaque as seguintes, registradas por SZUBERT *et al*. (1979):

- A maior extensão dos derrames de basalto da área foi estimada em 60 km e a espessura varia de 8 a 80 m, com valores mais frequentes entre 15 e 35 m;
- A maior sucessão de derrames superpostos, acima do nível do rio Uruguai até o topo do relevo regional, compreende 14 derrames e uma soleira diferenciada (*sheet*, segundo os autores);
- Ocorrem seis variedades de derrames na região, identificadas por variações de estrutura interna, composição litológica e minerais de preenchimento em vesículas;
- O basalto mineralizado com cobre da região estudada caracteriza-se por teores de Fe total superiores aos obtidos nas demais províncias vulcânicas continentais, inclusive a outras regiões da Bacia do Paraná;

- O basalto portador de mineralizações secundárias de cobre na zona vesicular de topo apresenta teores relativamente altos de Fe_2O_3 (>10%) e baixos de FeO (<5%);
- Ocorrência de feições vulcânicas especiais, tais como veios pegmatíticos, fumarolas, diques de brecha, de basalto e de arenito;
- Identificação de três tipos de brechas de derrame: brecha mista (blocos de basalto em matriz de arenito, possivelmente peperito), brecha basáltica (autobrecha) e brechas de frente de derrame, com feições de lava *aa*;
- Raros e pobres indícios de movimentação tectônica, com os derrames de lava essencialmente horizontais em toda área mapeada;
- As mineralizações de ametista ocorrem dentro de um único derrame, em toda região estudada, entre as altitudes de 400 e 440 m.

No que diz respeito às ocorrências de cobre nativo da região do Alto Uruguai, SZUBERT *et al*. (1979) concluem:

- A média aritmética dos teores de Cu em basalto não-mineralizado é de 190 ppm, em basalto com mineralização disseminada é de 1.102 ppm e com preenchimentos de vesículas e fraturas é de 2.843 ppm;
- A geoquímica de rocha mostrou-se, portanto, eficaz na detecção de mineralizações de cobre em derrames sem indícios macroscópicos aparentes, mas com teores de Cu entre 500 e 1.000 ppm;
- Existe correlação positiva entre os teores de Cu e Fe nos derrames de basalto da Formação Serra Geral, à semelhança do que se verifica na província do Lago Superior (Estados Unidos);
- As mineralizações de cobre pertencem a dois tipos, um tardimagmático e outro supergênico. As mineralizações tardimagmáticas ocorrem como incrustações e revestimentos de cobre nativo em fraturas, vesículas e geodos, acompanhadas de alteração hidrotermal de minerais primários do basalto. As mineralizações supergênicas constituem agregados coloformes e concêntricos de

crisocola, malaquita, tenorita, cuprita e cobre nativo, na zona vesicular de topo dos derrames;

- Os derrames portadores de mineralizações cupríferas têm mais de 60 m de espessura, formados por basalto fino com textura microporfirítica e portador de alteração hidrotermal tardimagmática nas zonas de núcleo maciço;
- A disseminação de baixo teor do cobre nativo e a concentração em bolsões das mineralizações oxidadas, com teor médio de 0,15% de Cu, restringem a importância econômica dos depósitos estudados na região do Alto Uruguai.

No estado do Paraná, um estudo desenvolvido por CASTRO *et al.* (1983) cobriu uma área de 16 km^2, no município de Realeza, abrangendo ocorrências de minerais oxidados de cobre cimentando brechas vulcânicas. A sequência investigada envolve quatro derrames, que foram mapeados na escala de 1:10.000, execução de perfis geológicos, sondagem geoelétrica pelo método Schlumberger (eletro-resistividade e potencial espontâneo), abertura de poços, amostragem de minérios e determinação dos teores químicos de cobre. As brechas analisadas contêm cobre nativo, crisocola, cuprita e azurita com teores variando de 38% a 98%, em função da composição mineralógica, e perfazendo uma reserva indicada de 75,419 toneladas. ORCIOLLI *et al.* (1983) reapresentaram os dados obtidos em Realeza, acrescentando que o formato da brecha é de chaminé em cone invertido, com diâmetro máximo de aproximadamente 50 m na cota 410 m e mínimo conhecido de aproximadamente 25 m na cota 390 m. A espessura de 20 m, de desenvolvimento da brecha, corresponde à zona vesículo-amigdalóide do derrame. Os autores concluem que, apesar dos teores elevados de cobre, o corpo não se constitui em minério, mas recomendam o seu aproveitamento como rocha ornamental, mediante polimento.

Descobertas em 1968 por Derli Pinheiro de Oliveira, as ocorrências foram estudadas pelo engenheiro Josef Kapuscinski, que fundou a Metalúrgica Universal Ltda, em Ponta Grossa, para extrair o cobre lá existente. Naquele mesmo ano, a empresa extraiu 400 toneladas de minério, com 43% de sulfato e

23% de carbonato. Foram produzidos no total 1.762,5 kg de cobre metálico. Registram ORCIOLLI *et al*. (1983) que técnicos norte-americanos estudaram as ocorrências, desinteressando-se de explorá-la. Da mesma forma, a empresa Sandel, de São Paulo, executou escavações de pesquisa e amostragem, suspendendo os trabalhos aparentemente em função de resultados negativos.

11.3 Metais preciosos

O Grupo Serra Geral contém, dentro do território paranaense, indícios da ocorrência de mineralizações de metais preciosos, principalmente ouro e elementos do grupo da platina (EGP). Estas evidências foram identificadas na forma de anomalias geoquímicas regionais, detectadas em sedimento ativo de drenagem e água superficial, e teores dosados em rocha por meio de microscopia eletrônica de varredura com espectrometria de dispersão de energia (MEV-EDS).

As anomalias geoquímicas de ouro são descritas e discutidas em relatório específico, a ser elaborado na próxima etapa do projeto. As evidências da presença de EGP na forma de inclusões em magnetita e titano-magnetita foram estudadas por ARIOLI (2008), de cuja tese de doutorado é transcrita parte das conclusões.

> "Os dados geoquímicos regionais utilizados como base para o desenvolvimento desta pesquisa têm consistência com a geologia mapeada no estado do Paraná, o que empresta confiabilidade à qualidade das anomalias geoquímicas estudadas. A avaliação desses dados confirma a presença de EGP e metais associados em grãos de magnetita e titano-magnetita de basaltos da Formação Serra Geral, na região Oeste do Estado do Paraná. Medidas de MEV-EDS acusam a presença de Ni-Cu-EGP e metais associados em inclusões desses óxidos, em amostras de ferro-basalto e gabro pegmatóide. Esta variedade de ferro-basalto, com mais de 15% de FeO_t e com teores de até 10-30% de magnetita, contém os maiores teores dosados dos elementos estudados, na população de amostras analisadas no Oeste do Paraná.
>
> A distribuição regional dos derrames de ferro-basalto explica a configuração das anomalias geoquímicas dos elementos pesquisados. Duas áreas principais de ocorrência de ferro-basalto constituem epicentros das anomalias, nos divisores d'água situados respectivamente a sul e a norte da bacia do rio Iguaçu, mapeadas por FREITAS *et al.* (2002) e WILDNER *et al.* (2006) sob a designação de fácies Campo Erê. Neste relatório, os derrames de ferro-basalto ocupam a seção de topo da associação faciológica de derrames tabulares, imediatamente abaixo da cobertura de ignimbrito reológico.

Os dados geológicos e geoquímicos coletados na área das anomalias geoquímicas de EGP e metais associados, em basaltos do Sistema Magmático Serra Geral, no Estado do Paraná, confrontados com os depósitos de sulfetos maciços de Ni-Cu-EGP do distrito mineiro de Noril'sk-Talnakh e as mineralizações de Pd-Au-Pt-Ti-V em magnetita de Skaergaard, favorecem a comparação com este último modelo metalogenético. Esta comparação é sintetizada a seguir.

O Sistema Magmático Serra Geral é constituído por uma suíte de rochas vulcânicas e intrusivas de composição toleítica, com cumulados picríticos muito restritos, em raras intrusões diferenciadas, tais como a de Lomba Grande (RS).

Não existem dados disponíveis, exceto anomalias aeromagnéticas de interpretação ainda especulativa (FERREIRA, 2006) que indiquem na região a ocorrência de intrusões de porte, exceto soleiras de diabásio, alojadas junto a falhas profundas e de extensão regional. Entretanto, estas feições tectônicas não exercem controle crítico sobre a localização dos complexos mineralizados da Groenlândia Oriental.

As formações paleozóicas da Bacia do Paraná, com espessas camadas de carvão, folhelho carbonoso e betuminoso, marga e calcário, contêm um significativo estoque de S, que representa um potencial mineralizador importante. Por outro lado, os teores de EGP nos basaltos da Formação Serra Geral não indicam o forte enriquecimento primário destes elementos no magma primário, ao contrário do que ocorre na região de Noril'sk-Talnakh.

No que diz respeito aos efeitos metassomáticos das intrusões, mineralizadas ou não, os dados disponíveis na Bacia do Paraná registram reduzida intensidade e limitada extensão nas auréolas de metamorfismo nos exocontatos das soleiras de diabásio.

O elemento Cu não foi depletado ao longo do processo de diferenciação do Sistema Magmático Serra Geral, isto é, o seu comportamento é incompatível, indicando subsaturação em S do sistema.

O controle metalogenético das concentrações de EGP e metais associados, no Sistema Magmático Serra Geral, é exercido pelo Fe, sob condições de máxima fugacidade de oxigênio e subsaturação em S, que condicionaram as concentrações dos elementos siderófilos na magnetita e na ilmenita. A magnetita é o portador preferencial dos elementos pesquisados, na forma de inclusões de ligas e sulfetos, e constitui o mineral acessório mais importante dos derrames de ferro-basalto mapeados na região. Os gabros pegmatóides desempenham papel coadjuvante no controle litológico das mineralizações, com concentrações de magnetita nos exocontatos, mas não têm volume nem densidade de ocorrência suficientes para explicarem isoladamente a origem das anomalias geoquímicas de EGP e outros metais, no Oeste do Paraná."

11.4 Zeólitas e carbonatos

As zeólitas têm inúmeras e valiosas aplicações industriais, dentre as quais destacam-se o seu aproveitamento como insumo na produção de ração animal, de cerâmica vitrificada, na melhoria das propriedades físicas e químicas do solo agrícola, entre outros.

Alguns derrames de basalto contêm preenchimentos de zeólitas e carbonatos (calcita, menos comumente aragonita, siderita e rodocrosita), que têm interesse como insumos industriais. As ocorrências são isoladas, mas dada a natureza extensiva dos preenchimentos, tanto em zonas vesiculares de topo (neste caso, amigdalóides) e brechas de derrames, também predominantemente de topo e menos comumente de base, podem conter um potencial econômico interessante. São descritas a seguir as ocorrências mais expressivas, localizadas durante o mapeamento geológico da Formação Serra Geral.

Derrame tabular do Membro Foz do Areia, na região de Mangueirinha, aflorante ao longo dos vales dos rios Jordão e Iguaçu, a 550 m de altitude. Possível extensão do mesmo derrame à margem esquerda do rio Iguaçu, em cortes da rodovia PR-373, entre Candói e Palmeirinha.

Na pedreira de José Pauluk, no município de Cruz Machado, está exposto basalto dominantemente brechado, com porções maciças e fluidais com as seguintes feições notáveis, às quais se associam preenchimentos secundários de minerais de baixa temperatura:

- Pelo menos duas gerações de brecha;
- Fragmentos de arenito arcosiano amarelo, laminado, com ondulações e estratificação cruzada, englobados na matriz de basalto;
- Fragmentos dominantemente de basalto variolítico a escoriáceo;
- Amígdalas de quartzo, calcita, zeólitas (natrolita e apofilita);
- *Stockworks* de calcita e zeólitas;
- Bombas com estrutura concêntrica formada por vesículas orientadas e estiradas ao longo das bordas;
- Bordas de reação em torno dos fragmentos;
- Sedimento fino ondulado cinza-esverdeado na matriz com estratificação perturbada junto aos fragmentos de basalto;
- Predominam tons de cinza-esverdeado com zona superficial de oxidação avermelhada de limites difusos;
- Estrutura geral caótica, localmente *mortar*;

- Fragmentos subangulosos a subarredondados indicando abrasão ou assimilação parcial de blocos angulosos;
- Diques de brecha com matriz e fragmentos de basalto;
- Clastos justapostos e encaixados uns nos outros indicando estado plástico na formação da brecha;
- Laminação de fluxo vertical com direção geral N45W;
- Basalto “malhado” com fragmentos subangulosos a subarredondados cinza-escuro e maciços distribuídos regularmente em matriz de basalto maciço e cinza-claro;
- Bolsões de *stockworks* de quartzo calcita e zeólita dentro das brechas de basalto;
- Juntas N5^{o}-15^{o}W e N40^{o}W preenchidas por sílica amorfa;
- Mistura caótica de todos estes materiais.

Esta associação de feições litológicas e estruturais foi interpretada como sendo indicativa de conduto vulcânico sobre lineamento paralelo ao Arco de Ponta Grossa, este identificado em imagem de sensoriamento remoto.

Na localidade de Guairacá, a NE da cidade de Guarapuava, aflora basalto cinza-escuro, fanerítico, fino, maciço a fracamente vesicular e amigdalóide. Vesículas arredondadas e alongadas 3-30 mm < 2%. Amígdalas de 3-30 mm representam menos de 2% da rocha, e geodos com até 15 cm de comprimento são preenchidos por quartzo, calcita e zeólita, minerais que também revestem superfícies de juntas e fraturas de falha. Trata-se de zona de topo de derrame essencialmente maciço ou abaixo da zona vesicular superior de derrame zonado. Não foi observada a continuidade lateral dos preenchimentos secundários nos geodos.

Na localidade de Turvo, município de Cruz Machado, um derrame tabular de basalto fanerítico fino contém geodos ovais a irregulares, esses achatados na base, preenchidos por quartzo cristalino, carbonato e celadonita, com diâmetro de 10-20 cm, sob fina zona variolítica aparentemente descontínua ou com limite bastante irregular. Não foi observada a extensão lateral nem a espessura.

11.5 Materiais para construção civil

Basalto e riodacito são explorados para uso em obras civis, em grande parte dos municípios do Terceiro Planalto Paranaense. Blocos regulares, lajotas, brita e areia britada são os produtos mais utilizados a partir de basalto, enquanto o riodacito é explorado apenas para a extração de blocos regulares e lajotas.

O cadastro da atividade mineral organizado pela MINEROPAR registra 21 pedreiras ativas, para extração de basalto e riodacito, assim distribuídas: 7 lavras de basalto e 3 de riodacito no município de Guarapuava, 2 lavras de basalto em Laranjeiras do Sul e uma pedreira em cada um dos municípios de Turvo, Cantagalo, Chopinzinho, Coronel Vivida, Candói, Pinhão, Foz do Jordão, Mangueirinha e Cruz Machado.

É de conhecimento comum, entre os trabalhadores das pedreiras do Terceiro Planalto, que somente o diabásio, tanto de dique quanto de soleira, e o riodacito prestam-se à formatação de blocos regulares, ou pedras de cantaria. Por outro lado, os derrames lobados mais delgados, de basalto vesicular, não se prestam à produção de material para construção civil, porque se comportam à cominuição de forma semelhante às zonas de topo dos derrames tabulares, gerando finos em proporções inaceitáveis. Por isto, nas regiões em que faltam variedades mais adequadas, os derrames mais espessos e maciços dos membros Salgado Filho e Cantagalo são lavrados para a produção de brita. A restrição mais evidente é o pequeno volume desses derrames, que impede o desenvolvimento de frentes de lavra produtivas e economicamente viáveis. Desta maneira, eles acabam sendo aproveitados pelas prefeituras dos municípios menores, para obras de pequeno porte e extração de saibro.

O Quadro 27 apresenta uma versão da coluna estratigráfica do Grupo Serra Geral, adaptada para caracterizar o comportamento dos diferentes tipos litológicos ao uso em pavimentação de ruas do perímetro urbano e estradas vicinais com pedras irregulares.

Quadro 27. Indicação de adequabilidade dos diferentes tipos litológicos do Grupo Serra Geral ao uso em pavimentação com pedra irregular e cantaria.

Unidades litoestratigráficas	Descrição litológica	Uso em pavimentação
Formação Covó		
Membro Guarapuava	Riodacito, quartzo-latito e andesito com planos de disjunção plano-paralelos ou truncados, bem definidos e regulares.	Plenamente aproveitáveis, corte regular com todas as faces planas. Abastecem região de Guarapuava, União da Vitória e Palmas.
Membro Palmas	Riolito com planos de disjunção plano-paralelos ou truncados, bem definidos e regulares.	
Formação Candói		
Membro Três Pinheiros	Derrames ondulados de basalto fino e vítreo com disjunção em leque e em blocos ("briquetado").	Excelente aproveitamento, corte fácil com 2 faces planas, mas irregular, resistente, já usado para pavimentação asfáltica em Guarapuava, Candói, etc.
Membro Foz do Areia	Derrames espessos de basalto cinza, textura média, sem evidências de cloritização, zona vesicular de topo delgada e descontínua, com quartzo, calcita e zeólita, disjunção colunar plana e curva combinadas.	Excelente aproveitamento, corte fácil e regular com pelo menos uma face plana, resistente, usado para pavimentação asfáltica em Guarapuava, Pinhão, etc.
Membro Ivaiporã	Intercalação de derrames delgados (<5 m) de basalto cinza, textura fina a média, e geralmente cloritizado.	Pouco resistente, cloritizado, exceto derrames isolados, corte regular com pelo menos uma face plana.
Membro General Carneiro		
Membro Chopinzinho	Derrames com zona de topo de basalto vítreo com disjunção colunar fina recobrindo zona rica em geodos de ametista e núcleo de basalto cloritizado, textura média a grossa.	Pouco resistente, cloritizado, corte regular com pelo menos uma face plana, mas friável após algum tempo de exposição às intempéries.
Formação Barracão		
Membro Flor da Serra do Sul	Derrames de basalto roxo-esverdeado e avermelhado, textura média a grossa, com disjunção em cunha, curva e plana combinadas.	Excelente, corte fácil e regular com pelo menos 2 faces planas, resistente, já usado para pavimentação asfáltica no Sudoeste.
Membro Cantagalo	Intercalação de derrames delgados de basalto avermelhado, geralmente com um certo grau de argilização, bastante vesicular, textura fina a média, com abundantes brechas de topo de derrame cimentadas por sílica e calcita.	Lobos pequenos, muito vesiculados, brechados e alterados, corte irregular sem faces planas, baixo aproveita-mento das frentes da lavra.
Membro Salgado Filho		
Formação Cascavel		
Membro Toledo	Derrames de basalto cinza-arroxeado, textura média a grossa, com disjunção em cunha, curva e plana combinadas.	Excelente, corte fácil e regular, resistente, já usado para pavimentação, abastece região de Cascavel e Toledo.
Membro Santa Quitéria	Intercalação de derrames delgados de basalto vesicular, com abundantes brechas de topo cimentadas por sílica e calcita.	Lobos pequenos, muito vesiculados, brechados e alterados, corte irregular sem faces planas, exceto em alguns derrames maciços isolados, semelhantes a basalto Foz do Iguaçu ou Toledo.
Membro Foz do Iguaçu	Lobos tabulares de basalto cinza, textura média a grossa, com zona vesicular de topo.	Excelente, corte fácil e regular com pelo menos 2 faces planas, resistente, abastece Foz do Iguaçu e municípios vizinhos.

11.6 Materiais para indústria cerâmica

Em reconhecimento efetuado nos municípios de Palmas, Mangueirinha e Clevelândia, LOYOLA e CRUZ (1994), constataram a ocorrência de depósitos de argilas aluminosas sobre platôs desenvolvidos em rochas ácidas. O relatório indica um potencial, a ser confirmado por análises físicas e químicas, que não foram realizadas posteriormente. Amostras de argilas coletadas nos municípios de Guarapuava, Palmas, Palmeirinha e Clevelândia pelo geólogo LOYOLA (1995) acusaram propriedades favoráveis ao uso na produção de cerâmica vermelha, algumas para pisos e outras para refratários. Pela sua baixa resistência mecânica, entretanto, a maioria se caracteriza como *argila magra*, a ser utilizada na massa juntamente com argilas plásticas, ou *gordas*. A frequente presença de altos teores de Fe e Ti, entretanto, indica a necessidade de beneficiamento físico ou químico, dependendo do uso. Para refratários, este autor recomenda a calcinação prévia e a moagem, produzindo *chamote*, a ser incorporada à massa.

Duas amostras de argilas coletadas na Serra do Cadeado, pelo geólogo LOYOLA (1995), revelaram-se pelo método da troca de cátions como sendo de composição caulinítica. As análises químicas, realizadas no Instituto de Tecnologia do Paraná - TECPAR, acusaram respectivamente teores de 43% e 62% de SiO_2, 5,08% e 16,02 de Al_2O_3, 5,4% e 2,36% de Fe_2O_3 e 4,37% e 9,0% de TiO_2. Os teores de sódio e potássio estão abaixo de 0,1%. Outras amostras, coletadas em Londrina, Faxinal e Jacarezinho, acusaram propriedades favoráveis ao uso na produção de cerâmica vermelha, algumas para pisos e outras para refratários. Pela sua baixa resistência mecânica, entretanto, a maioria se caracteriza como *argila magra*, a ser utilizada na massa juntamente com argilas plásticas, ou *gordas*. A frequente presença de altos teores de Fe e Ti, entretanto, indica a necessidade de beneficiamento físico ou químico, dependendo do uso. Para refratários, este autor recomenda a calcinação prévia e a moagem, produzindo *chamote*, a ser incorporada à massa. Na região de Pitanga, o potencial da formação Serra Geral para argilas, foi avaliado pela MINEROPAR e divulgado em congresso organizado pela Associação Brasileira de Cerâmica por LOYOLA *et al*. (1998).

O cadastro da atividade mineral da MINEROPAR registra 10 lavras de argila para cerâmica vermelha, ativas no município de Prudentópolis, dentro dos limites da folha de Guarapuava.

11.7 Água subterrânea

11.7.1 Introdução

As rochas cristalinas são as menos porosas e permeáveis da crosta terrestre, oferecendo à percolação da água apenas as suas fraturas e eventuais zonas de desagregação ou decomposição, dentro das quais o fluxo é rápido e turbulento. As rochas sedimentares de grão fino, como os siltitos e folhelhos são altamente porosas, de modo que podem armazenar grandes volumes de água, mas a pouca ou nenhuma comunicação entre os poros resulta em baixa permeabilidade. Desta forma, por mais água que possam conter, muitas vezes armazenada durante o processo de deposição, não há como liberá-la e assim estes materiais tornam-se aquíferos de péssima qualidade. Os solos que as recobrem podem mostrar-se encharcados e sugerir grandes volumes de água no subsolo, mas acontece justamente o contrário, porque a água concentra-se na superfície do terreno por não conseguir se infiltrar. Os melhores aquíferos são as rochas sedimentares de grão médio a grosseiro, como os arenitos e conglomerados, de altas porosidade e permeabilidade, que as permitem armazenar grandes volumes de água e liberar grandes vazões. Ao contrário das rochas argilosas, os seus terrenos são geralmente secos, devido à facilidade de infiltração, mas em profundidade elas contêm excelentes reservas.

A migração e o armazenamento da água no subsolo são controlados pela estruturação interna e pelo empilhamento dos derrames de basalto, bem como pelas intercalações de rochas sedimentares e vulcanoclásticas. A base de cada derrame constitui a zona vítrea e vesicular, que se altera facilmente e forma freqüentemente uma camada argilosa de poucos centímetros ou decímetros de espessura. A zona central é a mais espessa e formada por basalto maciço, mas recortado por numerosas juntas (ou fraturas) verticais e horizontais. As juntas verticais são geralmente espaçadas e se entrecruzam em ângulos em torno de 120^{o}, formando colunas de seção hexagonal, enquanto as horizontais são mais

cerradas, formando lajes com poucos centímetros de espessura. O topo de um derrame típico é vesicular e amigdalóide, atingindo espessuras de poucos decímetros ou metros. Um derrame de rocha basáltica pode atingir 30 a 40 metros de espessura.

A justaposição das zonas basal e de topo dos derrames tabulares superpostos produz zonas de alta permeabilidade com vários metros de espessura. Poços tubulares que atingem várias destas zonas de contato podem produzir vazões elevadas e importantes para o abastecimento público. Entretanto, pacotes espessos de derrames lobados de basalto vesicular e denso fraturamento vertical (SCHAEFER e KATTENHORN, 2004), com abundantes intercalações de arenito e brechas vulcanoclásticas, constituem os aquíferos preferenciais das províncias de basaltos continentais. Somente estudos hidrogeológicos específicos podem confirmar estes controles, no Terceiro Planalto Paranaense.

O potencial aquífero dos basaltos depende da densidade de fraturas e vesículas, atingindo o valor máximo onde ambas as feições se associam no mesmo local, fornecendo vazões da ordem de 200 m^3/h. Entretanto, a compressão das rochas faz com que as fraturas se fechem à medida que a profundidade aumenta, de modo que abaixo dos 90 metros as reservas de água diminuam drasticamente, dentro dos derrames. No Terceiro Planalto Paranaense, as estatísticas mostram, entretanto, que apenas 16% dos poços são inaproveitáveis, com vazões inferiores a 1 m^3/h.

A existência de milhares de poços tubulares no território paranaense, sem cadastramento nem registro oficial de dados de produção, acarreta por sua vez dois problemas que prejudicam a qualidade das avaliações de potencial. O primeiro é a própria deficiência dos dados utilizados nas avaliações, que resultam em estatísticas de baixa confiabilidade. O segundo é o rebaixamento do lençol freático nas zonas de influência dos poços, que podem se combinar dentro das zonas de maior concentração e distorcer as previsões de profundidade de captação e vazões potenciais.

A avaliação de aquíferos requer a perfuração de poços e a execução de testes de vazão, entre outros métodos de pesquisa. Dentro de um projeto de

mapeamento geológico, é possível apenas resgatar dados e informações existentes sobre os aquíferos regionais e os poços tubulares da região, para integração com os dados geológicos e geomorfológicos, tendo em vista subsidiar estudos mais especializados. Por isto, embora a equipe do Projeto não tenha efetuado vistorias de campo voltadas ao levantamento do potencial hidrogeológico da Formação Serra Geral, apresentamos a seguir dados compilados da literatura, que podem subsidiar estudos futuros.

11.7.2 Dados hidrogeológicos regionais

MAACK (1970) levantou dados sobre a produção de poços estudados nas principais formações geológicas do Paraná, das quais foram extraídos os referentes à Formação Serra Geral, apresentados no Quadro 28.

Quadro 28. Dados de produção de poços tubulares na Formação Serra Geral.

NP	PS	PROFUNDIDADE (metros)			VAZÃO (litros/hora)		
		média	máxima	mínima	média	máxima	mínima
163	4,03	90,29	175,00	13,20	8.015	120.000	100

NP: número de poços cadastrados. PS: percentagem de poços secos
Fonte: MAACK (1970).

ROSA FILHO *et al*. (1987) analisaram 222 poços tubulares, perfurados no Terceiro Planalto Paranaense, estudando dados de vazão, profundidade de entrada d´água e direções preferenciais dos lineamentos estruturais sobre os quais se situam os poços. Os resultados permitiram aos autores estabelecer, com base em parâmetros estatísticos, um zoneamento hidrogeológico para a região, ajustado às seguintes bacias hidrográficas: zona A – rio Iguaçu; zona B – rio Piquiri; zona C – rio Paraná; zona D – rio Ivaí; zona E – rios Pirapó e Paranapanema; e zona F – rios Tibagi e das Cinzas. O Quadro 29 apresenta os dados de vazão obtidos nos poços estudados pelos autores na Zona A, correspondente à bacia hidrográfica do rio Iguaçu.

Quadro 29. Distribuição percentual das vazões dos poços na Zona A - rio Iguaçu.

VAZÃO (m^3/h) **DISTRIBUIÇÃO PERCENTUAL (%)**						
< 1	1 - 5	5 - 10	10 -15	15 - 20	20 - 25	> 25
39,47	36,84	15,78	2,63	2,63	2,63	-

Fonte: ROSA FILHO *et al*. (1987).

Esta zona, com 38 poços analisados, apresenta o menor potencial hidrogeológico do Terceiro Planalto Paranaense, possivelmente devido ao relevo acentuado, responsável pelas grandes profundidades de entrada d'água, cuja média situa-se em torno dos 80 m e máxima em torno de 170 m. Acima desta profundidade, são comuns as vazões da ordem de 10 m^3/h, mas abaixo dos 90 m são raras as de 5 m^3/h, sendo mais comuns as situadas no intervalo de 1 a 2 m^3/h.

O comportamento do basalto na zona do rio Iguaçu reflete-se na tabela acima, cujos dados indicam uma probabilidade superior a 75% de se obter produtividades inferiores 5 m^3/h. Isto significa que 3 em cada 4 poços tendem a apresentar vazões desta ordem e não existe probabilidade de se obter vazões superiores a 25 m^3/h, dentro desta zona hidrogeológica.

O Quadro 30 apresenta os dados estatísticos de produção de poços estudados na Zona B – rio Piquiri.

Quadro 30. Distribuição percentual das vazões dos poços na Zona B - rio Piquiri.

VAZÃO (m^3/h) **DISTRIBUIÇÃO PERCENTUAL (%)**													
< 1	1 - 5	5 - 10	10 -15	15 - 20	20 - 25	25 - 30	30 - 35	35 - 40	40 - 45	45 - 50	50 - 55	55 - 60	> 60
10,53	7,02	12,28	12,28	7,02	7,02	3,51	8,77	3,51	1,75	3,51	3,51	7,02	12,27

Fonte: ROSA FILHO *et al*. (1987).

Com 57 poços estudados, a Zona B, correspondente à bacia hidrográfica do rio Piquiri, tem um potencial hidrogeológico elevado, com vazão média de 27 m^3/h e entrada d'água em torno dos 70 m e máxima de 90 m, raramente até 150

m. Vazões em torno da média são comuns até 90 m de profundidade, baixando para valores em torno de 15 m^3/h abaixo dela.

O comportamento do basalto na zona do rio Piquiri reflete-se na Tabela 4, cujos dados indicam uma probabilidade superior a 50% de se obter produtividades superiores 20 m^3/h. Isto significa que 1 em cada 2 poços tende a apresentar vazões desta ordem, mas existe uma grande homogeneidade de distribuição de valores em todos os intervalos considerados, dentro desta zona hidrogeológica (ROSA FILHO *et al.* 1987). O Quadro 31 apresenta os dados estatísticos de produção dos poços estudados na Zona C – rio Paraná.

Quadro 31. Distribuição percentual das vazões dos poços na Zona C - rio Paraná.

VARIAÇÃO DAS VAZÕES - DISTRIBUIÇÃO PERCENTUAL													
< 1 m^3/h	1 - 5	5 - 10	10 -15	15 - 20	20 - 25	25 - 30	30 - 35	35 - 40	40 - 45	45 - 50	50 - 55	55 - 60	60 - 65	> 65
8,57%	8,57	2,86	17,14	17,14	5,71	11,43	8,57	2,86	2,86	2,86	2,86	2,86	2,86	8,57

Fonte: ROSA FILHO *et al*. (1987).

Com 36 poços estudados, esta zona apresenta o maior potencial hidrogeológico e é, de fato, a mais produtiva do Terceiro Planalto, com vazão média de 35 m^3/h e entrada d'água no intervalo de 90 a 110 m de profundidade, raramente até 170 m. Vazões em torno da média são comuns até 90 m de profundidade, baixando para valores em torno de 15 m^3/h abaixo dela. A grande produtividade desta região é atribuída à combinação de zonas de basalto vesicular com denso fraturamento tectônico, responsável pela alta permeabilidade e fácil circulação da água subterrânea. Em Toledo, um poço apresenta uma vazão de 225 m^3/h.

O comportamento do basalto na zona do rio Paraná reflete-se na tabela acima, cujos dados indicam uma probabilidade superior a 50% de se obter produtividades superiores 20 m^3/h. Isto significa que 1 em cada 2 poços tende a apresentar vazões desta ordem e existe uma probabilidade em torno de 55% de se obter vazões na faixa de 10 a 35 m^3/h, dentro desta zona hidrogeológica.

O Quadro 32 apresenta os dados estatísticos de produção dos poços estudados na Zona D – rio Ivaí.

Quadro 32. Distribuição percentual das vazões dos poços na Zona D - rio Ivaí.

VARIAÇÃO DAS VAZÕES - DISTRIBUIÇÃO PERCENTUAL											
< 1m^3/h	1 - 5	5 - 10	10 -15	15 - 20	20 - 25	25 - 30	30 - 35	35 - 40	40 - 45	45 - 50	> 50
11,11 %	11,11	16,67	14,82	5,55	1,85	7,41	3,70	14,82	5,55	1,85	5,55

Fonte: ROSA FILHO *et al*. (1987).

Com 54 poços estudados, esta zona apresenta o maior potencial hidrogeológico e é, de fato, a mais produtiva do Terceiro Planalto, com vazão média de 21 m^3/h e entrada d'água no intervalo de 30 a 90 m de profundidade, raramente até 150 m. Vazões em torno da média são comuns até 90 m de profundidade, chegando às vezes a 30 m^3/h, mas decaem para valores em torno de 1 m^3/h abaixo dela. A produtividade desta região é atribuída à presença local de denso fraturamento tectônico, responsável pela alta permeabilidade e fácil circulação da água subterrânea. Fora destas zonas, entretanto, as vazões decaem fortemente.

O comportamento do basalto na zona do rio Ivaí reflete-se na tabela acima, cujos dados indicam uma probabilidade em torno de 80% de se obter produtividades superiores a 5 m^3/h. Isto significa que 3 em cada 4 poços tendem a apresentar vazões desta ordem, embora não exista probabilidade de se obter vazões superiores a 55 m^3/h, dentro desta zona hidrogeológica.

O Quadro 33 apresenta os dados estatísticos de produção dos poços estudados na Zona E – rios Pirapó e Paranapanema.

Quadro 33**.** Distribuição percentual das vazões dos poços na Zona E - rios Pirapó e Paranapanema.

VARIAÇÃO DAS VAZÕES - DISTRIBUIÇÃO PERCENTUAL												
< 1m^3/h	1 - 5	5 - 10	10 -15	15 - 20	20 - 25	25 - 30	30 - 35	35 - 40	40 - 45	45 - 50	50 - 55	55 - 60	> 60
5,55 %	11,11	11,11	5,55	11,11	5,55	5,55	5,55	11,11	5,55	5,55	5,55	5,55	5,55

Fonte: ROSA FILHO *et al*. (1987).

Com 18 poços estudados, esta zona apresenta o potencial hidrogeológico mais homogêneo do Terceiro Planalto, com vazão média de 27 m^3/h e entrada d'água no intervalo de 30 a 70 m de profundidade, raramente até 130 m. A grande produtividade desta região é atribuída à combinação de zonas de basalto vesicular com denso fraturamento tectônico, responsável pela alta permeabilidade e fácil circulação da água subterrânea.

O comportamento do basalto na zona dos rios Pirapó e Paranapanema reflete-se na tabela acima, cujos dados indicam uma distribuição bastante uniforme de probabilidades em todas as faixas de produtividade, exceto acima de 65 m^3/h. O Quadro 34 apresenta os dados estatísticos de produção dos poços estudados na Zona F – rio Paraná.

Quadro 34**.** Distribuição percentual das vazões dos poços na Zona F - rios Tibagi e Cinzas.

VARIAÇÃO DAS VAZÕES - DISTRIBUIÇÃO PERCENTUAL							
< 1 m^3/h	1 - 5	5 - 10	10 -15	15 - 20	20 - 25	25 - 30	> 30
20%	10%	15%	15%	10%	15%	15%	-

Fonte: ROSA FILHO *et al*. (1987).

Com 20 poços estudados, esta zona apresenta uma vazão média de 14 m^3/h e atinge um máximo de 40 m^3/h, o que a caracteriza como intermediária na faixa de produtividade dos aquíferos do Terceiro Planalto Paranaense. Onde as fraturas tectônicas se associam a zonas vesiculares do basalto, as vazões chegam a ultrapassar os 20 m^3/h. A profundidade média das entradas d'água está em torno de 70 m e atinge um máximo de 130 m. Abaixo dos 90 m não existem vazões medidas acima de 20 m^3/h.

O comportamento do basalto na zona dos rios Tibagi e Cinzas reflete-se na tabela acima, cujos dados indicam uma probabilidade superior a 60% de se obter produtividades inferiores 15 m^3/h. Não existe probabilidade de se obter vazões superiores a 30 m^3/h, dentro desta zona hidrogeológica.

11.8 Água mineral

11.8.1 Caracterização físico-química das águas minerais

Conforme definição do Código de Águas Minerais do Brasil (decreto-lei 7.841, de 08/08/45), em seu artigo 1º, águas minerais naturais "são aquelas provenientes de fontes naturais ou de fontes artificialmente captadas que possuam composição química ou propriedades físicas ou físico-químicas distintas das águas comuns, com características que lhes confiram uma ação medicamentosa". Ainda de acordo com esse código (art. 35º), as águas minerais naturais brasileiras são classificadas mediante dois critérios: suas características permanentes e as características inerentes às fontes. Quanto à composição química, as águas minerais naturais são classificadas de acordo com a Quadro 35, de acordo com a ABINAM.

Quadro 35**.** Classificação das águas minerais naturais pelo DNPM, de acordo com o elemento predominante.

TIPOS	CARACTERÍSTICAS
I. Oligominerais	As que contiverem diversos tipos de sais, todos em baixa concentração.
II. Radíferas	As que contiverem substâncias radioativas dissolvidas que lhes atribuam radioatividade permanente.
III. Alcalino-bicarbonatadas	As que contiverem, por litro, uma quantidade de compostos alcalinos equivalentes no mínimo a 0,200 g de bicarbonato de sódio.
IV. Alcalino-terrosas	As que contiverem, por litro, uma quantidade de alcalinos terrosos equivalentes, no mínimo, a 0,120 g de carbonato de cálcio, distinguindo-se: (a) alcalino-terrosas cálcicas, as que contiverem, por litro, no mínimo 0,048 g de cátion Ca, sob a forma de bicarbonato de cálcio; (b) alcalino-terrosas magnesianas, as que contiverem, por litro, no mínimo 0,030 g de cátion Mg, sob a forma de bicarbonato de magnésio.
V. Sulfatadas	As que contiverem, por litro, no mínimo 0,100 g do ânion SO4, combinado aos cátions Na, K e Mg
VI. Sulfurosas	As que contiverem, por litro, no mínimo 0,001 g do ânion S.
VII. Nitratadas	As que contiverem, por litro, no mínimo 0,100 g de ânion NO3 de origem mineral.
VIII. Cloretadas	As que contiverem, por litro, no mínimo 0,500 g de NaCl.
IX. Ferruginosas	As que contiverem, por litro, no mínimo 0,005 g de cátion Fe.
X. Radioativas	As que contiverem radônio em dissolução, nos seguintes limites: (a) fracamente radioativas, as que apresentarem, no mínimo, um teor em radônio compreendido entre 5 e 10 unidades Mache, por litro, a 20°C e 760 mm de Hg de pressão; (b) radioativas, as que apresentarem um teor em radônio compreendido entre 10 e 50 unidades Mache por litro, a 20°C e 760 mm de Hg de pressão; (c) fortemente radioativas, as que possuírem um teor em radônio superior a 50 unidades Mache, por litro, a 20°C e 760 mm de Hg de pressão.
XI. Toriativas	As que possuírem um teor em tório em dissolução equivalente em unidades eletrostáticas, a 2 unidades Mache por litro, no mínimo.
XII. Carbogasosas	As que contiverem, por litro, 200 ml de gás carbônico livre dissolvido, a 20°C e 760 mm de Hg de pressão.

Fonte: Associação Brasileira da Indústria de Águas Minerais – ABINAM

As águas minerais naturais podem ter classificação mista se acusarem na sua composição mais de um elemento digno de nota, bem como as que contiverem íons ou substâncias raras dignas de anotação (águas iodadas, arseniadas, litinadas etc.). As águas das classes VII (nitratadas) e VIII (cloretadas) só são consideradas minerais quando possuem uma ação medicamentosa definida. Dependem, para isso, de um parecer da Comissão Permanente de Crenologia.

A classificação das águas minerais em função do teor de radioatividade é apresentada no Quadro 36 e a classificação das fontes de água mineral conforme da temperatura é apresentada no Quadro 37.

Em seu Artigo 3º, o Código de Águas diz que água potável de mesa são as águas de composição normal, provenientes de fontes naturais ou de fontes artificialmente captadas que preencham tão somente as condições de potabilidade para a região. No Paraná, a exigência do Instituto das Águas é quanto às análises bacteriológicas e aos resultados de nitritos, nitratos, nitrogênio amoníaco, nitrogênio orgânico e pH. Muitos destes compostos estão presentes em inseticidas, pesticidas, adubos químicos e agrotóxicos, o que reforça a necessidade de ações que protejam da contaminação os mananciais e fontes de água. Além do seu valor como produto de consumo, a água mineral oferece oportunidades de investimentos na exploração comercial das fontes como locais de lazer e turismo, por suas propriedades terapêuticas.

Quadro 36**.** Classificação das águas minerais segundo as características da fonte, com relação aos gases.

TIPOS	CARACTERÍSTICAS
I. Fontes radioativas	a) Fracamente radioativas, as que apresentarem, no mínimo, uma vazão gasosa de 1 litro por minuto com um teor em radônio compreendido entre 5 e 10 unidades Mache, por litro de gás espontâneo, a 20°C e 760 mm de Hg de pressão; b) Radioativas, as que apresentarem, no mínimo, uma vazão gasosa de 1 litro por minuto, com um teor compreendido entre 10 e 50 unidades Mache, por litro de gás espontâneo, a 20°C e 760 mm de Hg de pressão; c) Fortemente radioativas, as que apresentarem, no mínimo, uma vazão gasosa de 1 litro por minuto, com teor em radônio superior a 50 unidades Mache, por litro de gás espontâneo, a 20°C e 760 mm de Hg de pressão.
II. Fontes toriativas	As que apresentarem, no mínimo, uma vazão gasosa de 1 litro por minuto, com um teor em tório, na emergência, equivalente em unidades eletroestáticas a 2 unidades Mache por litro.
III. Fontes sulfurosas	As que possuírem na emergência desprendimento definido de gás sulfídrico.

Fonte: Associação Brasileira da Indústria de Águas Minerais – ABINAM

Quadro 37**.** Classificação das fontes de águas minerais com relação à temperatura.

TIPOS	CARACTERÍSTICAS
I. Fontes frias	Quando sua temperatura for inferior a 25°C.
II. Fontes hipotermais	Quando sua temperatura estiver compreendida entre 25 e 33°C.
III. Fontes mesotermais	Quando sua temperatura estiver compreendida entre 33 e 36°C.
IV. Fontes isotermais	Quando sua temperatura estiver compreendida entre 36 e 38°C.
V. Fontes hipertermais	Quando sua temperatura for superior a 38°C.

Fonte: Associação Brasileira da Indústria de Águas Minerais – ABINAM

11.8.2 Fontes de águas minerais do Terceiro Planalto do Paraná

BIAGINI e SANTOS (1990) efetuaram um levantamento das análises de amostras de águas minerais, executadas pelo TECPAR no estado do Paraná, de 1944 a 1989, registrando os seguintes resultados:

- Foram analisadas 148 amostras provenientes de fontes distribuídas em todo o território paranaense;
- Do total de amostras analisadas, 31% ou 46 amostras localizam-se no Terceiro Planalto Paranaense, domínio geomorfológico da Formação Serra Geral;
- Das amostras provenientes dos terrenos basálticos, as classificadas como alcalino bicarbonatadas aparecem em 34 amostras (73,91%), as alcalino terrosas em 13 amostras (28,26%) e as sulfurosas em 11 amostras (23,91%);
- O total de amostras excede a 100% porque parte delas classificam-se como bicarbonatadas e sulfurosas;
- Uma amostra classifica-se como cloretada e outra como água mineral mista;
- Os municípios representados nesta amostragem são Laranjeiras do Sul, com 5 amostras cada; Guarapuava e Mangueirinha, com 4 amostras; Foz do Iguaçu, Iretama e Bandeirantes, com 3 amostras; Pato Branco, Verê, Assaí, Londrina, Jacarezinho e Palotina, com 2 amostras; Marechal Cândido Rondon, Medianeira, Santa Terezinha do Itaipu, Santo Antônio da Platina, Jataizinho, Ribeirão Claro, Ivaí,

Bituruna, Astorga, Bom Sucesso, Palmas, Doutor Camargo, Engenheiro Beltrão, Coronel Vivida e Barbosa Ferraz, com uma amostra.

O Quadro 38 sintetiza informações compiladas por LICHT e CRUZ (2000) sobre as fontes de água mineral cadastradas no DNPM, naquele ano, localizadas sobre terrenos basálticos do Paraná.

Quadro 38**.** Fontes de águas minerais cadastradas no DNPM, no Terceiro Planalto Paranaense, segundo LICHT e CRUZ (2000).

Empresa (1)	Mina (1)	Água (2)
Preciosa Empresa Miner. Ltda.	Foz do Iguaçu	Alcalino-terrosa fluoretada
Mineropar	Candói	Alcalina bicarbonatada
Água Mineral Timbú	Almirante Tamandaré	Alcalino-terrosa
Água Mineral Primavera	Doutor Camargo	Alcalino-terrosa
Banestado S.A.	Almirante Tamandaré	Alcalino-terrosa
Mocelin & Cia. Ltda.	Campo Largo	Alcalino-terrosa
Água Mineral Itaipu	Missal	Fluoretada
Água Mineral Maceratti Ltda.	Apucarana	Potável de mesa
Água Mineral Rolândia Ltda.	Rolândia	Potável de mesa
Águas Minerais Lon-Rita	Londrina	Potável de mesa
Água Mineral Ativa Ltda.	Cornélio Procópio	Sulfurosa
Estância Hidromineral Verê Ltda.	Verê	S.d.
Júlia Adam Empr. Min. Águas Ltda.	Campo Mourão	S.d.

Fontes: (1) DNPM; (2) Secretaria de Estado da Saúde do Paraná.

11.9 Pó de basalto para rochagem

Rochagem é a incorporação de rochas e minerais ao solo, quando empobrecido ou lixiviado pela prática agrícola, tendo em vista a recuperação da fertilidade, na qual a calagem e a fosfatagem representam casos particulares (LEONARDOS *et al*., 1976; THEODORO, 2001). Embora pouco conhecida na agricultura brasileira, a rochagem permite a correção de várias deficiências nutricionais de solos tropicais exauridos e intemperizados. As rochas ígneas, entre ela o basalto, formadas por diversos minerais silicatados, representam uma

rica reserva destes nutrientes, que estão disponíveis no solo ainda fértil. A aplicação do pó de rocha tem as seguintes vantagens:

- Lenta liberação de nutrientes e baixo risco de lixiviação;
- Equilíbrio trofobiótico no fornecimento dos nutrientes;
- Economia de mão-de-obra e custos operacionais;
- Não acidifica nem saliniza o solo, corrigindo o pH;
- Evita a absorção de luxúria, no caso do potássio e do fósforo;
- Diminui fixação do fósforo, inclusive pela presença de sílica;
- Excelente fonte de micronutrientes essenciais;
- A matéria-prima é fácil de ser explorada e encontra-se distribuída em amplas regiões do país.

KAVALERIDZE (1978) foi pioneiro no Brasil ao recomendar o uso de basalto moído na recuperação do solo. MOTTA e FEIDEN (1992, 1993) estudaram o pó de basalto de procedência paranaense, constatando que a aplicação de 40 t/ha foi suficiente para elevar o fósforo disponível do nível muito baixo para suficiente, correspondendo a uma adubação corretiva. CRISTAN (2002) utilizou pó de basalto em granulometria grossa e, posteriormente, com 55% de finos sobre solo arenoso e de baixa fertilidade, em um pomar de pêras, na cidade de Ribeirão Bonito (SP), com resultados aprovados do ponto de vista agronômico. Após pesquisas realizadas em hortas de Piracicaba (SP), KIEHL (2002) passou a recomendar utilizar 50 a 100 toneladas de pó de basalto por hectare, em solos empobrecidos, para recuperar a sua fertilidade.

Para THEODORO (2001) a redescoberta e readaptação da antiga prática de rochagem pode-se configurar como uma tecnologia alternativa capaz de auxiliar na recuperação e na conservação dos solos, além de reduzir ao mínimo o uso de produtos químicos, especialmente aqueles incorporados em formas altamente solúveis, como é o caso das formulações NPK de adubos agrícolas.

Segundo KNAPIK (2005), os adubos químicos de alta solubilidade desenvolvidos nas condições edafoclimáticas do clima temperado, são inadequados às nossas condições. Os solos temperados possuem uma maior

capacidade de retenção de nutrientes (maior capacidade de troca de cátions – CTC) em função das características de suas argilas e seu maior teor de matéria orgânica. Os solos brasileiros em geral, inclusive do território paranaense, possuem baixa capacidade de retenção de nutrientes e o regime hídrico regional intensifica a sua lixiviação. Portanto, o uso de adubos minerais de alta solubilidade tem baixa eficiência e a lixiviação dos nutrientes pode causar grandes impactos ambientais. Desta maneira, o uso de rochas moídas de baixa solubilidade torna-se mais adequado às nossas condições edafoclimáticas. A lixiviação de nutrientes é muito pequena e a solubilização é feita pela ação de ácidos orgânicos e H^+ produzido pelas plantas e microrganismos. O pó de basalto também tem como característica o equilíbrio natural de macro e micronutrientes, que promove um melhor balanceamento nutricional na cultura.

Conforme enfatiza THEODORO (2000), a vantagem do pó de basalto está no baixo custo de produção, porque o único processo requerido para obtenção do fertilizante é o de cominuição (britagem ou moagem), para possibilitar a disponibilização mais rápida dos nutrientes. Entretanto, KNAPIK (2005) recomenda o acompanhamento científico dos experimentos, pois nem todos os solos respondem de maneira semelhante à aplicação do pó de basalto, e o manejo adequado dos solos é muito importante para a garantia de resultados efetivos.

KNAPIK (2005) relata diversos experimentos agronômicos realizados em municípios catarinenses e paranaenses, no período de 1987 a 2006, com as seguintes culturas: rabanete, soja, pessegueiro bravo, morango e adubação verde. A curva granulométrica do pó utilizado pelo pesquisador de União da Vitória é apresentada no Quadro 39. Com 53,91% do material passante na malha 80 e 49,60% abaixo da malha 250, verifica-se que a composição granulométrica do pó é formada essencialmente por silte e areia fina. A obtenção desta curva granulométrica requer o uso de moinho de bolas a seco para cominuição de pedrisco de basalto, este produzido por redução em britador de martelo.

Em experimento com rabanetes, realizado em Blumenau (SC), foram instalados 8 tratamentos, com três repetições, sendo cada repetição um canteiro de 1,5 m de largura por 7 m de comprimento. Os tratamentos aplicados foram os

seguintes: testemunha; 100 g de adubo químico (4-14-7) por m²; 2 kg de esterco por m²; 2 kg de esterco +100 g de adubo químico (4-14-7) por m²; 0,6 kg de pó de basalto por m²; 1,2 kg de pó de basalto por m²; 2,4 kg de pó de basalto por m²; e 4,8 kg de pó de basalto por m². A avaliação foi realizada com a colheita de 21 rabanetes de cada canteiro, que foram pesados com e sem as folhas. Analisando o peso dos rabanetes, sem considerar as folhas, verifica-se que o tratamento com 4,8 kg de pó de basalto por m² produziu rabanetes 83% mais pesados que os produzidos na testemunha, e 63% mais pesado que no tratamento com adubação química.

Quadro 39. Distribuição granulométrica do pó de basalto utilizado por KNAPIK (2005) em experimentos agronômicos.

Malhas (TYLER)	Abertura (mm)	% Peso	% Acumulada acima	% Acumulada abaixo
8	2,360	0,45	0,45	99,55
14	1,180	7,08	7,53	92,48
42	0,355	26,38	33,90	66,10
80	0,180	12,19	46,09	53,91
170	0,090	2,05	48,14	51,86
250	0,063	2,26	50,40	49,60
325	0,044	2,99	53,39	46,61
400	0,036	1,92	55,31	44,69
500	0,028	3,55	58,86	41,14
635	0,020	5,51	64,37	35,63
	0,010	10,75	75,12	24,88
	0,006	6,16	81,28	18,72
	0,003	6,80	88,08	11,92
	0,001	7,86	95,94	4,06
< 0,001	0,000	4,06	100	0

Um experimento com soja foi realizado no município de Paulo Frontin, em propriedade particular, dentro de uma área de 200 m², que foi dividida em quatro partes, nas quais foram aplicados os seguintes tratamentos: testemunha; 0,5 kg de pó de basalto por m²; 2 kg de pó de basalto por m²; e 0,02 kg/m² de NPK na concentração de 2-20-20. O pó de basalto passou por processo de moagem em moinho de bolas. Para o NPK utilizou-se a formulação (2-20-20), na quantidade de 200 kg/ha, o que corresponde a 0,02 kg/m². Após a distribuição dos

tratamentos na área, esta foi gradeada e em seguida semeado ervilhaca e aveia, visando formar uma adubação verde. A mesma foi incorporada ao solo em novembro de 2004, para então ser plantado soja em linhas. A colheita da soja e a coleta dos dados para avaliação foram realizadas em maio de 2005. Nesta ocasião, foram coletadas amostras de solo dos quatro locais de aplicação dos tratamentos, e enviadas ao Laboratório Físico Químico e Biológico de Florianópolis, para análise, juntamente com uma amostra de solo coletada anteriormente à aplicação dos tratamentos. O peso das sementes foi calculado utilizando-se três repetições, com 100 sementes cada, retiradas aleatoriamente do montante total de sementes de soja colhidas em cada tratamento. Essas amostras foram secas em estufa a 50°C por 72 horas. A média do peso de 100 sementes em cada tratamento indica que os maiores valores foram obtidos quando aplicado 2 kg/m² de pó de basalto. Na testemunha também se observou valor alto de peso de 100 sementes. No entanto, supõe-se que neste tratamento, devido a declividade do terreno e este se localizar na parte mais baixa, tenha recebido pó de basalto por lixiviação dos tratamentos onde esse foi aplicado. O tratamento com NPK obteve os menores pesos de 100 sementes. Esse tratamento pode ter sido prejudicado pela estiagem verificada nos primeiros meses deste ano.

Em outro experimento, realizado no município de Porto União (SC), também em propriedade particular, foi adicionada 1 tonelada por hectare, em duas etapas. No restante da propriedade, foi realizado plantio convencional da soja. Cinco meses após, foram colhidos 10 pés de soja nas duas áreas, ou seja, na área onde foi utilizado apenas pó basalto, e em área de plantio convencional. Os pés de soja foram eleitos de maneira sistemática, sendo escolhida uma única linha central, e nesta colhida a cada quinta planta. O peso das sementes foi calculado utilizando-se três repetições com 100 sementes cada, retiradas aleatoriamente do montante total de sementes de soja colhidas em cada tratamento. Essas amostras foram secas em estufa a 50°C por 72 horas. Os resultados indicaram que em área de plantio de soja utilizando-se apenas pó de basalto, obteve-se 12% a mais de peso seco das sementes, do que em sementes de plantas colhidas em plantio de soja convencional.

Um experimento com mudas de pessegueiro-bravo (*Prunus sellowii*) foi desenvolvido em viveiro da Embrapa Florestas, no município de Colombo (KNAPIK 2005). Os tratamentos consistiram em quatro diferentes composições de adubações: sem adubação; adubação mineral NPK; adubação mineral NPK acrescida de micronutrientes; e pó de basalto. Para os tratamentos com adubação mineral foi calculada por m³, constituída de: 750 g de sulfato de amônio, 1667 g de superfosfato simples, 167 g de cloreto de potássio e 150 g de "fritas" – coquetel de micronutrientes (adicionado dependendo do tratamento). O experimento foi disposto em blocos ao acaso, com seis repetições, tendo oito plantas úteis por parcela. A avaliação final ocorreu 120 dias após a emergência das sementes. Foi realizada a análise de acúmulo de nutrientes foliares. Para cada tratamento foi constituída uma amostra composta, a qual foi preparada com folhas de 8 mudas por tratamento.

Analisando os teores de nutrientes encontrados nas folhas de mudas nas diferentes adubações, os maiores valores de N, P, K, Ca, Mg, B, Fe e Mn foram encontrados nas mudas produzidas na adubação com pó de basalto. As mudas que receberam o respectivo tratamento obtiveram menor crescimento das variáveis biométricas do que mudas que receberam "adubação mineral NPK" e "adubação mineral NPK acrescida de micronutrientes". Foi observado que, quando adicionado pó de basalto, além de maiores quantidades de Ca e Mg, o que já era esperado, também houve melhor absorção de N e P pelas folhas de *Prunus sellowii*. O fator que pode ter favorecido esse quadro é justamente as maiores quantidades de cálcio proporcionadas pelo pó de basalto (FAQUIN 1994; DEICHMANN 1967; VOGTMANN e WAGNER 1987).

Em propriedade particular no município de Porto União (SC), foi feito acompanhamento de uma plantação de morangos, onde foi aplicado pó de basalto em alguns canteiros, em substituição ao calcário. Nessa área foram plantados 10 canteiros, cada qual com 0,90 m de largura por 24 m de comprimento. Nos cinco primeiros canteiros foram adicionados 1,2 Kg de pó de basalto por m². E nos outros dois foram misturados cerca de 2,3 Kg de calcário por m². A incorporação do esterco juntamente ao solo e pó de basalto ou calcário, foi realizada em 15 de março de 2005. Para os fins de avaliação preliminar, foram coletadas duas amostras de folhas de morango, sendo a

primeira retirada aleatoriamente nos canteiros com pó de basalto, e a segunda amostra, nos canteiros com calcário. Essas amostras foram analisadas na Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, da USP, para análise dos macro e micronutrientes presentes nas folhas. Foi observado que as folhas de morango, quando plantadas com pó de basalto, absorveram quantidades maiores de macronutrientes como o fósforo (P), potássio (P), cálcio (Ca), magnésio (Mg) e enxofre (S), além de micronutrientes como o boro (B), ferro (Fe), manganês (Mg) e zinco (Zn).

Outro experimento com morangos foi realizado no município de Rio Azul, onde foram utilizados canteiros de 0,60 m de largura por 5 m de comprimento, onde foram plantadas 40 mudas em fileira dupla. Destas, foram consideradas 10 plantas úteis por canteiro para fins de avaliação, sendo escolhidas mudas localizadas no centro do canteiro, alternadas nas duas fileiras. Os tratamentos consistiram em cinco diferentes composições de adubações: testemunha; húmus de minhoca; pó de basalto; húmus de minhoca e pó de basalto; e adubação mineral NPK. Para a adubação química, utilizou-se a formulação 5:15:10, sendo aplicado cerca de 166 g por m². Os tratamentos foram aplicados nos canteiros, que permaneceram expostos por 37 dias, após os quais foram cobertos com plástico preto, e plantadas as mudas de morango. A irrigação nos canteiro foi realizada por gotejamento, sendo os canos localizados em baixo do plástico preto. Todos os canteiros receberam cobertura plástica individual. A avaliação foi realizada em quatro coletas em dias alternados, a partir das quais a produção de morangos totalizou no período de uma semana. As variáveis analisadas foram a quantidade e o peso de morangos por repetição. Dos tratamentos com formulações não químicas, o tratamento somente com pó de basalto foi o que promoveu os maiores pesos, com 12,4% a mais que a testemunha. O tratamento apenas com pó de basalto proporcionou os maiores valores de nitrogênio (N) nas folhas de morangueiro. Visto a rocha não fornecer este nutriente, sugere-se que a maior quantidade Cálcio (Ca) esteja envolvida no metabolismo do N, como afirma FAQUIN (1994).

Outro experimento foi conduzido, para teste de biomassa em adubação verde, em área de produção de agricultura familiar no município de Cruz Machado. As espécies de adubo verde de inverno utilizadas no coquetel foram

Aveia Preta (*Avena strigosa*), Tremoço (*Lupinus albus* L.), Ervilhaca comum (*Vicia sativa* L.), Ervilhaca peluda (*Vicia villosa* Roth) e Espérgula (*Spergula arvensis)*, plantadas em parcelas de 200 m^2*.* O pó de basalto foi aplicado a lanço em área total. Depois de semeado o coquetel de adubação verde de inverno a lanço foi passada a grade niveladora para incorporação do pó de basalto e das sementes ao solo. A avaliação da fitomassa da parte aérea foi realizada 133 dias após o plantio. Em cada parcela foram avaliadas cinco amostras de um metro quadrado, coletadas e pesadas separadamente, totalizando uma aérea de amostragem de cinco metros quadrados por parcela. As amostras coletadas foram acondicionadas em sacos de papel secadas em estufa com temperatura de 70ºC até peso constante. Os resultados mostram que o uso do pó de basalto aumenta a produção de biomassa da adubação verde, o que aponta para o potencial da utilização do pó de basalto associado ao manejo de adubação verde.

Foi realizado um acompanhamento em área com cultura de soja, no município de Porto União (SC). Em uma área de 1,35 ha, foram espalhados 5 tonelada de pó de basalto em julho de 2006, o que corresponde a quantidade de 3,5 t/ha. No restante da propriedade, o agricultor cultivou a soja de maneira convencional. Em toda a área foi deixado crescer uma adubação verde composta por azevem. No momento de plantar a soja, na área de 1,35 há onde foram distribuídos o pó de basalto antes do cultivo da adubação verde, o agricultor resolveu dividi-la em três partes. Na primeira, manteve apenas o pó de basalto adicionado inicialmente. Na segunda parte acrescentou 4 sacos/ha de potássio por cobertura. E na terceira parte, acrescentou 4,5 sacos/ha de fosfato natural espalhado junto na plantadeira, e pulverizou com 4 sacos/ha de potássio. Segundo o agricultor, a soja desenvolveu melhor na área onde foi adicionado pó de basalto na adubação verde, fosfato natural no momento do plantio da soja e ainda acrescido de potássio por cobertura. E na área onde foi incorporado apenas o pó de basalto, a soja desenvolveu menos que em área com adubação convencional.

Outra pesquisa com soja foi realizada no município de Paulo Frontin. Em uma área de 1 ha foi semeado soja, e distribuído 2,7 t de pó de basalto em linhas através da semeadeira. O restante da propriedade o agricultor plantou

soja de maneira convencional, utilizando 0,02 kg/m² de NPK na concentração de 2-20-20. A colheita da soja e a coleta dos dados para avaliação foram realizadas em abril de 2007. Nesta ocasião, foram colhidos 10 pés de soja nas duas áreas, ou seja, na área onde foi utilizado apenas pó basalto, e em área de plantio convencional. Os pés de soja foram eleitos de maneira sistemática, sendo escolhida uma única linha central, e nesta colhida a cada quinta planta. As sementes de cada pé de soja foram retiradas e acondicionadas em sacos de papel separadamente. Essas amostras foram secas em estufa a 50°C por 72 horas. Como avaliação, procedeu-se a contagem das vagens e sementes de cada pé de soja, e peso das sementes. Também foi calculado o peso de 100 sementes. A soja plantada com pó de basalto obteve 1,8 % mais peso que a plantada em cultivo convencional com NPK.

11.10 Solo agrícola

De acordo com BHERING e SANTOS (2008), o Terceiro Planalto Paranaense subdivide-se em dois compartimentos geomorfológicos, no que diz respeito à cobertura de solo:

- um compartimento formado por interflúvios amplos, suavizados e de alta estabilidade, onde predominam os Latossolos e Nitossolos de maior profundidade, inclusive Terras Roxas Estruturadas;

- um segundo compartimento representado pelas bacias hidrográficas, nas quais Neossolos Regolíticos e Nitossolos, menos abundantemente os Neossolos Litólicos, predominam sobre terraços aluviais e terrenos dissecados.

Cada uma dessas classes de primeira ordem compreende diversas subclasses, ou classes de segunda e terceira ordem, segundo o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 1999). As características básicas das classes de solos desenvolvidas sobre o substrato rochoso da Formação Serra Geral são apresentadas a seguir.

Latossolos são solos minerais, não-hidromórficos, apresentando cor vermelho-escura tendendo à arroxeada, o que justifica a denominação tradicional de terras roxas. Na sua maioria, são eutróficos com ocorrência menos

frequentes de distróficos e raramente álicos. Quando comparadas aos latossolos, as terras roxas apresentam maior potencial de resposta às adubações, consequência de sua capacidade de troca de cátions (CTC) mais elevada. Apresentam horizonte B textural, caracterizado mais pela presença de estrutura em blocos e cerosidade do que por grandes diferenças de textura entre os horizontes A e B. A textura varia de argilosa a muito argilosa e são bastante porosos (normalmente a porosidade total é superior a 50%). Uma característica peculiar é que esses solos, como os Latossolos Roxos, apresentam materiais que são atraídos pelo imã. Seus teores de ferro (Fe_2O_3) são elevados (superiores a 15%).

Nitossolos são constituídos por material mineral, com horizonte B nítico (reluzente) de argila de atividade baixa, textura argilosa ou muito argilosa, estrutura em blocos subangulares, angulares ou prismática moderada ou forte, com superfície dos agregados reluzente, relacionada a cerosidade e/ou superfícies de compressão. São profundos, bem drenados, de coloração variando de vermelho a brunada. São, em geral, moderadamente ácidos a ácidos, com baixa a alta saturação por bases, às vezes álicos, de composição caulinítico-oxídica e por conseguinte com argila de atividade baixa. Nesta classe se enquadram solos que foram classificados, na maioria , como Terra Roxa Estruturada, Terra Bruna Estruturada e alguns Podzólicos Vermelho-Escuros e Podzólicos Vermelho-Amarelos.

As **Terras Roxas Estruturadas** compreendem solos de grande importância agrícola. As eutróficas são de elevado potencial produtivo, e as distróficas e álicas respondem bem à aplicação de fertilizantes e corretivos. São solos em estágio avançado de intemperização, muito evoluídos, como resultado de enérgicas transformações no material constitutivo, salvo minerais pouco alteráveis. São virtualmente destituídos de minerais primários ou secundários menos resistentes ao intemperismo, e têm capacidade de troca de cátions baixa, comportando variações desde solos predominantemente cauliníticos até solos oxídicos. São normalmente muito profundos, sendo a espessura do *solum* raramente inferior a um metro. Têm sequência de horizontes A, B, C, com pouca diferenciação de horizontes, e transições normalmente difusas ou graduais.

Em distinção às cores mais difusas do horizonte A, o horizonte B tem aparência mais viva, as cores variando desde amarelas ou mesmo bruno-acinzentadas até vermelho-escuro-acinzentadas, dependendo da natureza, forma e quantidade dos constituintes - normalmente óxidos e hidróxidos de ferro - segundo condicionamento de regime hídrico e drenagem do solo, dos teores de ferro na rocha de origem e se a hematita e herdada dele ou não. De um modo geral, os teores da fração argila no *solum* aumentam gradativamente com a profundidade, ou permanecem constantes ao longo do perfil. Tipicamente, é baixa a mobilidade das argilas no horizonte B, ressalvados compartimentos atípicos, de solos desenvolvidos de material arenoso quartzoso, de constituintes orgânicos ou com pH positivo ou neutro. São, em geral, solos fortemente ácidos, com baixa saturação por bases, excepcionalmente com média e até alta saturação por bases, encontrados geralmente em zonas que apresentam estação seca pronunciada, semi-áridas ou não, como, também, em solos formados a partir de rochas básicas.

O Membro Toledo, da Formação Cascavel, e o Membro Flor da Serra, da Formação Barracão, constituem o substrato rochoso sobre o qual se desenvolveram as maiores extensões de terra roxa estruturada do Sul do Brasil. As relações genéticas entre estas variedades de basalto e a terra roxa são desconhecidas, por falta de estudos adequados, mas é possível que o controle seja indireto. Isto significa dizer que os derrames tabulares condicionaram a formação dos extensos planaltos de Cascavel, Campo Mourão e Campo Erê, propícios ao desenvolvimento de perfis profundos de alteração, e que o maior enriquecimento em Fe nesses basaltos favoreceu a concentração de teores mais elevados desse metal na cobertura de solo.

Neossolos são constituídos por material mineral ou orgânico pouco espesso e com pouca expressão dos processos pedogenéticos em consequência da baixa intensidade da atuação destes processos, que não conduziram, ainda, a modificações expressivas do material originário, de características do próprio material, pela sua resistência ao intemperismo ou composição química, e do relevo, que podem impedir ou limitar a evolução destes solos. São constituídos por material orgânico com menos de 30 cm de espessura, não apresentando qualquer tipo de horizonte B diagnóstico. Alguns

solos têm horizonte B com fraca expressão dos atributos (cor, textura ou acumulação de minerais secundários e/ou colóides), não se enquadrando em qualquer tipo de horizonte diagnóstico. Nesta classe estão incluídos os solos que foram reconhecidos como Neossolos Regolíticos, Litossolos, Solos Litólicos, Regossolos, Solos Aluviais e Areias Quartzosas.

Dois levantamentos realizados pela Embrapa (FARIAS, 2011; GOMES *et al*., 2011), respectivamente nos municípios de Cambé e Bela Vista do Paraíso, fornecem dados mais detalhados sobre os tipos de solos que recobrem as rochas do Grupo Serra Geral.

Em ambos os municípios, ocorrem latossolos, nitossolos, neossolos litólicos e regolíticos. Os latossolos predominam nas encostas moderadamente dissecadas com vertentes convexas, na forma de latossolo vermelho (LV), com duas subclasses - latossolo vermelho distroférrico (LVdf) e latossolo vermelho eutroférrico (LVef). Os latossolos vermelhos apresentam teores de Fe_2O_3 de pelo menos 18% (dosado com abertura por H_2SO_4) e mais de 36 dag kg^{-1} (decagramas de óxido por quilograma de solo), nos primeiros 100 cm de horizonte B. Os nitossolos vermelhos distribuem-se sobre as encostas com declividades maiores do que 17^o e com perfil côncavo em planta (vertentes convergentes). Os neossolos, tanto litólicos quanto regolíticos, limitam-se aos topos de relevo e às vertentes com perfil convexo em planta (vertentes divergentes), onde são mais frequentes os afloramentos de rocha. Nas planícies aluviais, ocorrem gleissolos e cambissolos.

Quanto ao potencial agrícola, os latossolos vermelhos constituem as terras férteis mais abundantes do Terceiro Planalto, cujas características estruturais e geomorfológicas motivam a exploração integral das suas áreas de ocorrência. Os nitossolos apresentam grande suscetibilidade à erosão, devido à estrutura prismática, menor espessura de *solum* e associação com declividades acima de 17^o, o que dificulta a mecanização. Os neossolos são impróprios para agricultura extensiva, mas podem ser aproveitados para culturas artesanais e são, na prática, preferidos para o cultivo de pastagens. Os gleissolos e cambissolos de planícies aluviais são impróprios para a agricultura extensiva, devido aos baixos teores de oxigênio disponível, por efeito da saturação hídrica.

REFERÊNCIAS

ABRAM, M. B.; BRITO, R. S. C. ; COSTA, V. S. Recursos minerais. In: JOST, H.; BRITO, R. S. C.; WILDNER, W. ; LICHT, O. A. B. **Geologia e Recursos Minerais do Sudoeste do Paraná.** Brasília: CPRM, p. 78-88, 2006. Convênio CPRM/ MINEROPAR.

ALMEIDA, F. F. M. Grupo São Bento. **Boletim IGG**, v. 42, p. 85-100, 1964.

ALMEIDA, F. F. M. **Tectônica da bacia do Paraná no Brasil**. São Paulo: Paulipetro, 1980, 187 p. (Relatório IPT nº 14.091).

ALMEIDA, F. F. M. Síntese sobre a tectônica da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3, 1998, São Paulo. **Atas...** São Paulo : SBG, 1981. v. 1, p.1-20.

AMARAL, G.; CRÓSTA, A.P. Comportamento estrutural e estratigráfico dos diferenciados ácidos da Formação Serra Geral na porção sul da Bacia do Paraná. SBG, São Paulo, Simpósio Reg. Geol. IV, Anais... 1983, p. 197-210.

AMARAL, G.; RÜEGG, N. R. **Diferenciación regional de las rocas basálticas**. S.d.e.

ANDERSEN, J.C.Ø. The virtual Skaergaard intrusion, East Greenland. Camborne School of Mines, University of Exeter, disponível em http://emps.exeter.ac.uk /csm/staff/jcanders, edição 2003.

ANDERSEN, J.C.Ø. PGE reefs in S-poor magmatic systems: the evolution of the Platinova Reef, Skaergaard intrusion, East Greenland. **Intern. Symp. Platinum**, Oulu, Finlândia, 2005, p 25-28.

ANDERSEN, J. C. Ø.; RASMUSSEN, H.; NIELSEN, T. F. D.; RØNSBO, J. G. The Triple Group and the Platinova gold and palladium reefs in the Skaergaard Intrusion: stratigraphic and petrographic relations. **Economic Geology**, v. 93, p. 488-509, 1998.

ANDERSEN, J. C. Ø. ; POWER, M. R. ; MOMME, P. Platinum-group elements in the Paleogene North Atlantic Igneous Province. In*:* CABRI, L. J. (Ed). The Geology, Geochemistry, Mineralogy and Mineral Beneficiation of Platinum-Group Elements*.* **Canadian Institute of Mining and Metallurgy***,* Special Volume 54, p. 637-667, 2002.

ANDERSON, F. W. ; DUNHAM, K. C. **The Geology of Northern Skye**. Memoir of the Geological Survey of Scotland, n. 80 e 90, 1966.

ANDERSON, A. J. ; MEYER, D. R. ; MAYER, F. K. Heavy metals toxicities: levels of nickel, cobalt and chromium in the soil and plants associated with visual symptoms and variation in growth of an oat crop. **Australian Journal of Agriculture Research**, v. 24, p. 557, 1973.

ANDREWS, G. D. M. ; BRANNEY, M. J. Folds, fabrics, and kinematic criteria in rheomorphic ignimbrites of the Snake River Plain, Idaho: Insights into emplacement and flow. **Geol. Soc. Amer.,** Field Guide, 6, p. 1-18, 2005.

ARIOLI, E.E. **Significado exploratório das anomalias Geoquímicas de Elementos do Grupo da Platina (EGP) e metais associados no Sistema Magmático Serra Geral, Estado do Paraná, Brasil.** 2008, 194 p. Tese (Doutorado em Geologia). Setor de Ciências da Terra, Dep. Geol., Área de Concentração em Geologia Exploratória, Universidade Federal do Paraná, Curitiba. 2008.

ARIOLI, E. E. ; LICHT, O. A. B. **Mapeamento Geológico da Formação Serra Geral**: Relatório Final das Folhas Cartográficas de Dionísio Cerqueira e Francisco Beltrão. Curitiba : MINEROPAR, 2006.

_____. **Mapeamento Geológico da Formação Serra Geral**: Relatório Final da Folha de Guarapuava. Curitiba : MINEROPAR, 2008.

ARIOLI, E. E. *et al*. Potencialidade do magmatismo toleítico da Bacia do Paraná para elementos do grupo da platina (EGP) e metais nobres segundo o modelo metalogenético Skaergaard. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 43., 2006, Aracaju. **Anais…** Aracaju : SBG, 2006. p. 158.

ARNASON, J. G. ; BIRD, K. D. A gold- and platinum-mineralized layer in gabbros of the Kap Edvard Holm complex: field, petrologic, and geochemical relations, **Economic Geology**, v. 95, p. 945-970, 2000.

ARNASON, J. G. *et al*. Petrology and geochemistry of the Kruuse Fjord gabbro complex, East Greenland. **Geological Magazine**, v. 134, n. 1; p. 67-89, 1997.

ASMUS, H. E.; BAISCH, P. R. Geological evolution of the Brazilian continental margin. **Episodes**, v. 4, p. 3-9. 1983.

ASMUS, H.E.; FERRARI, A.L. Hipótese sobre a causa do tectonismo cenozóico na região sudeste do Brasil. Rio de Janeiro, **Bol. Técn. Petrobrás**, Série Remac 4, p. 75-88, 1978.

AYALA, L.; MOREIRA, M.L.O. Formação Serra Geral no Sul do Brasil, Rochas Básicas e Ácidas: distribuição, petrografia e litoquímica. Soc. Bras. Geol., Congr. Bras. Geol., XXXII, Anais… Salvador, p. 403-414, 1982.

BACHMANN, O.; DUNGAN, M.A.; LIPMAN, P.W. Voluminous lava-like precursor to a major ash-flow tuff: low-column pyroclastic eruption of the Pagosa Peak Dacite, San Juan volcanic field, Colorado. **Journal of Volcanology and Geothermal Research,** v. 98, p. 153–171, 2000.

BAKER, C. L. The lava field of the Paraná Basin, South America. **Journal of Geology,** Chicago, v. 31, p. 66-79, 1923.

BARBOSA, M. A. D. **Influência termal dos sills de Reserva, Prudentópolis e Irati nas rochas encaixantes da Formação Irati no Estado do Paraná.** 2004, 135 p. Dissertação (Mestrado em Geologia). Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, Curitiba. 2004.

BARKER, W.; FOURNELLE, J. Electron microscopy: theory and practice. Madison : University of Wisconsin, Department of Geology and Geophysics. 1996.

BARNES, S. J.; FRANCIS, D. The distribution of platinum-group elements, nickel, copper and gold in the Muskox Layered Intrusion, Northwest Territories, Canada. **Economic Geology**, v. 90, p. 135-155, 1995.

BARNES, S.-J.; MAIER, W. D. The fractionation of Ni, Cu and the noble metals in silicate and sulfide liquids. In: KEAYS, R. R. *et al* (eds.). **Dynamic Processes in Magmatic Ore Deposits and their Application in Mineral Exploration**. Geological Association of Canada, Short Course. v. 13, p. 69-106, 1999.

BEANE, J. E.; HOOPER, P. R. A note on the picrite basalts of the Western Ghats, Deccan Traps, India. In: SUBBARAO, K. V. (Ed.). **Deccan Flood Basalts**. Mem. Geological Society of India, v. 10, p. 117-134, 1988.

BELLIENI, G.; *et al*. Flood basalt to rhyolite suites in the southern Paraná plateau (Brazil): paleomagnetism, petrogenesis and geodynamic implications. **Journal of Petrology**, Oxford, v. 25, p. 579-618, 1984a.

BELLIENI, G. *et al*. High- and low-Ti flood basalts from the Paraná plateau (Brazil): petrology and geochemical aspects bearing on their mantle origin. **Neues Jahrbuch für Mineralogie – Abhandlung**, Stuttgart, v. 150, p. 272-306, 1984b.

BELLIENI, G. *et al*. Petrogenetic aspects of acid and basaltic lavas from the Paraná plateau (Brazil): geological, mineralogical and petrochemical relationships. **Journal of Petrology**, v. 27, p. 915-944, 1986.

BENSON, G. T.; KITTLEMAN, L. R. Geometry of flow layering in silicic lavas. **American Journal of Science**, v. 266, p. 265-276, Apr., 1968.

BHERING, S. B.; SANTOS, H. G. Mapa de Solos do Estado do Paraná. Legenda atualizada. Rio de Janeiro: Embrapa Florestas: Embrapa Solos: Instituto Agronômico do Paraná, 2008. 74 p.

BIAGINI, D.; SANTOS, E. J. **Águas minerais**: localização, definição e métodos. Curitiba: TECPAR, 95 p,1990.

BINGHAM, J.W.; GROLLIER, M.J. The Yakima basalt and the Ellenburgh Formation of south-central Washington. USGS Bull. 1224-G, p. 1-15, 1966.

BIONDI, J. C. **Depósitos de Minerais Metálicos de Filiação Magmática.** São Paulo: T. A. Queiroz, 604 p., 1986.

BIONDI, J. C. **Processos metalogenéticos e os depósitos minerais brasileiros**. São Paulo: Oficina de Textos, 528 p., 2003.

BOCKRATH, C.; BALLHAUS, C. PGE fractionation between sulfide-bearing mantle and basaltic melt during partial melting and melt segregation. **Science,** v. 305, p. 1951-1953, sept. 2004.

BONDRE, N. R.; DURASWAIMI, R. A; DOLE, G. A brief comparison between the lava flows from the Deccan Volcanic Province and the Columbia-Oregan Flood Basalts: implications for models of flood basalt emplacement. In: SHETH, H. C.; PANDE, K. (Eds). Magmatism in India through time. **Proceedings of the Indian Academy of Sciences** *(*Earth and Planetary Sciences*)*, v. 113, p. 809-817, 2004.

BOSUM, W. O levantamento aeromagnético de Minas Gerais e Espírito Santo e sua seqüência quanto à estrutura geológica. Soc. Bras. Geol., Revista Brasileira de Geociências, v. 3, p. 149-163, 1973.

BOUDREAU, A.; PHILPOTTS, A. R. Quantitative modeling of compaction in the Holyoke flood basalt flow, Hartford Basin, Connecticut. **Contributions to Mineralogy and Petrology***,* v. 144, p. 176-184, 2002.

BOYLE, R. W.; ALEXANDER, W. M.; ASLIN, G. E. M. Some observations on the solubility of gold. **Geological Survey of Canada Paper,** v. 75, n. 24, 1975.

BRANCO, P. M. **Dicionário de Mineralogia**. Porto Alegre: Editora UFRGS, 264 p., 1982.

BRANNEY, M. J.; KOKELAAR, P. A reappraisal of ignimbrite emplacement: progressive aggradation and changes from particulate to non-particulate flow during emplacement of high-grade ignimbrite. **Bull. Volcanology**, n. 54, p. 504-520, 1992.

BRANNEY, M. J. *et al.* "Snake River (SR)-type" volcanism at the Yellostone hotspot track: distinctive products from unusual, high-temperature silicic super-eruptions. **Bull. Volcanology,** n. 70, p. 293-314, 2008.

BRITISH GEOLOGICAL SURVEY. **Regional geochemistry of the East Grampians area**. Londres: Keyworth, Nottingham, 95 p, 1991.

BRITO NEVES B.B., FUCK R.A., CORDANI U.G., THOMAZ FILHO A. Influence of basement structures on the evolution of the major sedimentary basins of Brazil: a case of tectonic heritage. **Journal of Geodynamics,** 1, p. 495-510, 1984.

BROOKS, C. K. The Skaergaard intrusion: from icon to precious metal deposit. **Geology Today**, v. 21, p. 218, nov. 2005.

BROOKS, C. K. *et al.* Re-Os isotope geochemistry of Tertiary picritic and basaltic magmatism of East Greenland: Constraints on plume-lithosphere interactions and the genesis of the Platinova reef, Skaergaard Intrusion. **Lithos**, 47, p. 107-126, 1999.

BRÜGMANN, G. E. *et al.* Siderophile and chalcophile metals as tracers of the evolution of the Siberian Trap in the Noril'sk region, Russia. **Geochim. Cosmochim. Acta**, v. 57, p. 2001-2018, 1993.

CABRI, L. J.; NALDRETT, A. J. The nature and distribution and concentration of platinum-group elements in various geological environments. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 27., **Proceedings**... v. 10, p. 17-46, 1984.

CAMP, V. E., PRICE, S. S., AND REIDEL, S. P. Descriptive summary of the Grande Ronde Basalt type section, Columbia River Basalt Group: Rockwell Hanford Operations Document, RHO-BWI-LD-15, Richland, Wash., 26 p, 1979.

CAPOBIANCO, C. J. ; DRAKE, M. J. Partitioning of rhutenium, rhodium, and palladium between spinel and silicate melt and implications for platinum-group element fractionation trends. **Geochimica and Cosmochimica Acta**, v. 54, p. 869-874. 1990.

CAROFF, M. *et al.* Segregation structures in vapor-differentiated basaltic flows. **Bulletin of Volcanology**, v. 62, n. 3, p. 171-187, aug. 2004.

CAS, R. A. F.; WRIGHT, J. V. **Volcanic successions: modern and ancient**. London: Chapman & Hall, 525 p., 1995.

CASTRO, D.D. de; GUIMARÃES, M.A.G. e GOLDBACH, M. Investigações geológicas em Realeza, PR. Universidade Estadual do Rio de Janeiro, relatório de estágio, 1983.

CHAPIN, C.E., LOWELL, G.R. Primary and secondary low structures in ash-flow tuffs of the Gribbles Run Paleovalley, central Colorado. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 180, 137–154, 1979.

CHEADLE, M. J.; ELLIOTT, M. T.; McKENZIE, D. Percolation threshold and permeability of crystallizing igneous rocks: the importance of textural equilibrium. **Geology**, v. 32, n. 9, p. 757-760, sep. 2004.

CHMYZ, L. **Aspectos vulcanogênicos das rochas ácidas do tipo Palmas na Província Magmática do Paraná aflorantes no sudoeste paranaense.** 2013, 132 p. Dissertação (Mestrado em Geologia). Setor de Ciências da Terra, Dep. Geol., UFPR, Curitiba. 2013.

CHRISTIANSEN, R. L.; LIPMAN, P. W. Emplacement and thermal history of a rhyolite lava flow near Fortymile canyon, southern Nevada. **Bulletin of the Geological Society of America**, p. 112-134, 1966.

COIMBRA, A.M.; RICCOMINI, C.; MELO, M.S. A Formação Itaquaquecetuba: evidências de tectonismo no quaternário paulista. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 4., São Paulo, 1983. **Atas...** São Paulo, SBG, p.253-266, 1983.

CORDANI U.G., NEVES B.B.B., FUCK R.A., PORTO R., THOMAZ FILHO, A., CUNHA, F.M.B. Estudo preliminar de integração do Pré-cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. Rio de Janeiro: PETROBRAS, Série Ciência-Técnica-Petróleo, n.15, 70 p, 1984.

CORNWALL, H. R. Differentiation in lavas of the Keweenawan Series and the copper deposits of Michigan. **GSA Bulletin**, p. 159-202, 1951.

CORRÊA, L. M. S. A.; PEREIRA, E. Estudo da distribuição das intrusões mesozóicas e sua relação com os sistemas petrolíferos da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 3., 2005, Cabo Frio. **Atas...** Cabo Frio : SBG, 2005.

COUTINHO, J.M.V. Dyke swarms of the Paraná Triple Junction, Southern Brazil. São Paulo, USP, **Série Científica**, v. 8, n. 2, p. 29-52, 2008.

COX, K. G.; HAWKESWORTH, C. J. Geochemical stratigraphy of Deccan Traps at Mahabaleswar, Western Ghats, India, with implications for open system magmatic processes. **Journal of Petrology,** v. 26, p. 355-377, 1985.

COX, D. P.; SINGER, D. A. (Ed.). **Mineral deposits models.** Washington: United States Geological Survey Bulletin, 379 p., 1987.

CPRM - Serviço Geológico do Brasil. Mapa geológico das bacias sedimentares fanerozóicas do Brasil, escala interativa, 2009.

CRISIGIOVANNI, F. ; LICHT, O. A. B. ; ARIOLI, E. E. ; FERREIRA, F.J.F. A susceptibilidade magnética como instrumento de caracterização das unidades litoestratigráficas do Grupo Serra Geral no Estado do Paraná, Brasil. 46 Congresso Brasileiro de Geologia e 1° Congresso de Geologia dos Países de Lingua Portuguesa. **Anais...** Soc. Brasil. Geologia. Santos, 2012.

CRISTAN, C. A. Basalto agrícola, 2002. Disponível em: <http://www.socitrus.com.br/basalto.htm> Acesso em 13 set. 2004.

CZAMANSKE, G. K. *et a*l. Petrographic and geochemical characterization of ore-bearing intrusions of the Noril'sk type, Siberia: with discussion of their origin. USGS, ***Resource Geology Special Issue*****,** n. 18, p. 1-48, 1995.

DECKART, K.; FÉRAUD, G.; MARQUES, L.S.; BERTRAND, H. New time constraints on dyke swarms related to the Paraná-Etendeka magmatic province, and subsequent South Atlantic opening, southeastern Brazil. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, Amsterdam, v. 80, n. 1-2, p. 67-83, 1998.

DEGRAFF, J. M.; LONG, P. E.; AYDIN, A. Use of joint growth directions and rock textures to infer thermal regimes during solidification of basaltic lava flows., *J.* **Volcanology and Geothermal Research***,* v. 38, n. 314, 1989.

DEICHMANN, V. V. **Noções sobre sementes e viveiros florestais.** Curitiba: Escola de Florestas, UFPR, 196 p., 1967.

DE LA ROCHE, H., LETERRIER, J., GRANDCLAUDE, P. & MARCHAL, M. A classification of volcanic and plutonic rocks using R_1,R_2 - diagrams and major element analysis - its relationships with current nomenclature. **Chemical Geology** 29, 183–210, 1980.

DEMISSIE, G. Research on the tectonic and magmatic development of the Ethiopian Rift System and its contributions to geothermal resources exploration and development. Afar Rift Consortium, Magmatic Rifting and Active Volcanism Conference, Keynote, s.p., 2010.

DEVEY, C. W.; LIGHTFOOT, P. C. Volcanological and tectonic control of stratigraphy and structure in the western Deccan Traps. Bull. **Volcanology,** v. 48, p. 195-207, 1986.

DISTLER, V. V.; KUNILOV, V. E. (eds.) Geology and ore deposits of the Noril'sk region. In: INTERNATIONAL PLATINUM SYMPOSIUM, 7, 1994, Moscow. **Guidebook**, 67 p. 1994.

DRAGOVIC, B.; PHILPOTTS, A. R. Degree of crystal-mush compaction in the Holyoke basalt, CT, as inferred from overgrowths on plagioclase phenocrysts. **Geological Society of America**, 37th Annual Meeting, 2002.

DUPARC, L.; TIKONOVITCH, M. **La platine et les gites platiniferes de l'Oural et du monde**. Geneva: Sonor, 542 p., 1920.

EMBRAPA - Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. Sistema Brasileiro de Classsificação de Solos. Brasília, 2a. edição, 306 p., 2006.

ENGLERT, L. Minérios de cobre do Rio Grande do Sul (conclusão). **Egatea,** Porto Alegre, v.15, n. 05, p 312-315, set/out 1930.

ERLANK, A.J. *et al*. Geochemistry and Petrogenesis of the Etendeka Volcanic Rocks from SWA/Namibia. **Spec. Publ. Geol. Soc. S. Afr.,** v. 13, p.195-245, 1984.

ERLANK, A. J. *et al*. A laterally extensive geochemical discontinuity in the sub-continental Gondwana lithosphere. In: CONFERENCE ON GEOCHEMICAL EVOLUTION OF THE CONTINENTAL CRUST, 1988, Poços de Caldas. **Abstracts...** São Paulo : USP, p. 1-9, 1988.

ERNESTO, M.; HIODO, F. Y.; PACCA, I. G. Palaeomagnetic study of a sequence of basaltic flows of the Serra Geral Formation in Santa Catarina. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 51, p. 327-332, 1979.

ERNESTO, M.; PACCA, I. G. Palaeomagnetism of the Paraná basin flood volcanics, southern Brazil. In: PICCIRILLO, E.M.; MELFI, A.J. (Ed.). **The Mesozoic flood volcanism of the Paraná basin:** petrogenetic and geophysical aspects. São Paulo: IAG/USP, 1988, p. 229-255.

EWART, A.; MILNER, S. C.; ARMSTRONG, R. A.; DUNCAN, A. R. Etendeka Volcanism of the Goboboseb Mountains and Messum Igneous Complex, Namibia. Part II: Voluminous Quartz Latite Volcanism of the Awahab Magma System. **Journal of Petrology,** v. 39, n. 2, p. 227-253, 1998.

FAQUIN, V. **Nutrição Mineral de Plantas.** Lavras: UFLA/FAEPE, v. 1, 227 p., 1994.

FARIAS, G. S. de. (Ed.). **Levantamento semidetalhado de solos e diagnóstico dos remanescentes florestais do município de Cambé, PR.** Londrina: IAPAR: Embrapa Florestas, 147 p., 2011.

FEDORENKO, V. A. Petrochemical series of the extrusive rocks of the Noril'sk region. **Sov. Geol. Geophys**., v. 22, n. 6, p. 66-74, 1981.

FEDORENKO, V. A. Tectonic control of magmatism and regularities of Ni-bearing localities on the north-western Siberian platform. **Sov. Geol. Geophys**., v. 32, n. 1, p. 41-47, 1991.

FEDORENKO, V. A. Evolution of magmatism as reflected in the volcanic sequence of the Noril'sk region. In: LIGHTFOOT, P. C. ; NALDRETT, A. J., eds., **Proceedings of the Sudbury-Noril'sk Symposium**, Ontario, Geol. Surv. Spec*. v.* 5, p. 171-183, 1994.

FEDORENKO, V. A.; *et al*. Petrogenesis of the Flood-Basalt Sequence at Noril'sk, North Central Siberia. **International Geological Review**, v. 38, p. 99-135, 1996.

FERNANDES, L.A.; COIMBRA, A.M.; BRANDT NETO M. Silicifícação hidrotermal neocretácea na porção meridional da Bacia Bauru. **Revista do IG**, 14, p.19-26, 1993.

FERNANDES, A. J. Estratigrafia e estruturas dos basaltos da Formação Serra Geral na região de Ribeirão Preto. In: SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 4., 2008, Foz do Iguaçu. **Atas...** Foz do Iguaçu : SBG, 2008.

FERRAZ, L. C. **Compêndio dos Mineraes do Brasil em Forma de Diccionário**. Rio de Janeiro: Imprensa Nacional, 645 p. 1928.

FERREIRA, F. J. F. **Alinhamentos Estruturais-Magnéticos da Região Centro-Oriental da Bacia do Paraná e seu Significado Tectônico**. São Paulo: IPT, p. 143-166, 1982.

FERREIRA, F. J. F. Geofísica. In*:* WILDNER, W.; BRITO, R. S. C.; LICHT, O. A. B.; ARIOLI, E. E. **Geologia e Recursos Minerais do Sudoeste do Paraná***.* Brasília : CPRM. 2006. Convênio CPRM/MINEROPAR.

FERREIRA, F. J. F.; MORAES, R.A.V.; FERRARI, M.P.; VIANNA, R. B. Contribuição ao estudo do alinhamento estrutural de Guapiara. Curitiba, SBG, Simp. Regional Geol., 3, **Atas…** v. 1, p. 226-240, 1981.

FINK, J. H.; ZIMBELMAN, J. R. Morphology and rheology of the Royal Gardens basalt flows, Kilauea Volcano. **NASA Technical Memorandum** 88383, 1986.

FLEISCHER, M. Composition of magnetite as related to type of occurrence. Washington, **United States Geological Survey,** Professional Paper 525-D, p. D82-D84, 1965.

FODOR, R. V. Low- and high-TiO_2 flood basalts of southern Brazil: origin from a picritic parentage and a common mantle source. **Earth and Planetary Science Letters,** v. 84, p. 423-430, 1987.

FODOR, R. V.; VETTER, S. K. Rift-zone magmatism: petrology of basaltic rocks transicional from CFB to MORB, southeastern Brazil. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 88, p. 307-321, 1984.

FODOR, R. V.; CORVIN, C.; ROISENBERG, A. Petrology of Serra Geral (Paraná) continental flood basalts, southern Brazil: crustal contamination, source material, and South Atlantic magnetism**. Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 91, p. 54-65, 1985.

FRAM, M. S.; LESHER, C. E. Generation and polybaric differentiation of East Greenland Early Tertiary flood basalts. **Journal of Petrology**, v. 38, p. 231-275, jan/dec 1997.

FREITAS, M. A.; CAYE, B. R.; MACHADO, J. L. F. (Org.). **Projeto Oeste de Santa Catarina – PROESC:** diagnóstico dos recursos hídricos subterrâneos do Oeste do Estado de Santa Catarina. Florianópolis: CPRM, 2002. Convênio CPRM/EPAGRI,

FUCHS, W.; ROSE, A. W. The geochemical behavior of platinum and palladium in the weathering cycle in the Stillwater Complex, Montana. **Economic Geology**, v. 6, p. 332–346, 1974.

FÚLFARO, V. J.; SAAD, A. R.; SANTOS, M. V.; VIANNA, R. B. Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 12, n. 4, p. 590-610, 1982.

GALLAGHER, K.; HAWKESWORTH, C. J. Mantle plumes, continental magmatism and asymmetry in the South Atlantic. **Earth and Planetary Science Letters***,* v. 123, p. 105-117, 1994.

GEOLOGICAL SURVEY OF DENMARK AND GREENLAND (GEUS). **Geological map of East Greenland**, escala interativa, 2003.

GOLDSCHMIDT, V. M. **Geochemistry**. Oxford : 730 p., 1954.

GOMES, J. B. V. *et al*. **Levantamento semidetalhado de solos no município de Bela Vista do Paraíso, PR**. Londrina: IAPAR:Embrapa Florestas, 68 p., 2011.

GOMES, M. E. B. **Mecanismos de resfriamento, estruturação e processos pós-magmáticos em basaltos da Bacia do Paraná – região de Frederico Westphalen (RS – Brasil).** 1996, 187 p. Tese (Doutorado em Geociências). Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1996.

GOMES, M. E. B. Alteração Tardi-Magmática e suas implicações nas estruturas e texturas de basaltos da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 5.,1995, Niterói ; CONGRESSO DE GEOQUÍMICA DOS PAÍSES DE LÍNGUA PORTUGUESA, 3., 1995, Niterói. **Anais...** Niterói: SBG, p. 120-125, 1995.

GOMES, M. E. B. ; FRANK, H. T. ; FORMOSO, M. L. L. Physical Volcanology Applied to the Amethyst Mining District of Alto Uruguai (Rio Grande do Sul, Brasil). In: IV Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, 2008, Foz do Iguaçu. **Anais...** 2008. v. 1. p. 1-6.

GREENOUGH, J. D.; DOSTAL, J. Cooling history and differentiation of a thick North Mountain basalt flow (Nova Scotia, Canada**). Bulletin of Volcanology**, v. 55, n. 1-2, p. 63-73, dec. 2004.

GREENOUGH, J. D.; LEE, C. Y.; FRYER, B. J. Evidence of volatile-influenced differentiation in a layered alkali basalt flow, Penghu Islands, Taiwan. **Bulletin of Volcanology,** v. 60, n. 6, p. 412-424, feb. 2004.

GUIMARÃES, D. Província Magmática do Brasil Meridional. Rio de Janeiro. Instituto Geológico e Mineralógico do Brasil, Bol 64, 1933.

HANSEN, H.; NIELSEN, T. E. D. Crustal contamination in Paleogene East Greenland flood basalts: plumbing system evolution during continental rifting. **Chemical Geology**, n. 157, p. 89-118, 1999.

HANSON, R. E.; WILSON, T. J. Large-scale rhyolite peperites (Jurassic, southern Chile), **Journal of Volcanology and Geothermal Research,** v. 54, p. 247-264, 1993.

HARTMANN, L.A. Amethyst geodes formed from hot water in dinossaur times. Porto Alegre, UFRGS, 57 p., 2008.

HAUSEN, J. Contribuición al estudio de la petrografia del Território Nacional de Misiones., **Boletin de Geologia, serie B**, Buenos Aires, n. 21, p. 1-39, 1919.

HAWKESWORTH, C. J. *et al*. Lithosphere remobilisation during Paraná CFB Magmatism. **Journal of Petrology***,* Special Lithosphere Issue, p. 205-223, 1988.

HAWKESWORTH, C. J. *et al*. Paraná magmatism and the opening of the South Atlantic. In: STOREY, B. C.; ALABASTER, T.; PANKHURST, R. J. (Eds.). **Magmatism and the causes of continental break-up. Geological Society Special Publication**, v. 68, p. 221-240, 1992.

HAWKESWORTH, C. J. *et al*. Magma differentiation and mineralization in the Siberian continental flood basalts. **Lithos,** n. 34, p. 61-88, 1995.

HENSEL, J. Pães de pedra**.** Pesquisa e tradução. In: LANDGRAF, H.; RIVERA, J. R.; PINHEIRO, S. **Brot aus Steinen, durch mineralishe Büngung der Felder**. São Paulo: 79 p., 2003.

HIRSCHMANN, M. M.; RENNE, P. R.; MCBIRNEY, A. R. $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of the Skaergaard intrusion. **Earth and Planetary Science Letters***,* n. 146, p. 645–658, 1997.

HOOPER, P. R. The Columbia River flood basalt province: current status. In: MAHONEY, J. J.; COFFIN, M. F. (Ed.). **Large igneous provinces: continental, oceanic and planetary flood basalt volcanism.** Washington, D.C.: American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series 100, p. 127, 1997.

HOOPER, P. R. The Columbia River basalts and the Yellow Stone hot spot: a mantle plume? Disponível em: <www.mantleplumes.org>. Acesso em 22/09/2003.

HOOVER, J. D. The petrology of the Marginal Border Series of the Skaergaard intrusion. **Journal of Petrology**, v. 30, n. 2, p. 399-439, 1989.

HUGHES, C. J. **Igneous Petrology**. Amsterdam: Elsevier Sci. Publ., 1987. 551 p.

HUGHES, S.S.; MCCURRY, M.; GEIST, D.J. Geochemical correlations and implications for the magmatic evolution of basalt flow groups at the Idaho National Engineering and Environmental Laboratory, in Link, P.K., and L.L. Mink, eds., Geology, Hydrogeology and Environmental Remediation, Idaho National Engineering and Environmental Laboratory, Eastern Snake River Plain: Geological Society of America Special Paper 353, p. 151-173, 2002.

HUPPERT, H.E. Flow and instability of a viscous gravity current down a slope, **Nature,** v. 300, p. 427-429, 1982.

HUSSAK, E. Notas sobre Zeolitas do Augito-Porphyrito de São Paulo e Santa Catharina. **Boletim da Comissão Geographica e Geológica do Estado de São Paulo**, São Paulo, p. 244-252, 1890.

IRVINE, T. N. The emplacement of the Skaergaard intrusion. **Carnegie Institution of Washington Yearbook 91**, p. 91–96, 1992.

IUGS - INTERNATIONAL UNION OF GEOLOGICAL SCIENCES. Stratigraphic Guide. IUGS, International Comission on Stratigraphy, 72 p., 1994.

IVANKIN, P. F.; LUL'KO, V. A.; REMPEL, G. G. Morphogenetic peculiarities of the Noril'sk region ore junctions. **Doklady AN SSSR**, v. 199, n. 3, p. 674-676, 1971.

JEFFERSON, C. W. Mineral Resource Assessment of the Neoproterozoic Franklin Igneous Events of Arctic Canada: Comparison with the Permo-Triassic Noril'sk-Talnakh Ni-Cu-PGE Deposits of Russia. Geological Survey of Canada, Open File 2789, 1994, 48 p.

JERRAM, D. A. Volcanology and facies architecture of flood basalts. **Geological Society of America**, Special Paper, n. 362, p. 121-135, 2002.

JERRAM, D. A.; ROBBE, O. Building a 3-D geologic model of a Flood Basalt: an example from the Etendeka, NW Namibia. **Electronic Geoscience** v. 6, n.1, s.p. 2001.

JERRAM, D. A.; MOUNTNEY, N.; HOLZFORSTER, F.; STOLHOFEN, H. Internal stratigraphic relationships in the Etendeka Group in the Huab Basin, NW Namibia: understanding the onset of flood volcanism. **Journal of Geodynamics**, Amsterdam, v. 28, n. 4-5, p. 393-418, 1999.

JERRAM, D. A.; WIDDOWSON, M. The anatomy of continental flood basalt provinces: geological constraints on the processes and products of flood volcanism. **Lithos,** Amsterdam, v. 79, n. 3-4, p. 385-405, 2005.

JUCHEM, P. L.; CHODUR, N. L.; LICCARDO, A.; HARTMANN, L. A. Geologia das jazidas de ametista de Chopinzinho (PR) em basaltos da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 4.,2008, Foz do Iguaçu. **Atas…** Foz do Iguaçu: SBG, 6 p., 2008.

KABATA-PENDIAS, A.; PENDIAS, H. **Trace Elements in Soils and Plants**. 2 ed. London: CRC Press, 1992.

KAVALERIDZE, W. C. **Nossos solos:** formação, vida dinâmica, tratamento e conservação. 2. ed. Curitiba: 168 p., 1978.

KEAYS, R. R. The role of komatiitic magmatism and S-saturation in the formation of ore deposits. **Lithos,** v. 34, p. 1-18, 1995.

KEAYS, R. R.; LIGHTFOOT, P. C. Exploration for Platinum Group Element (PGE) Deposits in Mafic and Ultramafic Rocks. In: INTERNATIONAL PLATINUM SYMPOSIUM, 9TH., s.p., 2002, Montana. **Abstracts…** Billings, Montana: 2002.

KERR, A. C.; MENZIES, M. A. **Phanerozoic volcanism**. London: Cardiff University, Royal Holloway University of London, 2004.

KESZTHELYI, L. Classification of the mafic lava flows from ODP Leg 183. **Ocean Drilling Program,** Scientific Results, disponível no site www.odp-tamu.edu, 2002.

KESZTHELYI, L..; THORDARSON, T.; SELF, S. Rubbly pahoehoe: implications for flood basalt eruptions and their atmospheric effects. **Eos, Trans. Am. Geophys. Union***,* v. 82, F1407, 2001.

KIEHL, E. J. Manual de compostagem: maturação e qualidade do composto; 3. ed., Piracicaba: E. J. Kiehl, 171 p., 2002.

KINGSTON, D. R.; DISHROOM, C. P.; WILLIAMS, P. A. Global basin classification system. **AAPG Bulletin**, v. 67, n. 12, p. 2175-2193, 1983.

KLEMME, H. D. Petroleum basins: classification and characteristics. **Journal of Petroleum Geology**, Beaconsville, UK, v. 3, n. 2, p. 187-207, 1980.

KNAPIK, B. **Pó de pedra basáltica como fertilizante de solo.** 21 f. Monografia (Pós-graduação) – Fundação Faculdade Estadual de Filosofia, Ciências e Letras de União da Vitória. União da Vitória, 1987.

KNAPIK, J. G. **Utilização do pó de basalto como alternativa à adubação convencional na produção de mudas de *Mimosa scabrella* benth e *Prunus sellowii* koehne.** 2005, 163 f. Dissertação (Mestrado em Ciências Florestais) – Setor de Agronomia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2005.

KOLJONEN, T. (Ed); ELO, S.; GUSTAVSSON, N.; HUHMA, L. K.; KAURANNE, K.; KOLJONEN, T.; NORAS, P.; PESONEN, L. J.; RUOTOISTENMÄKI, T.; SALTIKOFF, B.; SILLANPÄÄ, M.; TANSKANEN, H.; VAASJOKI, M.; VUORELA, P. **The geochemical atlas of Finland**. Helsinque: Geol. Survey of Finland, 218 p., 1992.

KONTAK, D. J.; WOLFE, M. Y.; YOUNG, D. E.; DOSTAL, J. Late-stage crystallization history of the Jurassic North Mountain basalt, Nova Scotia, Canadá. I. Textural and chemical evidence for pervasive development of silicate-liquid immiscibility***. The Canadian Mineralogist***, v. 40, n. 5, p. 1287-1311, 2002.

KOROVYAKOV, I. A.; NELYUBIN, A. E.; RAYKOVA, Z. A.; KHORTOVA, L. K. Origin of the sulfide copper-nickel ore-bearing Noril'sk trap intrusions. Trudy VSEGEI**, Novaya Seriya**, v. 9, 102 p., 1963.

KUNILOV, V. Y. Geology of the Noril'sk region: the history of the discovery, exploration, and mining of the Noril'sk deposits. In: LIGHTFOOT, P. C.; NALDRETT, A. J. (Eds.). **Proceedings of the Sudbury-Noril'sk Symposium. Ontario Geol. Surv. Spec.,** v. 5, p. 203-216, 1994.

LAKIN, H. W.; CURTIN, G. C.; HUBERT, A. E.; SHACKLETTE, H. T.; DOXTADER, K. G. Geochemistry of gold in weathering cycle. **United States Geological Survey Bulletin**, v. 1330, p. 1-80, 1974.

LARSEN, L. M.; ATT, W. S.; WATT, M. **Geology and petrology of the Lower Tertiary plateau basalts of the Scoreby Sund region, East Greenland**. Bulletin of Grønlands Geologiske Undersøgelse 157, 1989, 164 p.

LAUNAY, L. Les variations des filons métallifères en profondeur. **Revue Géneral de Sciences Pures et Appliquées**, v. 11, p. 575-588, 1913.

LE BAS, M. J.; LE MAITRE, R. W.; STRECKEISEN, A.; ZANETTIN, B. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali – silica diagram. **Journal of Petrology***,* Oxford, v. 27, n. 3, p. 745-750, 1986.

LEINZ, V. Ocorrências de Cobre Nativo. **Mineração e Metalurgia**, Rio de Janeiro, v. 6, n. 31, p. 45, 1941.

LEINZ, V. Contribuição à geologia dos derrames basálticos do sul do Brasil. Boletim da Faculdade de Filosofia Ciências e Letras, Univ. S.Paulo. 103. Geol. p 5-61, 1949.

LEONARDOS, O. H. Cobre Nativo nos Diabásios do Oeste do Paraná. **Mineração e Metalurgia**, Rio de Janeiro, v. 12, n. 72, p. 265-266, 1948.

LICHT, O. A. B. **A geoquímica multielementar na gestão ambiental. Identificação e caracterização de províncias geoquímicas naturais, alterações antropogênicas da paisagem, áreas com potencial mineral e regiões de risco para a saúde no Estado do Paraná, Brasil.** 2000, 2 v. Tese (Doutorado em Geologia). Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná. Curitiba, 2000.

LICHT, O. A. B. Estudo de produtos hidrovulcânicos no Sudoeste do Paraná. Projeto de Mapeamento da Formação Serra Geral. Curitiba: MINEROPAR, 314 p., 2012.

LICHT, O. A. B.; CRUZ, A. S. **Perfil da Indústria da Água**. Curitiba: MINEROPAR, 2000.

LICHT, O. A. B.; PLAWIAK, R. A. B. **Levantamento Geoquímico Multielementar do Estado do Paraná:** Fase 2 - Horizonte B dos Solos - Relatório Final. Curitiba: MINEROPAR, 2005. 2 v.

LICHT, O. A. B.; ARIOLI, E. E. **Projeto de Prospecção Mineral no Terceiro Planalto**. Curitiba: MINEROPAR, 2000.

LICHT, O. A. B.; TARVAINEN, T. Multipurpose geochemical maps produced by integration of geochemical exploration data sets in the Paraná Shield, Brazil. **Journal of Geochemical Exploration,** Amsterdam, v. 56, p. 167-1825, 1996.

LICHT, O. A. B.; ARIOLI, E. E.; BITTENCOURT, A. V. L. Prospecção geoquímica e a delimitação de uma província favorável a mineralizações de Elementos do Grupo da Platina (EGP) na Bacia do Paraná, Estado do Paraná, Brasil.. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 8., S.P., 2001, Curitiba ; SIMPÓSIO DE GEOQUÍMICA DOS PAÍSES DO MERCOSUL,1., 2001, Curitiba. **Anais...** Rio de Janeiro: SBGq, 2001.

LICHT, O. A. B.; BITTENCOURT, A. V. L. Mapas geoquímicos na delimitação de regiões de risco à saúde - estudos de casos no Estado do Paraná, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 8., S.P., 2001, Curitiba ; SIMPÓSIO DE GEOQUÍMICA DOS PAÍSES DO MERCOSUL, 1., 2001, Curitiba. **Anais...** Rio de Janeiro: SBGq, 2001.

LIGHTFOOT, P. C.; KEAYS, R. R. Siderophile and chalcophile metal variations in flood basalts from the Siberian Trap, Noril'sk region: implications for the origin of the Ni-Cu-PGE sulfide ores. **Economic Geology**, v. 100, n. 3, p. 439-462, 2005.

LIGHFOOT, P. C.; NALDRETT, A. J. **Proceedings of the Sudbury-Noril'sk Symposium.** Ontario : Geological Survey Special v. 5, 423 p., 1994.

LIGHTFOOT, P. C.; NALDRETT, A. J.; GORBACHEV, N. S.; DOHERTY, W.; FEDORENKO, V. A. Geochemistry of the Siberian trap of the Noril'sk area, USSR, with implications for the relative contributions of crust and mantle to flood basalt magmatism. **Contrib. Min. Petrol**., v. 104, p. 631-644, 1990.

LIGHTFOOT, P. C.; HAWKESWORTH, C. J.; HERGT, J.; NALDRETT, A. J.; GORBACHEV, N. S.; FEDORENKO, V. A.; DOHERTY, W. Chemostratigraphy of Siberian trap lavas, Noril'sk district, Russia: Implications for the evolution of the flood basalt magmas. In: LIGHTFOOT, P. C. ; NALDRETT, A. J., eds., **Proceedings of the Sudbury-Noril'sk Symposium.** Ontario: Geol. Surv. Spec. v. 5, p. 283-312, 1994.

LIKHACHEV, A. P. Ore-bearing intrusions of the Noril'sk region. In: LIGHTFOOT, P. C.; NALDRETT, A. J.; eds. **Proceedings of the Sudbury-Noril'sk Symposium**, Ontario: Geol. Surv. Spec. v. 5, p. 185-201,1994.

LIMA, E. F. ; LIMA, E. F. ; PHILIPP, Ruy Paulo ; RIZZON, G. C. ; WAICHEL, B. L. ; Rosetti., L.M.M. . Sucessões Vulcânicas e Modelo de Alimentação e Geração de Domos de Lava Ácidos da Formação Serra Geral na Região de São Marcos-Antonio Prado (RS). Geologia USP. **Série Científica**, v. 12, p. 49-64, 2012.

LONEY, R.A. Flow structure and composition of the Southern Coulée, Mono Craters, California - a pumiceous rhyolite flow. **Studies in Volcanology**, Geol. Soc. Amer., Memoir 116, p. 415-440, 1968.

LONG, P. E.; WOOD, B. J. Structures, textures, and cooling histories of Columbia River basalt flows. **Geological Society of America Bulletin,** v**.** 97, p. 1144–1155, 1986.

LOPES, K. **Caracterização morfológica, petrográfica e química dos derrames da Província Magmática do Paraná com ênfase para as rochas aflorantes no município de Guarapuava-PR.** 2008, 101 f. Dissertação (Mestrado em Geologia). Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2008.

LOYOLA, L.C. de. Laudos de ensaios físicos e análises químicas em argilas para uso cerâmico. Curitiba, MINEROPAR, 32 p., 1995.

LOYOLA, L.C. de; CRUZ, A. de S. Laudos de análises químicas em argilas para uso cerâmico. Curitiba, MINEROPAR, 28 p., 1994.

LUCHETTI, A. C. F. **Aspectos vulcanológicos dos traquidacitos na região de Piraju-Ourinhos (SP**). 2010, 115 f**.** Dissertação (Mestrado em Geociências). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. São Paulo, 2010.

LYLE, P. The eruption environment of multi-tiered columnar basalt lava flows. **Journal Geol. Soc**., v.157, p. 715-722, 2000.

MAAK, R. **Notas preliminares sobre as águas do sub-solo da Bacia Paraná-Uruguai**. Curitiba: Comissão Interestadual da Bacia Paraná-Uruguai, 1970.

MACEDO, A.B. e RUEGG, N.R. Aplicação da análise fatorial ao estudo de elementos principais nas rochas basálticas da Bacia do Paraná. Anais do XXVIII Congr. Bras. de Geologia. Soc. Bras. Geol., Porto Alegre, p. 46-49, 1974.

MACHADO, F. B.; NARDY, A. J. R.; SQUISATO, E.; OLIVEIRA, M. A. F. O vulcanismo Serra Geral na porção NE da Bacia do Paraná: aspectos petrográficos e geoquímicos. In: SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 3., s.p., 2005, Cabo Frio. **Atas...** Cabo Frio:SBG, 2005.

MACHADO, F. B.; ROCHA, E. R. V.; NARDY, A. J. R.; MARQUES, L. S. A Província Magmática do Paraná em Mato Grosso do Sul (BR): considerações geológicas, petrológicas e geoquímicas. In: SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 4., s.p., 2008, Foz do Iguaçu. **Atas...** Foz do Iguaçu: SBG, 2008.

MACKENZIE, A. **Characterization of inorganic and organic materials**: SEM/EDS Scanning Electron Microscopy/X-Ray micro analysis. Lakehead: University Centre for Analytical Services, 2006.

MACKIN, J.H. A stratigraphic section in the Yakima basalt and the Ellensburgh Formation in south-central Washington. Washington Div. Mines and Geol. Rept. Inv. n. 19, 45 p., 1961.

MAIER, W. D.; BARNES, S. J.; MARSH, J. S. The concentration of the noble metals in Southern African flood-type basalts and MORB: implications for petrogenesis and magmatic sulphide exploration. **Contrib. Mineral. Petrol***.,* v. 146, p. 44-61, 2003a.

MAIER, W. D.; BARNES, S. J.; GARTZ, V.; ANDREWS, G. Pt-Pd reefs in magnetitites of the Stella layered intrusion, South Africa. [S.l.: s.n.], 2003b.

MANGAN, M. T.; WRIGTH, T. L.; SWANSON, D. A.; BYERLY, G. R. Regional correlation of Grande Ronde Basalt flows, Columbia River Basalt Group, Washington, Oregon, and ldaho. **Geological Society of America Bulletin**.., v. 97, n. 11, p. 1306-1318, 1986.

MANTOVANI, M. S. M.; CORDANI, U. G.; ROISENBERG, A. Geoquímica isotópica em vulcânicas ácidas da bacia do Paraná e implicações genéticas associadas*.* **Rev. Bras. Geoc**., v.15, p. 61-65, 1985a.

MANTOVANI, M. S .M.; MARQUES, L. S.; SOUSA, M. A.; CIVETTA, L.; ATALLA, L.; INOCCENTI, F. Trace element and strontium isotope constraints on the origin and evolution of the Paraná Continental Flood Basalts of Santa Catarina State (Southern Brazil). **J. Petrol**., v.26, p.187-209. 1985b.

MANTOVANI, M. S. M.; STEWART, K.; TURNER, S.; HAWKESWORTH, C. J. Duration of Paraná magmatism and implications for the evolution and source regions of continental flood basalts. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 67, n. 2, p. 163-169, 1995.

MARQUES, A.; ZANOTTO, O. A.; FRANÇA, A. B.; ASTOLFI, M. A. M.; PAULA, O. B. **Compartimentação tectônica da Bacia do Paraná. Curitiba:** Petrobras, Núcleo de Exploração da Bacia do Paraná, 87 p., 1983.

MARQUES, L. S. **Caracterização geoquímica das rochas vulcânicas da Bacia do Paraná: implicações petrogenéticas.** 1988, 175 p. Tese (Doutorado em Geociências). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1988.

MARQUES, L. S.; ERNESTO, M. O Magmatismo Toleítico da Bacia do Paraná. In: MANTESSO NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. R.; BRITO NEVES, B. B. (Org.). **Geologia do continente Sul-Americano**: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca Produções Culturais, p. 245-263, 2004.

MARSH, J. S. Basalt Geochemistry and Tectonic Distribution Within Continental Flood Basalts Provinces. **J. Volcanol. Geotherm. Res.,** v. 32, p. 35-49, 1987.

MARSH, B. D. Solidification fronts and magmatic evolution. **Mineralogical Magazine,** v. 60, p. 5-40, 1995.

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

MARTIN, B. S.; PETCOVIC, H. L.; REIDEL, S. P. **Goldschmidt Conference 2005**: Field trip guide to the Columbia River Basalt Group. Richland (WA): U.S. Department of Energy, Pacific Northwest National Laboratory, 62 p., 2005.

MATHEZ, E .A.; PEACH, C. L. **Geochemistry of platinum-group elements in mafic and ultramafic rocks**. [S.l.: s.n.] 1997.

MAVROGENES, J. A.; O'NEILL, H. St. C.he relative effects of pressure, temperature and oxygen fugacity on the solubility of sulfide in mafic magmas. **Geochimica et Cosmochimica Acta,** v. 63, p. 1173-1180, 1999.

McBIRNEY, A. R., **Geological map of the Skaergaard intrusion, east Greenland, 1:20,000**: Department of Geology, University of Oregon, 1989. 1 sheet.

McDONALD, I. The need for a common framework for collection and interpretion of data in Platinum-Group Element geochemistry. **Geostandards Newsletter**, v. 22, n. 1, p. 85-91, 1987.

McKENZIE, R. M. The mineralogy and chemistry of soil cobalt. In: NICHOLAS, D. J. D.; EGAN, A. R., (Eds.) **Trace Elements in Soil-Plant-Animal Systems**, New York: Academic Press, 83 p., 1975.

MELFI, A. J.; PICCIRILLO, E. M.; NARDY, A. J. R. Geological and magmatic aspects of the Paraná basin: an introduction. In: PICCIRILLO E .M.; MELFI, A. J. (Eds.). **The Mesozoic flood volcanism of the Parana basin (Brazil): petrogenetic and geophysical aspects**. São Paulo: IAG/ USP, p.1-14., 1988.

MELLO, K. S. **Estudo Petrológico da Região de Água Perdida no Vale do Rio Piquirí - PR: Reconhecimento das Mineralizações de Cobre e Produtos de Alteração em Rochas Básicas da Formação Serra Geral - Bacia do Paraná.** 2000, 90 f. Dissertação (Mestrado em Geociências). Centro de Ciências Exatas e Tecnológicas, Universidade do Vale do Rio dos Sinos, São Leopoldo, 2000.

MELLO, K. S.; WILDNER, W.; ALMEIDA, D. D. P. M. Mineralizações de Cobre Nativo e Produtos de Alteração em Lavas Básicas da Bacia do Paraná - Vale do Rio Piquiri. SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 1., 1999, Gramado. **Boletim de Resumos**. Gramado: SBG, p 19., 1999.

MELLUSO, L.; BARBIERI, M.; BECCALUVA, L. Chemical evolution, petrogenesis, and regional chemical correlations of the flood basalt sequence in the central Deccan Traps, India. **Indian Academy of Sciences, Earth and Planetary Sciences**, v. 113, n. 4, p. 587-604, 2004.

MENZIES, M. A. **Characteristics of volcanism at non-active continental margins**. London: University of London, Department of Geology, 2006.

MENZIES, M. A.; EBINGER, C. J. Volcanic rifted margins. **Geological Society of America,** GSA Today, p. 8-11. 2000.

MENZIES, M. A.; KLEMPERER, S. L.; EBINGER, C. J.; BAKER, J. Characteristics of volcanic rifted margins. **Geological Society of America**, Special Paper. V.362, p. 1-14, 2002.

MERTIE, J. B., Jr., **Economic geology of the platinum metals**. United States Geological Survey Professional Paper 630, 120 p., 1969.

MICHELIN, C.R.L.; HARTMANN, L.A.; PIRES, C.A.F.; ROSENTENSTEGEL, L.M. Seqüência de formação das cavidades no basalto e seu preenchimento com zeolitas, arenito, ágata e ametista, São Martinhoda Serra, Rio Grande do Sul, Brasil. In: SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 4., 2008, Foz do Iguaçu. **Anais***...* Foz do Iguaçu: SBG, 2008. 6 p. 1 CD ROM.

MICHELIN, C.R.L.; MIZUSAKI, A.M.P.; FERREIRA, V; BRUM, T.M.M. de; HARTMANN, L.A. Ágata associada ao magmatismo do Cretáceo da Bacia do Paraná, sul do Brasil. Pesquisas em Geociências, 40 (2): 129-139, maio/ago. 2013, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brasil.

MILANI, E. J. **Evolução tectono-estratigráfica da bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do gondwana sul-ocidental**. 1997, 255 f. Tese (Doutorado em Geologia). Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 1997.

MILANI, E. J. Geodinâmica Fanerozóica do gondwana sul-ocidental e a Evolução Geológica da Bacia do Paraná. In: Geologia do Rio Grande do Sul. HOLZ, M. & DE ROS, L. F. 444 p, 2002.

MILANI, E. J.; RAMOS, V. A. Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências,** São Paulo, v. 28, n. 4, p. 473-484, 1998.

MILANI, E. J.; FRANÇA, A. B. ; SCHNEIDER, R. L. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da Petrobrás,** Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 69-82, 1995.

MILANI, E. J. Comentários sobre a origem e evolução tectônica da Bacia do Paraná. In: MANTESSO NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; NEVES, B. B. B. (Org.). **Geologia do Continente Sul-Americano***:* Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca editora, v.1, p. 265-279, 2004.

MILLER, J. D.; ANDERSEN, J. C. ∅. Attributes of Skaergaard-Type PGE Reefs. In: INTERN. SYMP. PLATINUM, 9., 2002, Billings-Montana. **Ext. Abstr.** 2002.

MILNER, S. C.; DUNCAN, A. R.; WHITTINGHAM, A. M.; EWART, A. Trans-Atlantic correlation of eruptive sequences and individual silicic units within the Paraná-Etendeka igneous province. **Journal of Volcanology and Geothermal Research***,* v. 69, n. 3-4, p. 137-157, 1995.

MINCATO, R. L. **Avaliação do potencial da Província Ígnea Continental do Paraná para Mineralizações de Ni-Cu-EGP, a partir dos modelos Noril'sk e Insizwa.** 1994, 113 f. Dissertação (Mestrado em Geologia). Instituto de Geociências, Universidade de Campinas, Campinas, 1994.

MINCATO, R. L. **Metalogenia dos elementos do grupo da platina com base na estratigrafia e geoquímica da Província Ígnea Continental do Paraná**. 2000, 172 f. Tese (Doutorado em Geologia). Instituto de Geociências, Universidade de Campinas, Campinas, 2000.

MINCATO, R. L.; SCHRANK, A. Modelo de mineralização de EGP de Insizwa – Transkey – África do Sul e sua aplicação à Formação Serra Geral – Bacia do Paraná – Brasil. In: ENCONTRO BRASILEIRO SOBRE ELEMENTOS DO GRUPO DA PLATINA, 1.,1993, Brasília. **Resumos Expandidos**... Brasília : SBG, p. 56-58., 1993.

MINCATO, R. L.; SCHRANK, A. Evaluation of the Ni-Cu-PGE mineralization for the Paraná Continental Igneous Province based on the Noril'sk and Insizwa Models. *In*: VII INTERNATIONAL PLATINUM SYMPOSIUM, 7., 1994, Moscow. with a Special Session of IGCP Project 336: *"*Intraplate Magmatism and Metallogeny", Moscow – Noril'sk, 1994. **Abstracts**... p. 120, 1994.

MINCATO, R. L.; SCHRANK, A. Evaluation of the Ni-Cu-PGE mineralization for the Paraná Continental Igneous Province based on the Noril'sk and Insizwa Models. In: LAVEROV, N. P.; DISTLER, V. V. (Eds.). **International Platinum**. St. Petersburg: Athens. Theophraustus, p. 107-115, 1998.

MINCATO, R. L.; ENZWEILER, J.; SCHRANK, A. A Seqüência Vulcânica do Perfil Guatá – Bom Jardim (SC): Modelagem de uma Proposta de Estratigrafia para a Província Ígnea Continental do Paraná. In. SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1., 1995, Porto Alegre ; ENCONTRO DE GEOLOGIA DO CONE SUL, 1.,1995, Porto Alegre. **Resumos Expandidos.** Porto Alegre : SBG, p. 229-230, 1995.

MINCATO, R. L.; ENZWEILER, J.; SCHRANK, A. Distribuição e comportamento geoquímico regional dos elementos do grupo da platina nas unidades vulcânicas basálticas da Província Ígnea Continental do Paraná. In: SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 3., s.p., 2005, Cabo Frio. **Atas…** Cabo Frio : SBG, 2005.

MINCATO, R. L.; SCHRANK, A.; ENZWEILER, J. Relations Between the Chemical Stratigraphy and the Lithologies of the Paraná Continental Igneous Province. *(*Extended Abstract). **EOS Trans. AGU,** v. 78, p. 748, 1997.

MINCATO, R. L.; SCHRANK, A.; ENZWEILER, J. Estratigrafia da Porção Meridional da Seqüência Vulcânica da Província Ígnea Continental do Paraná a Partir de Critérios Petrográficos e Geoquímicos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40., 1998, Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte: SBG, p. 100,1998.

MINERAIS DO PARANÁ S. A. **Mapa Geológico do Estado do Paraná**. Curitiba: Mineropar, 1989. Escala 1:650.000. Convênio MINEROPAR/DNPM.

____ **Levantamento das potencialidades minerais dos municípios:** União da Vitória – PR. Curitiba: MINEROPAR, 50 p., 1991.

____ **Programa de Mapeamento Geológico do Estado do Paraná**: Folhas 1:100.000. Curitiba: MINEROPAR, 2006.

MIRANDA, J. Notas geológicas sobre o município de Taquara, Rio Grande do Sul. **Serviço Geológico Mineiro Brasileiro**, Rio de Janeiro, v. 83, p. 1-38, 1935.

MITCHELL, R. H.; KEAYS, R. R. Abundance and distribution of gold, palladium and iridium in some spinel and garnet lherzolites: implications for nature and origin of precious metal-rich intergranular components in the upper mantle. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 45, p. 2425-2442, 1981.

MOMME, P.; TEGNER, C.; BROOKS, C.K.. On the formation of Platinum Group Element – Rich Continental Flood Basalt and the Platinova Reefs of the Skaergaard Intrusion. In: INTERN. SYMP. PLATINUM, 9., s.p., 2002, Billings-Montana. **Ext. Abstr…** Billings-Montana: 2002a.

MOMME, P.; TEGNER, C.; BROOKS, C. K.; KEAYS, R. R. The behaviour of platinum-group elements in basalts from the East Greenland rifted margin. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, Berlin-Heidelberg, v. 143, n. 2, mar. 2002b.

MOMME, P.; BROOKS, C. K.; KEAYS, R. R.; TEGNER, C. PGE geochemistry of East Greenland basalts and intrusions. Disponível em <http://www.geo.au.dk/english/resarch/minpetr/mcp/pge/index.html > Acesso em 12/out/2006

MORGAN, W. J. Convection plumes in the lower mantle. **Nature**, v. 230, p. 41-43, 1971.

MOTTA, A. C. V.; FEIDEN, A. Avaliação do P em LE submetido a diferentes doses de basalto. **Agrárias,** Curitiba, v. 12, n. 1/2, p. 47-54, 1992/3.

MUNGALL, J. E. Equilibrium crystallization of magmatic sulfide ores. **Geol. Soc. Amer**., **Annual Meeting; Abstracts with Programs**, Seattle, v. 35, n. 6, p. 101, sept. 2003.

NALDRETT, A. J. **Magmatic sulfide deposits**. New York: Oxford Univ. Press, 196 p., 1989.

NALDRETT, A. J. World-class Ni-Cu-PGE deposits: key factors in their genesis. **Mineralium Deposita**, v. 34, n. 3, 1999.

NALDRETT, A. J.; CABRI, L. J. Ultramafite and related mafic rocks: their classification and genesis with special reference to the concentration of nickel sulfides and platinum group elements. **Economic Geology**, v. 71, p. 1131-1158, 1976.

NALDRETT, A. J.; LIGHTFOOT, P. C. Ni-Cu-PGE ores of the Noril'sk region, Siberia: a model for giant magmatic sulfide deposits associated with food basalts. In: WHITING, B. H.; HODGSON, C. J.; MASON, R. (Eds.). Giant ore deposits. **Spec. Publ. Soc. Economic Geology***,* v. 2, p. 81-123, 1993.

NALDRETT, A. J.; FEDORENKO, V. A.; ASIF, M.; LIN, S.; KUNILOV, V. E.; STEKHIN, A. I.; LIGHTFOOT, P. C.; GORBACHEV, N. S. Controls on the composition of Ni-Cu sulfide deposits as illustrated by those at Noril'sk, Siberia. **Economic Geology**, v. 91, p. 751-773, 1996.

NALDRETT, A. J.; LIGHTFOOT, P. C.; FEDORENKO, V.; DOHERTY, W.; GORBACHEV, N. S. Geology and Geochemistry of Intrusions and Flood Basalts of the Noril'sk Region, USRR, with Implications for the Origin of the Ni-Cu Ores. **Economic Geology**, v. 87, p. 975-1004, 1992.

NALDRETT, A. J.; LIGHTFOOT, P. C. Ni-Cu-PGE ores of the Noril'sk region, Siberia: a model for giant magmatic sulfide deposits associated with food basalts. In: WHITING, B. H.; HODGSON, C. J.; MASON, R. (Eds.). Giant ore deposits. **Spec. Publ. Soc. Economic Geology***,* v. 2, p. 81-123, 1993.

NARDY, A. J. R.. **Geologia e Petrologia do Vulcanismo Mesozóico da Região Central da Bacia do Paraná.** 1995, 316 f. Tese (Doutorado em Geologia) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Rio Claro, 1995.

NARDY, A. J. R.; OLIVEIRA, M. A. F.; AGLINSKAS, R. S. Proposição formal dos membros Palmas e Chapecó como unidades litoestratigráficas da Formação Serra Geral. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 6., 1995, Águas de São Pedro. **Atas...** Águas de São Pedro: SBG,1995. p. 73, 1995.

NARDY, A. J. R.; MACHADO, F. B.; OLIVEIRA, M. A. F. Litoestratigrafia da Formação Serra Geral. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 7, 2001, Rio de Janeiro. **Resumos**... Rio de Janeiro: SBG, p. 77, 2001.

NIELSEN, T. F. D. The shape and volume of the Skaergaard intrusion, Greenland: implications for mass balance and bulk composition. **Journal of Petrology**, v. 45, n. 3, p. 507-530, 2004.

NIELSEN, T. F. D. The mineral potential of Palaeogene intrusions, East Greenland. Greenland Mineral Resources, Exploration and Mining in Greenland, Fact Sheets No. 12, p. 116-117, 2006.

NIELSEN, T. F. D.; SOPER, N. J.; BROOKS, C. K.; FALLER, A. M.; HIGGINS, A. C.; MATTHEWS, D. W. The pre-basaltic sediments and the Lower Basalts at Kangerdlugssuaq, East Greenland: their stratigraphy, lithology, palaeomagnetism and petrology. Meddelelser om Grønland*,* **Geoscience** ,v. 6, 25 p., 1981.

NIELSEN, T. F. D.; BROOKS, C. K. The East Greenland rifted continental margin; an examination of the coastal flexure. **Journal of the Geological Society***,* London, v. 138, n. 5, p. 559–568, 1995.

NIELSEN, T. F. D.; ANDERSEN, J. C. Ø.; BROOKS, C. K. The Platinova Reef of the Skaergaard intrusion. **Mineralogical Association of Canada Short Course,** v. 35, p. 431-455, 2005.

NORTH AMERICAN COMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE. North American Stratigraphic Code. **AAPG Bulletin**, v. 89, no. 11, p. 1547–1591, 2005.

O'CONNOR, J. M.; DUNCAN, R. A. Evolution of the Walvis Ridge – Rio Grande Rise hotspot system: implications for African and South American plate motions over plumes. **Journal of Geophysical Research**, v. 95, p. 17474-17502, 1990.

OHNENSTETTER, M. Diversity of PGE deposits in basic-ultrabasic intrusives - single model of formation. In: DEMAIFFE, D. (Ed.) **Petrology and Geochemistry of magmatic suites of rocks in the continental and oceanic crusts**. A volume dedicated to Professor Jean Michot. Bruxelles: Université Libre de Bruxelles, p. 337-354., 1996.

OKA-FIORI, C. Cartas Geomorfológicas do Estado do Paraná. Curitiba: MINEROPAR/UFPR, 2006. Escala 1:250.000.

OLIVEIRA, E. P. **Geologia e Recursos Mineraes do Estado do Paraná**. Rio de Janeiro : Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, Monographia n. VI, 1927.

ORCIOLI, P.R.A.; GUIMARÃES, M.A.G.; CASTRO, D.D. de e GOLDBACH, M. - Mineralizações cupríferas em brechas vulcanoclásticas no município de Realeza, PR. São Paulo, SBG, IV Simpósio Regional de Geologia, **Atas...** p. 367-377, 1983.

PACCA, I. G.; HIODO, F. Y. Paleomagnetic analysis of Mesozoic Serra Geral basaltic lava flows in southern Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 48, p. 207-214, 1976.

PAIVA FILHO, A. **Estratigrafia e tectônica do nível de riodacitos pórfiros da Formação Serra Geral.** 185 f. Tese (Doutorado em Geologia) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Rio Claro, 2000.

PANDE, K.; PATTANAYAK, S. K.; SUBBARAO, K. V.; NAVANEETHAKRISHNAN, P.; VENKATESAN, T. R. **^{40}Ar-^{39}Ar age of a lava flow from the Bhimashankar Formation, Giravali Ghat, Deccan Traps.** Powai, Mumbai: Institute of Technology, 2002.

PATTOU, L.; LORAND, J. P.; GROS, M. Non-chondritic platinum-group element ratios in the Earth's mantle. **Nature,** n. 379, p. 712-715, 1996.

PEACH C. L.; MATHEZ, E. A. Constraints on the formation of platinum-group element. deposits in igneous rocks. **Economic Geology**, v. 91, p. 439–450, 1996.

PEATE, D. W. **Stratigraphy and petrogenesis of the Paraná continental flood basalts, southern Brazil.** 1989, s.p. Tese (Doutorado em Geologia). The Open University. Milton Keynes, 1989.

PEATE, D. W. The Paraná-Etendeka Province. In: MAHONEY, J. J.; COFFIN, M. F. (Eds.). **Large Igneous Provinces**: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism. [Sl :sn], 1997. p. 217-245. AGU Geophysical Monograph 100.

PEATE, D. *et al*. The Prince of Wales lavas, East Greenland: the transition from tholeiitic to alkalic magmatism during the final stages of Palaeogene continental break-up. **Journal of Petrology,** v. 44, p. 279-304, 2003.

PEATE, D. W.; HAWKESWORTH, C. J.; MANTOVANI, M. S. M. Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America): classification of magma types and their distribution. **Bulletin of Volcanology**, v. 55, p. 119-139, 1992.

PEATE, D. W.; HAWKESWORTH, C. J.; MANTOVANI, M. S. M.; ROGERS, N. W.; TURNER, S. P. Petrogenesis and stratigraphy of the high-Ti/Y Urubici magma type in the Paraná flood basalt province and implications for the nature of 'Dupal'-type mantle in the South Atlantic region. **J. Petrol**., v. 40, p. 451-473, 1999.

PEATE, D. W.; MANTOVANI, M. S. M.; HAWKESWORTH, C. J. Geochemical stratigraphy of the Paraná continental flood basalts: borehole evidence. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 18, n. 2, p. 212-221, 1988.

PEDERSEN, A. K.; WATT, M.; WATT, W. S.; LARSEN, L. M. Structure and stratigraphy of the Early Tertiary basalts of the Blosseville Kyst, East Greenland. **Journal of the Geological Society**, London, n. 154, 565-570, 1997.

PEDREIRA, A. J. *et al*. **Projeto Paulipetro:** Geologia do Bloco SG.22-H (ACS-77**)**. Relatório Final. São Paulo: Paulipetro/CPRM, 1981, 2 v. (Consórcio CESP-IPT).

PEDREIRA, A. J.; LOPES, R. C.; VASCONCELOS, A. M.; BAHIA, R. B. C. Bacias sedimentares Paleozóicas e Meso-Cenozóicas brasileiras. In: BIZZI, L. A.; SCHOBBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. (Ed.). **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil**. Brasília: CPRM, 692 p., 2003.

PEDREIRA, A. J.; LOPES, R. C.; VASCONCELOS, A. M.; BAHIA, R. B. C. Bacias sedimentares paleozóicas e meso-cenozóicas interiores. In: BIZZI, L. A.; SCHOBBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. (Eds.). **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brazil**. Brasília: CPRM, 692 p., 2003.

PERTILLE, J.; ROSENSTENGEL, L.M.; SANTOS, T.C. Gossans silicosos sobre concentrações hidrotermais de geodos de ágata em dacitos do Grupo Serra Geral em Padre Eterno, Rio Grande do Sul. SBG, IV Simp. Vulcan. Amb. Assoc., Foz do Iguaçu: 1 CD-ROM, 2008.

PHILPOTTS, A. R. **Principles of igneous petrology**. New Jersey: Prentice Hall, 1990.

PHILPOTTS, A. R.; DICKSON, L. D. Millimeter-scale modal layering and the nature of the upper solidification zone in thick flood-basalt flows and other sheets of magma. **Journal of Structural Geology**, v. 24, p. 1171-1177, 2002.

PHILPOTTS, A. R.; CARROLL, M.; HILL, J. M. Crystal-mush compaction and the origin of pegmatitic segregation sheets in a thick flood-basalt flow in the Mesozoic Hartford basin, Connecticut. ***Journal of Petrology****,* v. 37, p.811-836, 1996.

PHILPOTTS, A. R.; BRUSTMAN, C. M.; SHI, J.; CARLSON, W. D.; DENISON, C. Plagioclase-chain networks in slowly cooled basaltic magma. **American Mineralogist,** v. 84, p. 1819-1829, 1999.

PICCIRILLO, E. M.; MELFI, A. (Eds.). **The Mesozoic flood volcanism of the Paraná basin**: petrogenetic and geophysical aspects. São Paulo: USP, 600 p., 1988.

PINESE, J. P. P. **Caracterização Petrológica e Geoquímica dos diques do Arco de Ponta Grossa.** 1989, 196 p. Dissertação (Mestrado em Geologia). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo*,* 1989.

PIRRIE, D.; POWER, M. R.; ANDERSEN, J. C. Ø.; BUTCHER, A. R. Platinum-group mineralization in the Tertiary Igneous Province; new data from Mull and Skye, Scottish Inner Hebrides, UK. **Geological Magazine,** n. 137, p. 651-658, 2000.

POMPEAU, G.; SOLIANI JR., E.; KAWASHITA, K.; BAITELLI, R.; BERBERT, M.; CESAR, M. F. Um perfil geocronológico (K/Ar – traços de fissão) leste-oeste no Escudo Sul-riograndense. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2., 1985, Florianópolis. **Anais...** Florianópolis: SBG, p. 219-237, 1985.

PORTELA FILHO, C. V.; FERREIRA, F. J. F. Estimativas das taxas de extensão crustal da região central do Arco de Ponta Grossa (Bacia do Paraná) com base em modelagens aeromagnéticas. In: INTERNATIONAL CONGRESS OF THE BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY, 8TH., 2003, Rio de Janeiro ; LATIN AMERICAN GEOPHYSICAL CONFERENCE, 5TH., s.p., 2003, Rio de Janeiro. 2003. **Proceedings...** Rio de Janeiro: 2003.

PRICHARD, H. M.; LORD, R. A.; NEARY, C. R. A model to explain the occurrence of platinum and palladium rich ophiolite complexes. **Journal of Geological Society of London**, London, n. 153, p. 323-328, 1996.

PROUST, D.; FONTAINE, C. Amethyst geodes in the basaltic flow from Triz quarry in Ametista do Sul (Rio Grande do Sul): magmatic source of silica for the amethyst crystallizations. **Geological Magazine**, v. 144, p. 731-740, 2007.

QUINTAS, M.C.; MANTOVANI, M.S.M.; ZALAN, P.V. Contribuição ao Estudo da Evolução Mecânica da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, 29(2): 217-226, 1999.

RAMOS, A.N. Aspectos paleo-estruturais da Bacia do Paraná e sua influência na sedimentação. **Bol. Técn. Petrobrás**, v. 13, n. 3/4, p. 85-93, 1970.

RAPOSO M.I.B., ERNESTO, M.; RENNE, P.R. Paleomagnetism and 40Ar/39Ar dating of the early Cretaceous Florianópolis dike swarm. **Physics of the Earth and Planetary Interiors**, v.108, n. 4, p 275-290, 1998.

REICHOW, M. K. ET AL. $^{40}Ar/^{39}Ar$ dates from the West Siberian Basin: Siberian flood basalt province doubled. **Science,** n.296, 1846-1849, 2002.

REIDEL, S. P.; FECHT, K. R. The Huntzinger flow: evidence of surface mixing of the Columbia River Basalt and its petrogenetic implications. **Geological Society of America Bulletin** v. 98, p.664–677, 1987.

REIDEL, S. P.; HOOPER, P. R. (Eds). Volcanism and Tectonism in the Columbia River flood-basalt province. Boulder, CO, **Geological Society of America**, Special Paper 239, p. 296-306, 1989.

RENNE, P. et al. The age of Paraná flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous boundary. **Science**, v. 258, n. 5084, p. 975-979, 1992.

RESENDE, M. *et al*. **Pedologia:** base para distinção de ambientes. Viçosa: [s.n], 338 p., 2002.

REZENDE, W. M. Post Paleozoic geotectonics of South America related to plate tectonics and continental drift. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26., 1972, Belém. **Anais**... Belém: SBG, v. 3, p. 205-210, 1972.

RICCOMINI, C. Bacias sedimentares continentais eocretáceas do Sul e Sudeste do Brasil. Aracaju, SBG, Congr. Bras. Geol., 43, p. 109, 2006.

ROISENBERG, A. **Petrologia e geoquímica do vulcanismo ácido Mesozóico da província meridional da bacia do Paraná.** 1989, 285 f**.** Tese (Doutorado em Geologia). Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1989.

ROMANINI, S. J.; ALBUQUERQUE, L. F. F. Geological, geochemical and potentiality aspects of Ni-Cu-PGE deposits of the Paraná Basin magmatism. **Informe de Recursos Minerais - Série Metais do Grupo da Platina e Associados**, Porto Alegre, n. 29, 71 p., 2001.

ROSA FILHO, E. F. SALAMUNI, R.; BITTENCOURT, A. V. L. Contribuição ao estudo das águas subterrâneas nos basaltos no Estado do Paraná. **Boletim Paranaense de Geociências**, Curitiba, n. 37, p. 22-52, 1987.

ROSENSTENGEL, L. M.; HARTMANN, L. A.; COSTA, A. F. U.; WILDNER, W. Levantamento geofísico do distrito mineiro de Ametista do Sul, Rio Grande do Sul, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 44., 26-31 out. 2008, Curitiba, PR. **Anais...** Curitiba: 2008.

ROUTHIER, P. **Les gisements métallifères: géologie et principes de recherche**, Paris : Masson et Cie, 1963. 2 v.

RÜEGG, N. R.; DUTRA, C. V. Short note on trace elements content of undifferentiated basaltic rocks of the state of São Paulo. **An. Acad. Bras. Ciências**, São Paulo, v. 37, n. 2-4, p. 491-496, 1965.

RÜEGG, N. R. Aspectos geoquímicos, mineralógicos e petrográficos de rochas basálticas da Bacia do Paraná. 196 f. Tese (Doutorado em Geociências) -, Departameto de. Mineralogia e Petrologia, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1969.

RYABOV, V. V. Model of dynamic differentiation of intrusive traps in the northwestern Siberian platform. **Soviet. Geol. Geoph**., v. 32, n. 11, p. 15-20, 1991.

RYABOV, V. V.; ZOLOTUKHIN, V. V. **Minerals of differentiated traps**. Nauka : Novosibirsk, 392 p., 1977.

SAEMUNDSSON, K. East African rift system - an overview. Short Course III on Exploration for Geothermal Resources, UNU-GTP and KenGen, Lake Naivasha, Kenya, October 24 - November 17, 2008.

SARTORI, P. L.; MACIEL FILHO, C.; MENEGOTTO, E. Contribuição ao estudo das rochas vulcânicas da Bacia do Paraná na região de Santa Maria, RS. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 5, p. 141-159, 1975.

SAUNDERS, A. D.; FITTON, J. G.; KERR, A. C.; NORRY, M. J.; KENT, R. W. The North Atlantic igneous province. In*:* MAHONEY, J. J.; COFFIN, M. F. (Eds.), **Large Igneous Provinces.** AGU Geophys. Monogr., p. 45-94, 1997.

SCHAEFER, C. J.; KATTENHORN, S. A. Characterization and evolution of fractures in low-volume pahoehoe lava flows, Eastern Snake River Plain, Idaho. **GSA Bulletin** n. 116, p. 322-336, 2004.

SCHERER, C. M. Preservation of aeolian genetic units by lava flows in the Lower Cretaceous of the Paraná basin, Southern Brazil. **Sedimentology,** Oxford, v. 49, n.1, p. 97-116, 2002.

SELF, S.; KESZTHELYI, L.; THORDARSON, T. The importance of pahoehoe. Annual *Review of Earth Planetary Sciences*, v. 26, p. 81-110, 1998.

SCHLISCHE, R. W.; WITHJACK, M. O. Rift Basin Architecture and Evolution. **Geological Society of America Bulletin**, v. 32, n. 1, p. A-63. 2000.

SCHMINCKE, H.U. Stratigraphy and petrography of four upper Yakima basalt flows in south-central Washington. **Geol. Soc. Amer. Bull**. 78, p. 1385-1422, 1967.

SCHÖLL, W.U. Geologia do Grupo Açungui na região a noroeste de Rio Branco do Sul (PR). SBG, Simp. Reg. Geol., 1, Curitiba, **Atas…** p. 170-184, 1981.

SELF, S. How do continental flood lava flows attain their great length and size? In: SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 4., 2008, Foz do Iguaçu. **Resumos Expandidos**. Foz do Iguaçu: SBG, 2008. 1 CD-ROM.

SELF, S.; THORDARSON, Th.; KESZTHELYI, L. Emplacement of continental flood basalt lava flows. **AGU Geophysical Monograph**, 100, p. 381-410, 1997.

SHAW, H. R.; SWANSON, D. A. Eruption and flow rates of flood basalts. In: COLUMBIA RIVER BASALT SYMPOSIUM*, 2th., 1970,* Cheney. **Proceedings…** Cheney: East Washington State College Press, p.271–299, 1970.

SCHMINCKE, H.U., SWANSON, D.A. Laminar viscous flowage structures in ash-flow tuffs from Gran Canaria, Canary Islands. **Journal of Geology,** v. 75, p. 641–664, 1967.

SHETH,H.C. The timing of crustal extension, diking, and eruption of the Deccan flood basalts. **International Geology Review**, v. 42, No. 11, pp. 1007-1016, 2000.

SHETH, H. C.; MAHONEY, J. J.; CHANDRASEKHARAM, D. Geochemical stratigraphy of Deccan flood basalts of the Bijasan Ghat section, Satpura Range, India. **Journal of Asian Earth Sciences**, v. 23, n. 1, p. 127-139, 2004.

SINGLE, R. T.; JERRAM, D. A. The 3D facies architecture of flood basalt provinces and their internal heterogeneity: examples from the Palaeogene Skye Lava Field. **Journal of the Geological Society***,* v. 161, n. 6, p. 911-926, 2004.

SIVIERO, R. S.; RAMAGE, L.; MENEGAT, R.; MIZUSAKI, A. M. P. Caracterização dos ignimbritos da Formação Serra Geral na região de Sananduva, terra indígena de Ligeiro, RS. In: SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 3. 2005. Cabo Frio. **Anais...** Disponível em: <http://www.simpvulc2005.ggf.br>. Acesso em 12/06/2007.

SOARES, P.C. Tectônica sinsedimentar cíclica na Bacia do Paraná - Controles. Tese (Professor Titular), 1991, 148 p. Departamento de Geologia, UFPR, Curitiba, 1991.

SOARES, P.C.; BARCELLOS, P.E.; CSORDAS, S.M.; MATTOS, J.T.; BALIEIRO, M.G.; MENESES, P.R.Lineamentos em imagens Landsat e Radar e suas implicações ao conhecimento tectônico da bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 2, 1982, Brasília, DF. **Anais**... Brasília, DF: INPE, v.2, p. 143-156, 1982.

SUBBARAO, K. V.; HOOPER, P. R. Reconnaissance map of the Deccan basalt group in the Western Ghats, India Scale 1:100 000. Deccan Flood Basalts. **Geological Society of India Memoir***,* **10**, Bangalore. s.p., 1988.

SUBBARAO, K. V., CHANDRASEKHARAM, D.; NAVANEETHAKRISHNAN, P.; HOOPER, P. R. Stratigraphy and structure of parts of the Central Deccan Basalt Province: eruptive models. In: SUBBARAO, K. V. (Ed.) **Volcanism (Radhakrishna Volume)**. New Delhi : Wiley, p. 321–332, 1994.

SWANSON, D. A.; WRIGHT, T. L. Bedrock geology of the northern Columbia Plateau and adjacent areas. In: BAKER; V. R.; NUMMEDAL, D., (Eds.). **The Channeled Scabland (a guide to the geomorphology of the Columbia Basin.** Washington: National Aeronautics and Space Administration, p. 37-57, 1978.

SWANSON, D. A., WRIGHT, T. L. CAMP, V. E., GARDNER, J. N., HELZ, R. T., PRICE, S. M., REIDEL, S. P., AND ROSS, M. E. Reconnaissance geologic map of the Columbia River Basalt Group, Pullman and Walla Walla quadrangles, southeast Washington and adjacent Idaho: U.S. Geol. Survey Misc. Geol. Inv. Map 1-1139, scale 1:250,000. 1979.

SZUBERT, E. C.; GRAZIA, C. A.; SHINTAKU, I. **Projeto Cobre em Itapiranga**: relatório final. Porto Alegre: CPRM/SUREG, 1979, 3 v.

TEGNER, C.; LESHER, C. E.; LARSEN, L. M.; WATT, W. S. Evidence from the rare-earth element record of mantle melting for cooling of the Tertiary Iceland plume. **Nature**, n. 395, p. 591–594, 1998.

TEIXEIRA, W. **Projeto RADAM-BRASIL:** Folhas SH.22/Porto Alegre, SI.22/Lagoa Mirim e SH.21/Uruguaiana. Interpretação de dados radiométricos e evolução geocronológica. Florianópolis: DNPM, 1982.

TEIXEIRA, E. A. Generalidades sobre Cobre no Rio Grande do Sul. **Boletim** n. 48, Divisão de Fomento da Produção Mineral, DNPM. 1941.

THEODORO, S. C. H. **A fertilização da terra pela terra:** uma alternativa para a sustentabilidade do pequeno produtor rural**.** 225 f. Tese (Doutorado em Agronomia). Departamento de Agronomia, Universidade de Brasília, Brasília, 2000.

THOMPSON, J. F. H.; NALDRETT, A. J. Sulphide-silicate reactions as a guide to Ni-Cu mineralization in central Maine, USA. In: BUCHANAN, D.L.; JONES, M. J.,(Eds.) **Sulphide Deposits of Mafic and Ultramafic Rocks**. [S.l] Inst. Mining Metall., p. 103-113, 1982.

THORDARSON, T. Emplacement of mafic lava flows: role of insulated transport and inflation. **Geophysical Research Abstracts**, v. 8, p.101-124, 2006.

TOLAN, L. T. Revision of the estimates of the areal extent and volume of the Columbia River Basalt Group. Boulder, CO, **Geological Society of America Special Paper 239**, p. 1-20, 1989.

TOPLIS, M. J.; CARROLL, M. R. Differentiation of ferro-basaltic magmas under conditions open and closed to oxygen: implications for the Skaergaard intrusion and other natural systems. **Journal of Petrology**, v. 37, n. 4, p. 837-858, 1996.

TREDOUX M.; LINDSAY, N. M.; DAVIES G.; MCDONALD, I. The fractionation of platinum-group elements in magmatic systems, with the suggestion of a novel causal mechanism. **South African Journal of Geology**, v. 98, p. 157-167, 1995.

TURNER, S. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision 40Ar-39Ar geochronology. **Earth and Planetary Science Letters.** Amsterdam, v.121, n. 3-4, p.333-348, 1994.

UMANN, L. V.; LIMA, E. F.; SOMMER, C. A.; LIZ, J. D. Vulcanismo ácido da região de Cambará do Sul-RS: litoquímica e discussão sobre a origem dos depósitos. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 31, p. 357-364, 2001.

URE, A. M.; BERROW, M. L. . The elemental constituents of soils. In: BOWEN, H. J. M. (Ed.) **Royal Society of Chemistry**, London: Environmental Chemistry, v. 2, p. 94-204, 1982.

VAIL, P. R.; MITCHUM, R. M.; THOMPSON, S. **Seismic stratigraphy and global changes o sea level, part 3: relative changes of sea level from coastal onlap**. Tulsa : [s.n.]. **AAPG Memoir,** v. 26, p. 63-81, 1977.

VASCONCELLOS, E. M. G.; LICHT, O. A. B.; BRAGA, L. S.; BITTENCOURT, A. V. L. Gabros da Bacia do Paraná: aspectos petrográficos e geoquímicos. In: VIII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 8., 2001, Curitiba; SIMPÓSIO DE GEOQUÍMICA DOS PAÍSES DO MERCOSUL, 1., 2001, Curitiba. **Anais...** Curitiba: SBGeq., s.p., 2001.

VIDOTTI, R. M.; EBINGER, C. J.; FAIRHEAD, J. D. Gravity signature of the western Paraná basin, Brazil. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 159, n. 3-4, p. 117-132, 1998.

VOGEL, D. D.; KEAYS, R. R. The petrogenesis and platinum-group element geochemistry of the Newer Volcanic Province, Victoria, Australia. **Chemical Geology**, v. 136, p. 181-204, 1997.

VOGTMANN, H.; WAGNER, R. **Agricultura Ecológica**: Teoría y Práctica. Porto Alegre : Mercado Aberto, 168p., 1987.

WAGER, L. R.; DEER, W. A. Geological investigations in east Greenland. Part III. The petrology of the Skaergaard intrusion, Kangerdlugssuaq, East Greenland. **Meddelelser om Grønland,** v. 105, n. 4, 352 p., 1939.

WAICHEL, B. L. **Estruturação de derrames e interações lava-sedimento na porção central da Província Basáltica Continental do Paraná.** 2006, 285 f. Tese (Doutorado em Geociências). Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2006.

WAICHEL, B. L.; LIMA, E. F.; LUBACHESCKY, R.; SOMMER, C. A. Peperitos da Formação Serra Geral: um exemplo da porção oeste do Estado do Paraná, Brasil. In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 3, 2005, Cabo Frio. **Anais**... Cabo Frio : SBG, p. 213-217, 2005.

WALKER, G.P.L. Re-evaluation of inclined intrusive sheets and dykes in the Cuillins volcano, Isle of Skye. In: Magmatic Processes and Plate Tectonics, Geol. Soc., London, Spec. Publ. v. 76, p. 489-497, 1993.

WEDEPOHL, K. **Handbook of Geochemistry.** Berlin: Springer, 1978.

WHITE, W. M. **Geochemistry**. Cornell University, Online textbook. Disponível em: <http://www.geo.cornell.edu/geology/classes/Chapters/.>. Acesso em: 12/08/2007.

WHITE, I. C. **Relatório final da Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brasil**. Rio de Janeiro: DNPM, 617 p., 1908.

WHITE, R.; McKENZIE, D. Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts. **Journal of Geophysical Research, AGU**, v. 94, n. B6, p. 7685-7729, 1989.

WHITTINGHAM A.M. Geological features and geochemistry of the acidic units of the Serra Geral Formation, south Brazil. IAVCEI abstracts: Santa Fé, New Mexico. p.293, 1989.

WILDNER, W.; BRITO, R. S. C. Do we have the necessary ingredients for a magmatic Ni-Cu-PGE deposit on the Paraná continental flood basalt province? In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE METALOGENIA, **1**, 2005, Gramado. **Resumos...** Porto Alegre: CBGq, 2005. 1 CD-ROM.

WILDNER, W.; ARIOLI, E. E. Aspectos gerais da área. In: WILDNER, W.; BRITO, R. S. C.; LICHT, O. A. B.; ARIOLI, E. E. **Geologia e Recursos Minerais do Sudoeste do Paraná.** Brasília: CPRM, 2006. p. 6-8. Convênio CPRM/ MINEROPAR.

WILDNER, W.; SANDER, A. Características litoquímicas do magmatismo. In: WILDNER, W.; BRITO, R. S. C.; LICHT, O. A. B.; ARIOLI, E. E. **Geologia e Recursos Minerais do Sudoeste do Paraná.** Brasília: CPRM, 2006. p. 36-42. Convênio CPRM/ MINEROPAR.

WILDNER, W. *et al*. **Geologia e petrografia**. In: WILDNER, W.; BRITO, R.S.C. de; LICHT, O.A.B.; ARIOLI, E.E. **Geologia e Recursos Minerais do Sudoeste do Paraná.** Brasília : CPRM, 2006. p. 9-35. Convênio CPRM/ MINEROPAR.

WILDNER, W.; BRITO, R. S. C.; LICHT, O. A. B.; ARIOLI, E. E. **Geologia e Recursos Minerais do Sudoeste do Paraná.** Brasília: CPRM, 2006. p. 9-35. Convênio CPRM/ MINEROPAR.

WILLIAMSON, I. T.; BELL, B. R. The Palaeocene lava field of west-central Skye, Scotland: stratigraphy, palaeogeography and structure. T*r*ansactions of the Royal Society of Edinburgh, **Earth Sciences**, v. 85, p. 39-75, 1994.

WINTER, M. **WebElements**. 1998. <http://www.shef.ac.uk/~chem/ web-elements>. Acesso em 5/07/2004.

WOLFF, J.A.; WRIGHT, J.V. Rheomorphism of welded tuffs. Jour. **Volcanology and Geothermal Research**, v. 10, n. 1-4, p. 13-34, 1981.

WOODEN, J. L. *et al*. Isotopic and trace-element characterization of the Siberian continental flood basalts of the Noril'sk area. **Geochim. Cosmochim. Acta**, v. 57, p. 3677-3704, 1993.

ZALÁN, P. V. *et al*. Tectônica e sedimentação da bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, 1987, Curitiba. **Atas...** Curitiba: SBG, v. 1, p. 441-477, 1987.

ZALÁN, P. V.; WOLFF, S.; ASTOLFI, M. A. M.; VIEIRA, L. S.; CONCEIÇÂO, J. C. J.; APPI, V. T.; NETO, E. V. S.; CERQUEIRA, J. R.; MARQUESA, A. The Paraná Basin, Brazil. In: LEIGHTON, M. W.; KOLATA, D. R.; EIDEL, J. J.*Interior cratonic basins*. Tulsa: **AAPG Memoir,** v. 51, p. 681-708, 1990.

ZIENTEK, M. L..; LIKHACHEV, A. P. Compositional constraints on the genesis of ore deposits of the Noril'sk-Talnakh district, Siberia. **Canadian Mineralogist, Abstract**, v. 30, n. 2, 1992.

ZOLOTUKHIN, V. V.; RYABOV, V. V.; VASIL'EV, Yu.R.; SHATKOV, V. A. **Petrology of the Talnakh ore-bearing differentiated trap intrusions.** Novosibirsk: Nauka, 432 p., 1975.

ZOLOTUKHIN, V. V.; AL'MUKHAMEDOV, A. I. Basalts of the Siberian platform: occurrence, composition and mechanism of formation. In: POLYAKOV, G. V., (Ed.) Traps of Siberia and the Deccan: Signatures of similarity and diversity. Novobirsky: Nauka Press, p. 7-39, 1991.