

EDIR EDEMIR ARIOLI

**ARQUITETURA FACIOLÓGICA DA SEQÜÊNCIA VULCÂNICA E O
SIGNIFICADO EXPLORATÓRIO DAS ANOMALIAS GEOQUÍMICAS DE
ELEMENTOS DO GRUPO DA PLATINA (EGP) E METAIS ASSOCIADOS
NO SISTEMA MAGMÁTICO SERRA GERAL, ESTADO DO PARANÁ,
BRASIL**

Tese apresentada ao Curso de Pós-Graduação em Geologia, área de concentração Geologia Exploratória, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, como requisito parcial à obtenção do título de Doutor em Geologia.

Orientadora:

Prof^a. Dr^a. Eleonora Maria Gouvêa Vasconcellos

Co-orientadores:

Prof. Dr. Otavio Augusto Boni Licht

Prof. Dr. Alfonso Schrank

CURITIBA
2008

A712a

Arioli, Edir Edemir

Arquitetura faciológica da seqüência vulcânica 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 [manuscrito] / Edir Edemir Arioli. – 2008.
[20], 194, 38f. : il. [algumas color.] ; 30 cm.

Impresso.

Tese (doutorado) – Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Curso de Pós-Graduação em Geologia, Área de concentração em Geologia Exploratória, 2008.

“Orientadora: Profª. Drª. Eleonora Maria Gouvêa Vasconcellos, co-orientadores: Prof. Dr. Otavio Augusto Boni Licht e Prof. Dr. Alfonso Schrank”.

Bibliografia: f. 171-191.

1. Minas e recursos minerais - Paraná. 2. Platina. 3. Basalto - Paraná. 4. Geologia - Pesquisa. I Universidade Federal do Paraná. II Vasconcellos, Eleonora Maria Gouvêa, 1965-. III Licht, Otavio Augusto Boni. IV. Schrank, Alfonso. V. Título.

CDD: 558.162

Bibliotecário: Arthur Leitis Junior - CRB 9/1548

À
minha família

*The important thing in science is not so much to obtain new facts
as to discover new ways of thinking about them.*
Sir William Lawrence Bragg

TERMO DE APROVAÇÃO

EDIR EDEMIR ARIOLI

“SIGNIFICADO EXPLORATÓRIO DAS ANOMALIAS GEOQUÍMICAS DE ELEMENTOS DO GRUPO DA PLATINA (EGP) E METAIS ASSOCIADOS NO SISTEMA MAGMÁTICO SERRA GERAL, ESTADO DO PARANÁ, BRASIL”

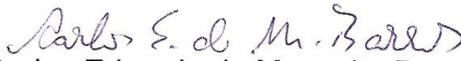
Tese de Doutorado aprovada como requisito parcial para obtenção do grau de Doutor no Curso de Pós-Graduação em Geologia, com área de concentração em Geologia Exploratória, da Universidade Federal do Paraná, pela Comissão formada pelos Professores:



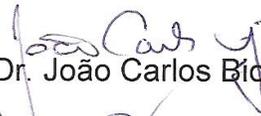
Prof. Dr. Valdecir de Assis Janasi - USP



Prof^a. Dr^a. Márcia Elisa Boscato Gomes - UFRGS



Prof. Dr. Carlos Eduardo de Mesquita Barros - UFPR



Prof. Dr. João Carlos Biondi - UFPR



Prof^a. Dr^a. Eleonora Maria Gouvêa Vasconcellos - UFPR
Presidente

Curitiba, 05 de dezembro de 2008.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	vi
RESUMO	vii
ABSTRACT	viii
CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO	1
1.1 ÁREA DE ESTUDO	1
1.2 OBJETIVOS	4
1.2.1 Objetivo geral	4
1.2.2 Objetivos específicos	4
1.3 PROPOSTA DA TESE	4
1.4 ESCOPO DA TESE	6
1.5 ORIGEM DOS DADOS GEOQUÍMICOS DE SAD	7
CAPÍTULO 2 – MAGMATISMO BÁSICO CONTINENTAL	9
2.1 MAGMATISMO MESOZÓICO DA BACIA DO PARANÁ	9
2.1.1 A Bacia do Paraná	9
2.1.1.1 Distribuição geográfica	9
2.1.1.2 Evolução geológica	11
2.1.1.3 Arcabouço tectono-estrutural	15
2.1.2 O Sistema Magmático Serra Geral	17
2.1.2.1 Faciologia litogeoquímica	17
2.1.2.2 Compartimentação regional	20
2.1.2.3 Idades	22
2.1.2.4 Evolução petrogenética	22
2.1.2.5 Estratigrafia	23
2.2 MAGMATISMO BÁSICO DA PLATAFORMA SIBERIANA	25
2.2.1 Distrito mineiro de Noril'sk-Talnakh	25
2.2.1.1 Seqüência vulcânica	25
2.2.1.2 Intrusões diferenciadas	30
2.2.1.3 Intrusões mineralizadas	32
2.2.1.3.1 Generalidades	32
2.2.1.3.2 Zonalidade interna	33
2.2.1.3.3 Litogeoquímica e química mineral	38
2.3 MAGMATISMO TOLEÍTICO DA GROENLÂNDIA ORIENTAL	42
2.3.1 Seqüência vulcânica	42
2.3.2 Intrusões mineralizadas	45
2.3.2.1 Complexo diferenciado Skaergaard	45
2.3.2.2 Complexo diferenciado Kap Edvard Holm	51
2.3.2.3 Complexo diferenciado Kruise Fjord	51
CAPÍTULO 3 - FUNDAMENTOS TEÓRICOS	53
3.1 COMPORTAMENTO GEOQUÍMICO DOS METAIS NOBRES	53
3.1.1 Afinidade geoquímica	53

3.1.2 Fracionamento dos elementos nos líquidos silicatados e sulfetados	55
3.1.2.1 Coeficiente de partição entre sulfetos e silicatos	56
3.2.1.2 Formação de soluções sólidas monossulfetadas	57
3.1.2.3 Substituição de cátions nos óxidos	58
3.2. MODELOS EXPLORATÓRIOS DE DEPÓSITOS DE Ni-Cu-EGP	60
3.2.1 Conceitos básicos	60
3.2 Evolução dos modelos de depósitos de Ni-Cu-EGP	61
3.2.3 Modelos de depósitos de Ni-Cu-EGP	62
a) Associação com óxidos	64
b) Associação com sulfetos	65
c) Associação com silicatos	65
CAPÍTULO 4 - MATERIAIS E MÉTODOS	67
4.1 COMPILAÇÃO BIBLIOGRÁFICA	67
4.2 FOTOINTERPRETAÇÃO	68
4.3 TRATAMENTO DE IMAGENS DE SATÉLITE	68
4.4 ATIVIDADES DE CAMPO	70
4.4.1 Perfilagem geológica	70
4.5 ENSAIOS E ANÁLISES DE LABORATÓRIO	72
4.5.1 Petrografia	72
4.5.2 Litogeoquímica	73
4.5.3 Microscopia eletrônica de varredura	74
4.6 ORGANIZAÇÃO E TRATAMENTO DE DADOS	76
CAPÍTULO 5 - RESULTADOS OBTIDOS	77
5.1 GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO	77
5.1.1 Introdução	77
5.1.2 Arquitetura faciológica	78
5.1.3 Estrutura interna dos derrames de basalto	80
5.1.3.1 Feições de resfriamento	83
5.1.3.1.1 Estrutura zonada	83
5.1.3.1.2 Disjunção colunar	83
5.1.3.1.3 Entablamento	87
5.1.3.2 Feições de fluxo	94
5.1.3.3 Feições de inflação	96
5.1.3.4 Feições de cristalização	99
5.1.3.5 Feições de segregação e diferenciação magmática	100
5.1.4 Classificação morfológica de derrames	104
5.1.5 Fácies e associações de fácies	114
5.1.5.1 Introdução	114
5.1.5.2 Associação de derrames lobados, brechas vulcanoclásticas e rochas sedimentares	116
5.1.5.2.1 Derrames lobados	117
5.1.5.2.2 Brechas vulcanoclásticas	119
5.1.5.2.3 Rochas sedimentares	122

5.1.5.3 Associação de derrames tabulares	123
5.1.5.3.1 Derrames tabulares com entablamento sigmoidal	124
5.1.5.3.2 Derrames tabulares com entablamento em cunha	126
5.1.5.3.3 Derrames tabulares com entablamento em leque	129
5.1.5.3.4 Gabros pegmatóides	131
5.1.5.4 Associação de rochas ácidas e intermediárias	132
5.1.5.5 Associação de rochas subvulcânicas	135
5.1.5.5.1 Diques de diabásio	135
5.1.5.5.2 Soleiras de diabásio	136
5.1.6 Sucessão estratigráfica	138
5.2 PETROGRAFIA	141
5.2.1 Derrames lobados	141
5.2.2 Derrames tabulares	141
5.2.3 Rochas ácidas e intermediárias	146
5.2.4 Rochas vulcanoclásticas	147
5.2.5 Rochas sedimentares	147
5.2.3 Diabásio	148
5.3. LITOGEOQUÍMICA	148
5.3.1 Geoquímica de rocha total	148
5.3.2 Microscopia eletrônica de varredura - MEV	159
CAPÍTULO 6 - DISCUSSÃO	165
CAPÍTULO 7 - CONCLUSÕES	170
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	173

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1 – Localização da área de estudo	2
Figura 2 – Mapas geoquímicos, de susceptibilidade magnética, geologia e estruturas do embasamento da Bacia do Paraná	3
Quadro 1 – Metodologia analítica do LGMBD	8
Figura 3 – Distribuição da Formação Serra Geral na Bacia do Paraná	10
Figura 4 – Estruturas do embasamento da Bacia do Paraná	13
Tabela 1 – Magmas-tipo da Formação Serra Geral	18
Figura 5 – Distribuição de idades radiométricas ^{40}Ar - ^{39}Ar na Formação Serra Geral	23
Figura 6 – Mapa geológico do distrito mineiro de Noril'sk-Talnakh	27
Quadro 2 – Coluna estratigráfica do distrito mineiro de Noril'sk-Talnakh	30
Figura 7 – Seção geológica esquemática da intrusão de Noril'sk	35
Figura 8 – Mapa geológico da Groenlândia Oriental	43
Figura 9 – Mapa geológico da intrusão de Skaergaard	46
Figura 10 – Seção geológica esquemática da intrusão de Skaergaard	47

Quadro 3 – Atributos dos depósitos de metais preciosos de Skaergaard	49
Tabela 2 – Propriedades atômicas fundamentais dos metais nobres e associados	53
Quadro 4 – Ordens de preferência na precipitação de Ni-Cu-EGP e metais associados	60
Quadro 5 – Feições diagnósticas da arquitetura faciológica	80
Figura 11 – Estrutura interna de um derrame tabular de basalto maciço	81
Quadro 6 – Processos e feições litológicas e estruturais de derrames de basalto	82
Figura 12 – Espessa zona vesicular de topo em derrame tabular de basalto maciço	84
Figura 13 – Vesículas aglutinadas nos planos de fluxo e inflação de derrame tabular	85
Figura 14 – Espiráculos mostrando escape de gases nas bordas de um lobo	86
Figura 15 – Seção basal de prismas hexagonais em derrame tabular	88
Figura 16 – Marcas de bisel com fratura subconchoidal em basalto hipovítreo	88
Figura 17 – Marcas de bisel em basalto fanerítico	89
Figura 18 – Entablamento sigmoidal em derrame tabular de basalto maciço	90
Figura 19 – Entablamento em cunha em derrame tabular de basalto maciço	92
Figura 20 – Padrão da disjunção em cunha, vista em planta	93
Figura 21 – Entablamento em leque desenvolvida sobre disjunção colunar	93
Figura 22 – Entablamento caótica em derrame tabular de basalto maciço	94
Figura 23 – Disjunção tabular truncada na base de derrame tabular	95
Figura 24 – Espiráculos inclinados no sentido do fluxo, na base de derrame lobado	96
Figura 25 – Brecha de topo de derrame cimentada por sílica cristalina	98
Figura 26 – Entablamento em leque em derrame tabular	99
Figura 27 – Glóbulos de vidro argilizado em gabro pegmatóide	101
Figura 28 – Soleira interna de basalto vesicular em basalto maciço	102
Figura 29 – Espiráculo em derrame tabular	103
Figura 30 – <i>Stockwork</i> de gabro pegmatóide	105
Figura 31- Augita de hábito fibro-radiado em contato de gabro pegmatóide	106
Figura 32 – Lobos centimétricos a decimétricos em derrame lobado	109
Figura 33 – Porção lenticularizada de derrame lobado sobre peperito	110
Figura 34 – Superfície em corda de derrame lobado	111
Figura 35 – Brecha vulcanoclástica	111
Figura 36 – Brecha peperítica ou peperito	112
Figura 37 – Camada de arenito fino entre derrames lobados	112
Figura 38 – Laminação granodecrescente em arenito síltico	113
Figura 39 – Lobos escoriáceos em derrame lobado	119
Figura 40 – Blocos e bombas de basalto vesicular em peperito	121
Figura 41 – Gretas de contração em arenito síltico	123
Figura 42 – Entablamento sigmoidal em derrame tabular de basalto maciço	126
Figura 43 – Zona vesicular de topo em derrame tabular com entablamento em cunha	127
Figura 44 – Lobos de basalto hipovítreo com entablamento em leque	130
Figura 45 – Bandeamento lenticularizado em riodacito	133
Figura 46 – Vitrófiro na base de ignimbrito reomórfico	134
Quadro 7 – Estratigrafia do ignimbrito reomórfico, na região de Guarapuava	135
Figura 47 – Diabásio com alteração característica	138
Figura 48 – Coluna estratigráfica da Formação Serra Geral, na área de estudo	140
Figura 49 – Intercrescimento em cruz de augita e andesina	142

Figura 50 – Magnetita esquelética em basalto porfirítico	142
Figura 51 – Cristal de olivina substituída por iddingsita	143
Figura 52 – Mesóstase vítrea parcialmente desvitrificada	144
Figura 53 – Zona de contato entre basalto e gabro pegmatóide	145
Tabela 3 – Composição modal dos basaltos de derrames tabulares e lobados	146
Figura 54 – Classificação de rochas básicas e ácidas da Formação Serra Geral	150
Figura 55 – Diagrama AFM das amostras de rochas básicas	151
Figura 56 – Magmas-tipo da área de estudo	152
Figura 57 – Variações de teores de óxidos principais em função do # <i>mg</i>	154
Figura 58 – Variações de teores de Cr, Ba, La, Ni, Y e Zr em função do # <i>mg</i>	155
Figura 59 – Variação de teores de Cu em função de MgO	158
Figura 60 – Variação de teores de Pt + Pd em função de FeO _t	158
Figura 61 – Variação da razão Pd/Pt em função de FeO _t	159
Figura 62 – Imagens de MEV em amostras de basalto e gabro pegmatóide	162
Figura 63 – Imagens de MEV em amostras de basalto e gabro pegmatóide	163
Tabela 4 – Dados de EDS em amostra de basalto	164
Quadro 8 – Comparação entre os modelos Noril'sk-Talnakh e Skaergaard	167

ANEXOS

- Anexo 1 – Mapa Geológico da Área de Estudo
- Anexo 2 – Banco de dados litogeoquímicos
- Anexo 3 – Laudos de MEV-EDS

AGRADECIMENTOS

Aos membros da Coordenação do Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal do Paraná, pelo voto de confiança na aprovação do meu Projeto Individual de Pós-Graduação.

Aos meus orientadores, pela relevância e pertinência das suas recomendações em campo, laboratório e na elaboração da tese.

Aos revisores do relatório de qualificação, pela contribuição das suas críticas e sugestões à correção no tratamento e interpretação de dados, à redação e estruturação da tese.

Aos professores das disciplinas de pós-graduação, pelo incentivo e disponibilidade no fornecimento de sugestões e materiais de estudo.

À geóloga e mestranda Kelita Lopes Bonnet, pelo apoio na execução de campanhas de mapeamento e no tratamento de dados.

Aos estagiários Eimmy dos Santos, Paulo Gabriel Cordeiro, Gabriel Felipe Moretti e Emanuela do Nascimento, pelo apoio no tratamento estatístico de dados e na geração de ilustrações para a tese.

À bibliotecária Marlene Mengarda Martelli e às estagiárias do Centro de Informações Minerais Riad Salamuni, pelo apoio na pesquisa bibliográfica e na normatização da tese.

Ao técnico Adilson Dalagassa, do Laboratório de Laminação da UFPR, pela qualidade dos seus serviços na confecção das lâminas petrográficas de amostras.

Ao geólogo Sérgio Tokunaga, do Centro de Microscopia Eletrônica da UFPR, pelo apoio na execução das análises.

Ao Dr. Onildo João Marini, pelo fornecimento de cópias de documentos originais sobre o distrito mineiro de Noril'sk – Talnakh, em especial o volume comemorativo de 50 anos da mina de Noril'sk, de valor inestimável para qualquer estudante da metalogenia das províncias de basaltos continentais.

Aos pesquisadores Dave W. Peate, Anthony J. Naldrett, Jens C. Ø. Andersen, Dougal Jerram, Stephen Self, José Viramonte, Martin Menzies, Kaigala V. Subbarao, Ninad Bondre, Daniel Kontak e Amenti Abraham, pela abundância de dados, textos e comentários enviados ou oferecidos em contatos pessoais.

À Diretoria Executiva da MINEROPAR, pelo apoio à realização do doutorado e pela liberação de horários para cumprir o cronograma acadêmico.

Aos colegas da MINEROPAR, por compartilharem expectativas e realizações.

À minha família, pelo estoicismo.

RESUMO

O presente estudo foi desenvolvido com o objetivo de avaliar a importância das anomalias geoquímicas de Ni-Cu-EGP e metais associados, detectadas pela MINEROPAR em sedimentos de corrente e solo, tendo em vista a prospecção de depósitos primários no Sistema Magmático Serra Geral, na região Sudoeste do Estado do Paraná. Este objetivo foi alcançado com a identificação dos controles geológicos sobre a distribuição regional das anomalias geoquímicas, das espécies minerais que contêm os metais anômalos e das fases petrogenéticas envolvidas. Os resultados do estudo são comparados com a tipologia de jazidas de Ni-Cu-EGP, visando o enquadramento teórico dos dados obtidos. A área de estudo abrange a faixa de distribuição de teores anômalos de Ni-Cu-EGP e metais associados (Cr e Au, principalmente), bem como áreas contíguas com teores normais, dentro do território paranaense. O mapeamento geológico, executado nas escalas de 1:100.000 e 1:250.000, e integrado na escala de 1:650.000, levou à subdivisão da Formação Serra Geral em quatro associações faciológicas: derrames lobados de basalto vesicular, derrames tabulares de basalto maciço, diques e soleiras de diabásio e associação de rochas ácidas e intermediárias. A primeira associação compreende abundantes intercalações vulcanoclásticas e sedimentares, representando produtos de vulcanismo central, de pequenos volumes de lava e baixas taxas de erupção. A segunda associação é essencialmente destituída de intercalações vulcanoclásticas e sedimentares, registrando a fase de vulcanismo fissural, com grandes volumes de lava e altas taxas de erupção. Os diques e soleiras de diabásio, que constituem a associação de rochas subvulcânicas, correlacionam-se quimicamente aos basaltos das duas primeiras associações faciológicas. As rochas básicas da área de estudo classificam-se no diagrama TAS como basalto e basalto andesítico, enquanto as rochas ácidas são traquidacito, andesito e dacito. Os teores de Ni e Cr diminuem com o aumento dos teores de TiO_2 , de forma compatível com a associação preferencial, na região estudada, das anomalias geoquímicas com derrames lobados de basalto vesicular, que tendem a ser de baixo TiO_2 (<2%). Medidas de EDS, acoplada a MEV, acusam teores detectáveis de Ni-Cu-EGP e metais associados em inclusões em grãos de magnetita, em várias amostras de basalto e gabro pegmatóide. Considerando as limitações do método, os resultados são interpretados como indicativos da associação dos metais estudados com a fase óxido do magma basáltico. Os teores de magnetita nos basaltos agrupam-se estatisticamente em duas populações, uma com teores de 4-10% e outra com teores de 15-25%. O estudo conclui que a distribuição regional destas populações seja controlada pela facilogia dos derrames de basalto e representa o controle principal sobre a distribuição dos teores de Ni-Cu-EGP e metais associados. Derrames de ferro-basalto, de composição correspondente ao magma-tipo Paranapanema e mapeado em outras regiões como Fácies Campo Erê, apresentam de forma consistente os maiores teores desses elementos, na área de estudo. Os dados de campo e laboratório gerados pela pesquisa não confirmam a aplicabilidade do modelo metalogenético Noril'sk-Talnakh, de Ni-Cu-EGP em sulfetos maciços, ao magmatismo Serra Geral. Por outro lado, é postulada a correlação metalogenética do sistema magmático da Bacia do Paraná com o magmatismo básico da Província do Atlântico Norte, particularmente com as mineralizações de Pd-Au-Pt-Ti-V contidas em magnetita e titano-magnetita, nas intrusões básicas diferenciadas de Skaergaard e Kap Edvard Holm, na Groenlândia Oriental.

ABSTRACT

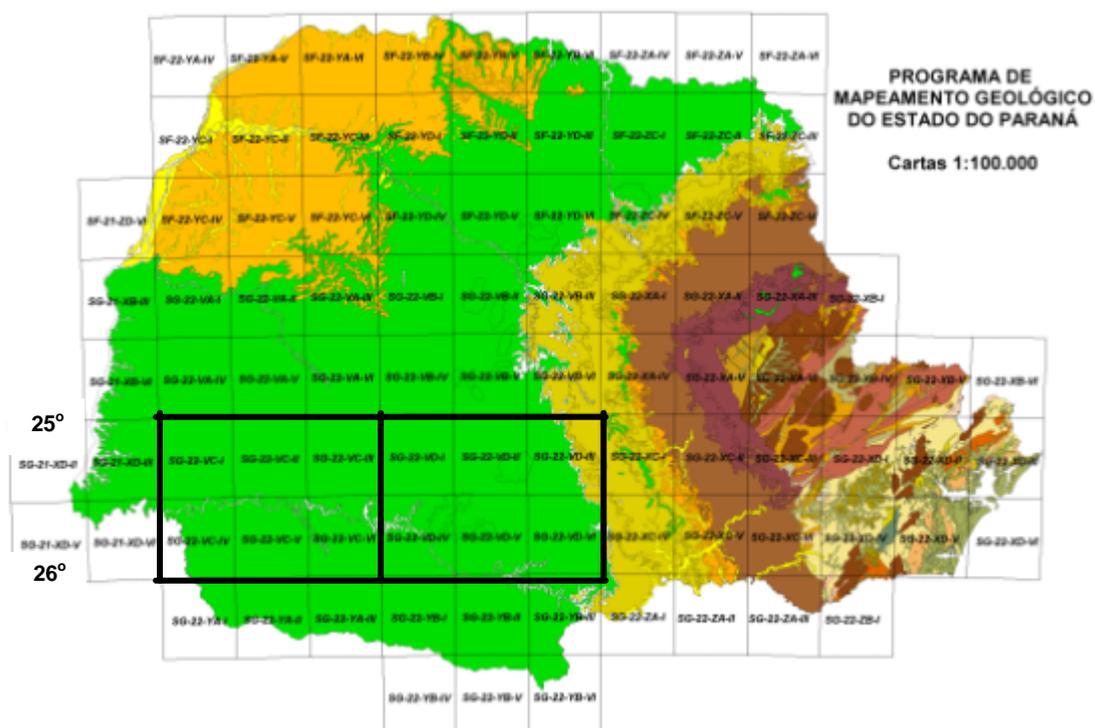
The study was carried out to assess the exploratory significance of Ni-Cu-PGE geochemical anomalies detected by MINEROPAR in stream sediment and soil samples, with the purpose of prospecting primary deposits in the Serra Geral Magmatic System, in the southwestern region of Paraná. This purpose was accomplished by the identification of the geologic controls on the regional distribution of the geochemical anomalies, the mineral species hosting the anomalous elements, and the petrogenetic phases involved in the magmatic process. The outcomes of the study are compared to the typology of Ni-Cu-PGE ore deposits, in order to establish the theoretical framework of the data produced herein. The research area covers the regional trend of the Ni-Cu-PGE anomalies, and associate metals (mainly Cr and Au), as well as contiguous areas that display background values, within the Paraná boundaries. The geologic survey, carried out at 1:100.000 and 1:250.000 scales, and integrated at 1:650.000 scale, allowed the division of the Serra Geral Formation in four main facies associations: lobate flows of vesicular basalt, tabular flows of massive basalt, diabase dikes and sills, and association of acidic and intermediate rocks. The first association comprises abundant volcanoclastic and sedimentary products, and represents the initial phase of central volcanism with small volumes of lava and low eruption rates. The second association is essentially void of volcanoclastic and sedimentary products, and records the phase of fissural volcanism with large volumes of lava and high eruption rates. The subvolcanic association of diabase dikes and sills compare to the chemical composition of both the above associations. The basic rocks of the studied area plot in the TAS diagram in the basalt and andesitic basalt fields, while the acidic rocks plot in the trachydacite, andesite and dacite fields. The magnetite contents in basalt, in the studied area, display two statistical populations, one with contents between 4% and 10%, the other between 15% and 25%. The Ni and Cr contents in basalt decrease accordingly with the increase of Fe contents, reflecting the preferential association of the geochemical anomalies to a pack of Fe-basalt tabular flows, which display the higher magnetite contents, corresponding to the Paranapanema magma type and identified elsewhere as Campo Erê Facies. EDS measurements, performed as a technique associated to MEV, display contents of Ni-Cu-PGE and other metals in inclusions of magnetite crystals, in samples of basalt and pegmatoid gabbro. Nonetheless the method limitations, the results are interpreted as indicative of the association of the studied metals with the oxide phase of the basic magma, and by means of chemical correlation, attributed to the PGE and associated elements. It is assumed, as a result, that the regional distribution of these populations is controlled by the basalt flows faciology. The field and laboratory data obtained with the study do not confirm the application of the Noril'sk-Talnakh metallogenetic model of Ni-Cu-PGE in massive sulphide deposits to the Serra Geral Magmatic System. The same data support the metallogenetic correlation of the Serra Geral magmatic system to the North Atlantic Igneous Province, particularly to the Pd-Au-Pt-Ti-V mineralization contained in magnetite and titanomagnetite, hosted by the differentiated basic complexes in Skaergaard and Kap Edvard Holm, in Eastern Greenland.

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO

1.1 ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo localiza-se na região Oeste do estado do Paraná, delimitada pelas latitudes 25°00' e 26°00' S, pela borda da Formação Serra Geral, na serra da Esperança, e pela divisa com a República Argentina, a oeste. Ela abrange aproximadamente 32.300 km² e compreende as folhas em escala 1:250.000 de Guaraniaçu (SG.22-V-C) e Guarapuava (SG.22-V-D) (FIGURA 1).

A anomalia geoquímica multielementar, objeto específico do estudo, ocupa uma superfície aproximada de 15.000 km², estendendo-se entre as divisas dos estados de Santa Catarina e São Paulo, ao longo de uma faixa de direção geral N35°E e largura máxima de aproximadamente 140 km (FIGURA 2). A sua avaliação foi executada, portanto, entre os paralelos referidos acima, de modo a constituir uma seção completa da Formação Serra Geral, no sentido E-W, dentro do território paranaense.



Legenda

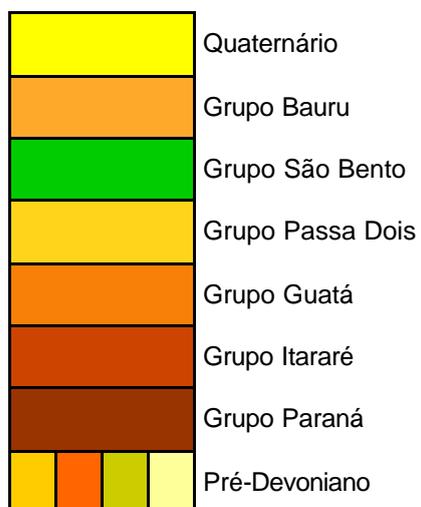
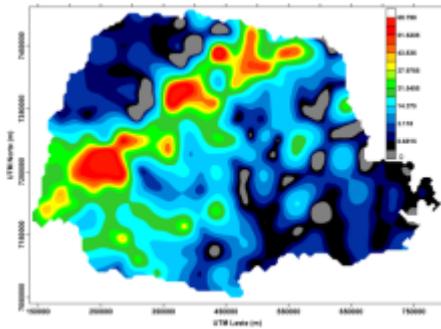
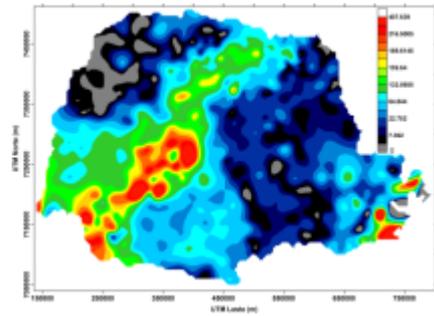


FIGURA 1 – Localização da área de estudo.

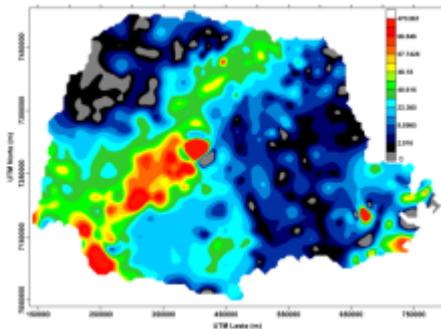
FONTE: MINEROPAR (2006)



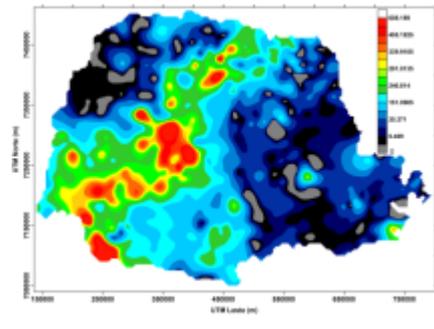
(a) Susceptibilidade magnética em amostras de solo .



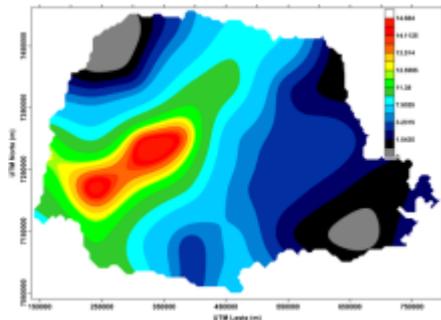
(b) Teores de Cr em 307 amostras de SAD.



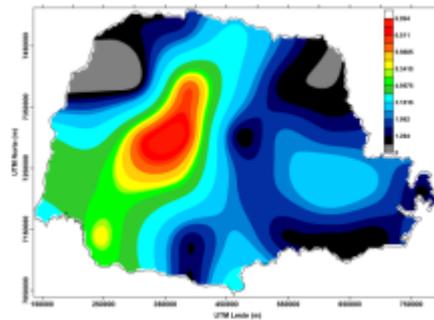
(c) Teores de Ni em 307 amostras de SAD.



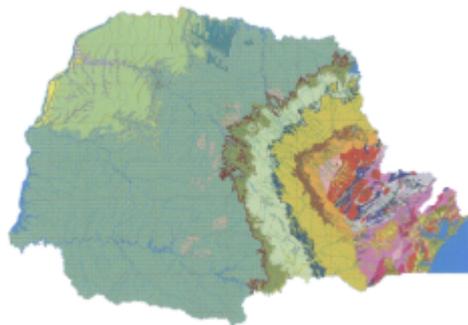
(d) Teores de Cu em 307 amostras de SAD.



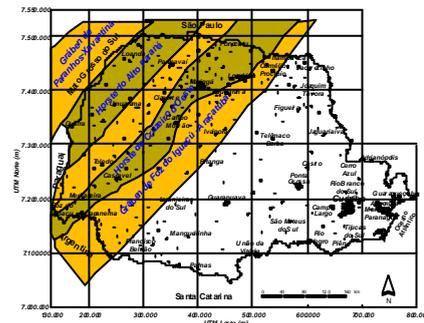
(e) Teores de Pd em 43 amostras de solo, na malha GGRN .



(f) Teores de Au em 43 amostras de solo, na malha GGRN.



(g) Mapa geológico do Paraná.



(h) Blocos tectônicos do embasamento da Bacia do Paraná.

FIGURA 2 - Mapas geoquímicos de Ni, Cu, Cr, Pd e Au, de susceptibilidade magnética, da geologia e de estruturas do embasamento da Bacia do Paraná.

FONTES: (a) a (d) LICHT (2000); (e), (f): LICHT e PLAWIAK (2005); (g): MINEROPAR (1989); (h): MILANI (1997).

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 Objetivo geral

Avaliar o significado exploratório das anomalias geoquímicas de Ni-Cu-EGP e metais associados, detectadas em amostras de SAD e solo, tendo em vista a prospecção de mineralizações primárias no Sistema Magmático Serra Geral, no estado do Paraná.

1.2.2 Objetivos específicos

Identificar a origem das anomalias geoquímicas, com as espécies minerais que contêm os metais anômalos e as fases petrogenéticas ou supergênicas em que elas se formaram.

Verificar a aplicabilidade da arquitetura faciológica da seqüência vulcânica como elemento essencial na avaliação de interesse exploratório das anomalias geoquímicas.

Comparar os dados resultantes com a tipologia de jazidas de Ni-Cu-EGP, visando o enquadramento teórico ou, alternativamente, a definição de uma tipologia particular para o Sistema Magmático Serra Geral.

Indicar linhas de pesquisa possíveis para o avanço do conhecimento da metalogenia do Sistema Magmático Serra Geral, em função dos resultados obtidos no presente estudo.

1.3 PROPOSTA DA TESE

O potencial metalogenético do Sistema Magmático Serra Geral tem sido avaliado com base em estudos essencialmente petrogenéticos (MINCATO, 1994, 2000; MINCATO e SCHRANK, 1993, 1994, 1998; MINCATO, SCHRANK e ENZWEILER, 1997, 1998; MINCATO, ENZWEILER e SCHRANK, 1995, 2005;

WILDNER e BRITO, 2005), com escasso apoio em dados exploratórios, geológicos, geoquímicos ou geofísicos, na escala regional. O presente estudo, por sua vez, parte dos dados do levantamento geoquímico regional executado por LICHT (2000), confronta-os com a cartografia geológica executada por ARIOLI & LICHT (2006, 2008) e por WILDNER *et al.* (2006), com a interpretação de dados aeromagnéticos realizada por FERREIRA (2006) e com os dados de litogeoquímica produzidos por este estudo e outros anteriores (PICCIRILLO & MELFI, 1988; PEATE, 1990; PEATE *et al.*, 1988, 1992; MINCATO, 2000; WILDNER & SANDER, 2006), para avaliar o potencial exploratório da Formação Serra Geral, no território do Paraná.

Esta avaliação é feita pelo confronto deste conjunto de dados com dois modelos metalogenéticos: (a) modelo de sulfetos maciços Ni-Cu-EGP (elementos do grupo da platina), de Noril'sk – Talnakh, na Rússia; e (b) modelo de depósitos polimetálicos de Pd-Au-Pt-Ti-V, associados a óxidos, de Skaergaard – Kap Edvard Holm, na Groenlândia Oriental. Outros modelos não foram utilizados para avaliação dos dados tratados nesta tese, por motivos de praticidade: eles seriam considerados se os resultados da pesquisa desautorizassem a comparação com os selecionados.

O Levantamento Geoquímico Multielementar de Baixa Densidade e o Levantamento Geoquímico de Solos do Estado do Paraná, desenvolvidos pela MINEROPAR, puseram em evidência anomalias de expressão regional cuja consistência e correlação com feições geológicas relevantes justificam investigação em profundidade (LICHT, 2000; LICHT & PLAWIAK, 2005; LICHT & TARVAINEN, 1996; LICHT & BITTENCOURT, 2001; LICHT *et al.*, 2001). Em verificação de *follow up* das anomalias regionais, LICHT & ARIOLI (2000) detectaram 16 ocorrências de pegmatitos básicos, classificados por VASCONCELLOS *et al.* (2001) como gabros pegmatóides, sendo posteriormente cadastradas outras 14 ocorrências na mesma região (ARIOLI & LICHT, 2006; WILDNER *et al.*, 2006). Estes diferenciados tardi-magmáticos acusaram localmente teores de EGP e metais associados superiores aos dos basaltos encaixantes, passando a ser interpretados como possíveis fontes das anomalias geoquímicas regionais.

As distribuições regionais de teores anômalos de Cu, Cr, Ni, Au, Pd, Pt e outros elementos, em amostras de sedimento ativo de drenagem (SAD) e solo, coincidentes com anomalias de susceptibilidade magnética em rocha, indicam de

forma consistente relações com a geologia do Estado (FIGURA 1) e com a estruturação tectônica do embasamento da Bacia do Paraná (MILANI, 1997). As anomalias geoquímicas sugerem a possibilidade de ocorrência de depósitos de Ni-Cu-EGP e metais associados, que têm sido comparados ao modelo metalogenético Noril'sk – Talnakh (MINCATO, 1994, 2000; MINCATO & SCHRANK, 1993, 1994, 1998; MINCATO *et al.*, 1995, 1997, 1998; WILDNER & BRITO, 2005) e, mais recentemente, às mineralizações das intrusões básicas diferenciadas de Skaergaard – Kap Edvard Holm (ARIOLI *et al.*, 2006).

As especificações técnicas do Levantamento Geoquímico Multielementar de Baixa Densidade – LGMBD, executado com amostragem de SAD, concentrados de bateia (minerais pesados) e água, são revistas na seção 1.5, para demonstração da consistência e confiabilidade dos dados utilizados como base para este estudo. Os dados do Levantamento Geoquímico de Solos do Estado do Paraná não são utilizados, devido à baixa resolução dos mapas resultantes, compatível com a densidade da amostragem. Não obstante, esses dados confirmam de modo geral a distribuição de valores em SAD e servem de referência adicional para a caracterização geoquímica dos compartimentos geológicos no estado do Paraná.

1.4 ESCOPO DA TESE

Este estudo foi executado dentro do escopo da Geologia Exploratória, especificamente da linha de pesquisa de Análise Regional e Métodos de Exploração. Ele não teve, portanto, o escopo de realizar a análise metalogenética do Sistema Magmático Serra Geral, mas de avaliar o interesse, para a exploração mineral, de uma região com potencial para mineralizações de Ni-Cu-EGP e elementos associados, em função de teores geoquímicos anômalos e de um contexto geológico favorável.

Os dados, métodos e instrumentos da Petrologia Ígnea e da Metalogenia, aplicáveis à avaliação de potencial metalogenético de associações de rochas máficas e ultramáficas, foram utilizados estritamente como recursos de avaliação

exploratória. Qualquer contribuição que tenha resultado à análise metalogenética do magmatismo da Bacia do Paraná deve ser considerada como subordinada aos objetivos da análise geológica regional e da exploração mineral.

1.5 ORIGEM DOS DADOS GEOQUÍMICOS DE SAD

Os dados geoquímicos, cujas anomalias regionais são avaliadas pelo presente estudo, foram gerados pelo Levantamento Geoquímico Multielementar de Baixa Densidade (LGMBD), que cobriu cerca de 83% do território paranaense, abrangendo 165.646 km² e bacias hidrográficas com superfície média de 222,87 km² (LICHT, 2000). Nas estações de coleta, as amostras foram coletadas em pelo menos cinco pontos distintos, nos locais de maior fluxo d'água, onde os sedimentos e a água são ativamente homogeneizados pela dinâmica das correntes. As amostras de sedimentos ativos de drenagem (SAD), geradoras das anomalias pesquisadas no presente estudo, foram preparadas no laboratório da MINEROPAR, mediante os seguintes procedimentos:

- secagem à temperatura ambiente;
- desagregação e peneiragem em malha de 80 mesh (0,162 mm) de náilon;
- concentração em bateia da fração pesada na alíquota de 8 litros;
- encaminhamento das alíquotas passantes em malha de 80 mesh para análises químicas, com rotinas analíticas definidas em função das exigências de detecção, precisão e sensibilidade necessárias ao projeto (QUADRO 1).

Técnicas de digestão e análise	Elementos
HNO ₃ a quente ICP-MS	Ag, Al, B, Ba, Ca, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, Ga, In, K, Li, Mg, Mn, Mo, Na, Ni, Pb, Sr, Tl, V, W, Zn
Fluorescência de raios X	Nb, Zr, Sn
Geração de hidretos ICP-MS	As, Se, Te, Hg
Fusão alcalina Eletrodo específico	F, U, Th

QUADRO 1 - Metodologia analítica do LGMBD.

FONTE: LICHT (2000)

A base cartográfica e geológica utilizada no LGMBD foi gerada mediante digitalização manual das folhas 1:250.000 do IBGE e do Mapa Geológico do Estado do Paraná, escala 1:650.000 (MINEROPAR/DNPM, 1989), no sistema gráfico *MaxiCAD*, com conversão e geocodificação em ambiente *ARC/INFO* e *ArcView*.

Para efeito de obtenção dos mapas e estimadores estatísticos, teores menores que o limite de detecção do método analítico foram considerados como a metade do limite de detecção. Os mapas geoquímicos foram elaborados por bacias de amostragem e por mapas de curvas de contorno geoquímico. As curvas de isovalores, representando as tendências e a estruturação geoquímica dos elementos selecionados, foram calculadas e desenhadas no ambiente *Surfer for Windows*.

A representação das superfícies complexas que definem as tendências geoquímicas dos elementos mapeados foi obtida por meio da regularização das malhas de amostragem. Essa regularização foi feita deslocando-se o ponto de amostragem da posição real para o baricentro de cada bacia amostrada, de modo a permitir que os pontos de coleta representassem espacialmente as bacias, uma vez que as suas localizações originais concentram-se ao longo das linhas hidrográficas principais. Para o traçado das curvas de contorno, foram selecionados o valor mínimo, os percentis 5, 10, 15, 25, 50, 75, 90, 92, 94, 96 e 98 e o valor máximo das células na malha regularizada.

CAPÍTULO 2 – MAGMATISMO BÁSICO CONTINENTAL

2.1 MAGMATISMO MESOZÓICO DA BACIA DO PARANÁ

2.1.1 A Bacia do Paraná

2.1.1.1 Distribuição geográfica

A Bacia do Paraná localiza-se na porção centro-oriental da América do Sul e cobre uma superfície de aproximadamente $1,7 \times 10^6 \text{ km}^2$, com $1,1 \times 10^6 \text{ km}^2$ no Brasil; $4 \times 10^5 \text{ km}^2$ na Argentina; $1 \times 10^5 \text{ km}^2$ no Paraguai; e $1 \times 10^5 \text{ km}^2$ no Uruguai (WILDNER & ARIOLI, 2006). 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 $1,2 \times 10^6 \text{ km}^2$, 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 3).

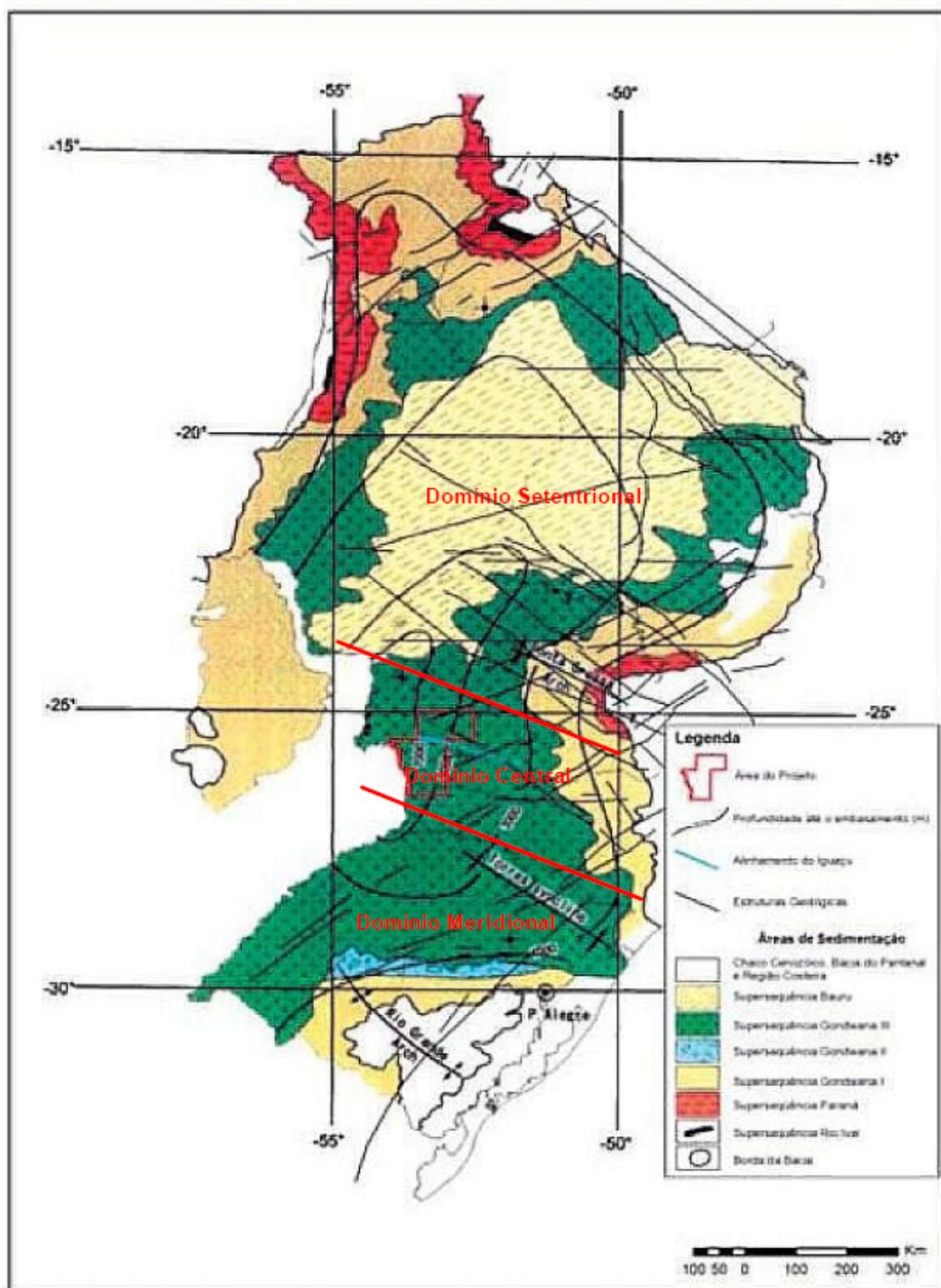


FIGURA 3 - Distribuição da Formação Serra Geral na Bacia do Paraná.

FONTE: MILANI *et al.* (1995)

2.1.1.2 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 1.720 m, totalizando aproximados 7.500 m de preenchimento da bacia, que é classificada como intracratônica estável do tipo I, por ALMEIDA (1980) e ASMUZ & BAISCH (1983), ou como relativamente instável do tipo 2A de KLEMME (1980), por FÚLFARO *et al.* (1982). 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 predominantemente NE-SW (FIGURA 4).

MILANI (1997) dividiu o registro sedimentar e magmático da Bacia do Paraná em seis superseqüências de segunda ordem: (1) Rio Ivaí, do Llandoveryano (Siluriano Inferior) ao Ordoviciano (Asghilliano-Caradociano); (2) Paraná, do Devoniano (Pragian-Frasniano); (3) Gondwana I, do Carbonífero Superior (Westfaliano) ao Triássico (Scythiano); (4) Gondwana I, 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 Superseqüência Gondwana III durante o intervalo do Cretáceo Superior (Aptiano) ao Cretáceo Superior (Mastrichtiano).

A espessura da Superseqüência Gondwana III atinge um máximo de 1.720 m em seu depocentro 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 superseqüência corresponde a uma extensa superfície de deflação eólica que marca o limite do ciclo de sedimentação das superseqüências 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.

A Superseqüência 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 & DUNCAN, 1990; HAWKESWORTH *et al.*, 1992; GALLAGHER & HAWKESWORTH, 1994). Resultou deste magmatismo a Província

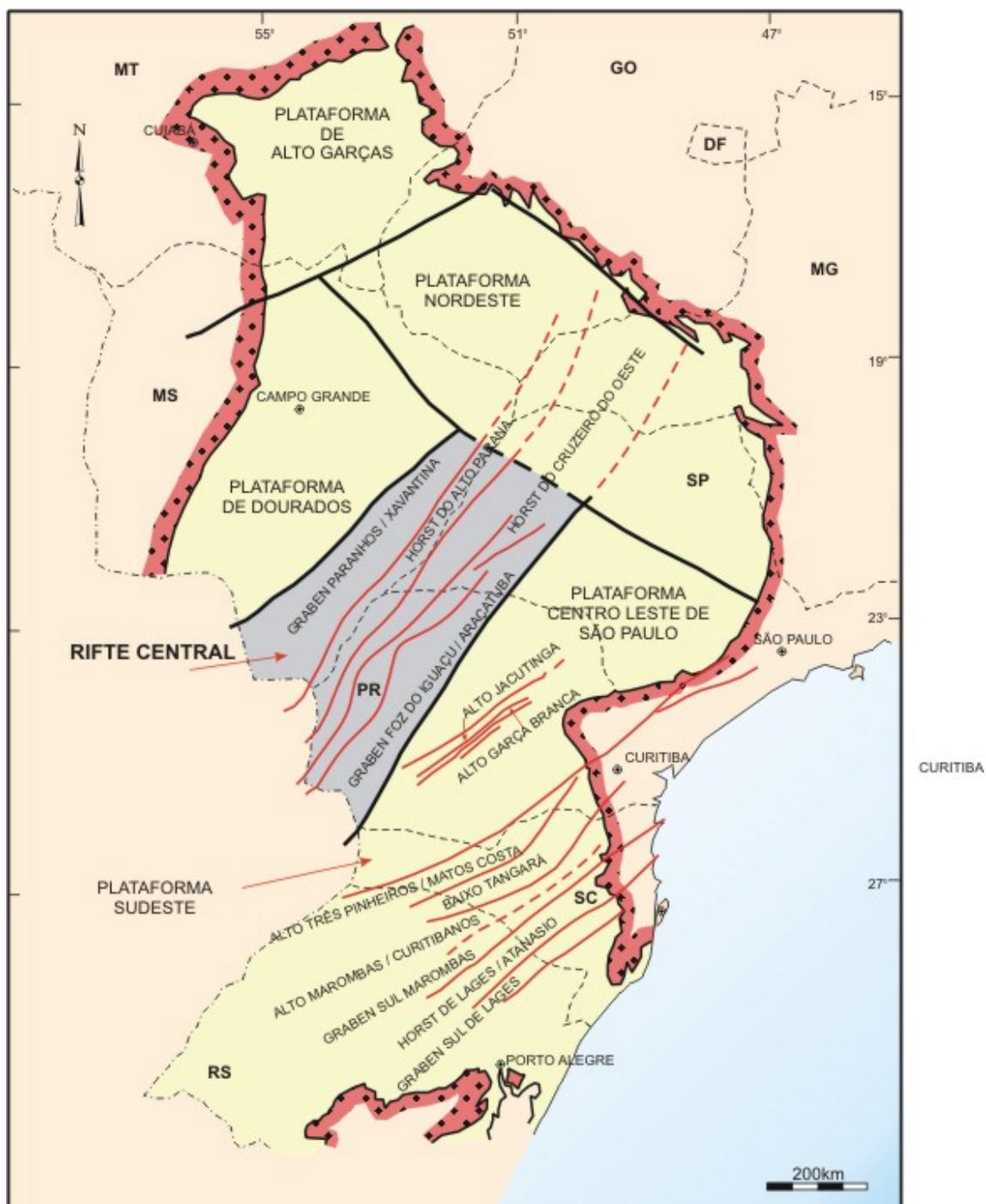


FIGURA 4 - Estruturas do embasamento da Bacia do Paraná.

FONTE: MILANI (1997)

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).

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 (ALMEIDA, 1981). 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 pela Formação Itararé, do 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 antiformal, 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 freqüentemente 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°-65°W, N50°-70°E e E-W. Os dois primeiros grupos são elementos tectônicos herdados do embasamento pré-Cambriano, persistentemente reativados durante o Fanerozóico.

2.1.1.3 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. Conseqüentemente, o arco de Ponta Grossa não se formou por soergimento, mas por subsidência das suas zonas de charneira, em conseqüência da pressão isostática diferencial. De acordo com PORTELA FILHO & FERREIRA (2003), a crosta continental se estirou mais de 14% e se adelgaçou mais de 12%, em conseqüência do soergimento do manto da ordem de 5 km.

Vários autores admitem que as linhas de fraquezas 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 & WIDDOWSON, 2005). Quando reativados durante as fases tectônicas posteriores, os lineamentos pré-existentes controlam e determinam a direção geral dos falhamentos subseqüentes. Na Figura 4 estão representados alguns desses lineamentos, considerados mais importantes por MILANI (1997).

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 & 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 descontinidades 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, Icamaquã e Piquiri) (FERREIRA, 1982), cuja formação provavelmente iniciou-se no Devoniano e teve seu desenvolvimento máximo durante o 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 conseqüente 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.

2.1.2 O Sistema Magmático Serra Geral

2.1.2.1 Faciologia litogeoquímica e petrográfica

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 com sucesso na subdivisão das seqüências vulcânicas das províncias ígneas continentais: Columbia River, nos Estados Unidos (SWANSON *et al.*, 1978; MANGAN *et al.*, 1986), Deccan, na Índia (COX & HAWKESWORTH, 1985; BEANE *et al.*, 1988; DEVEY & 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 seqüência de basaltos foi classificada por PEATE (1990) em seis magmas-tipo, três de alto TiO₂ e três de baixo TiO₂ (TABELA 1).

TABELA 1 - Magmas-tipo da Formação Serra Geral.

	Alto TiO ₂			Baixo TiO ₂		
	Urubici	Pitanga	Paranapanema	Ribeira	Esmeralda	Gramado
SiO₂	>49	>47	48 - 53	49 - 52	48 - 55	49 - 60
TiO₂	> 3.3	> 2.8	1.7 - 3.2	1.5 - 2.3	1.1 - 2.3	0.7 - 2.0
P₂O₅	> 0.45	> 0.35	0.2 - 0.8	0.15 - 0.50	0.1 - 0.35	0.05 - 0.40
Fe₂O₃ (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 (1990)

De acordo com PEATE (1990, 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 TiO₂ dominando na parte sul da bacia e os de alto TiO₂ 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 seqüência ocorre entre os magmas-tipo Esmeralda e Pitanga, que marca a separação geográfica entre as unidades de baixo e alto TiO₂, respectivamente a sul e norte da bacia.

Devido à dificuldade de se discriminar variedades faciológicas nas rochas básicas da Formação Serra Geral, com base em critérios litológicos e petrográficos, a classificação de magmas-tipo de PEATE (1990) tem sido correntemente utilizada para esta finalidade, restringindo a faciologia dos basaltos aos parâmetros geoquímicos. Ao contrário, as rochas ácidas podem ser distinguidas pelos seus aspectos litológicos e petrográficos, permitindo a identificação de dois fácies principais: fácies Palmas, de textura afírica a subafírica, freqüentemente do tipo sal-e-pimenta, com raro bandeamento litológico; e fácies Chapecó, de textura porfírica

com fenocristais euédricos a subédricos de plagioclásio em matriz grossa de composição riodacítica e notável bandeamento centimétrico desenvolvido por desvitrificação da matriz (MELFI *et al.*, 1988).

2.1.2.2 Compartimentação regional

A Formação Serra Geral, tratada nesta tese como Sistema Magmático, é 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 (FIGURA 3). 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 porfíricos 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 porfíricas e afaníticas em proporções equivalentes. A composição dos diques segue o mesmo padrão das soleiras. Os dacitos e riolitos constituem a fácies Palmas, enriquecidos em SiO_2 , Rb e Cu e empobrecidos em TiO_2 , MnO, MgO, CaO, Na_2O , P_2O_5 , Ba, Sr e Zr relativamente aos dacitos e traquidacitos da fácies Chapecó.

Domínio Central. Algumas das maiores espessuras da pilha magmática foram medidas neste domínio: 1.072 m em Altônia, 1.248 m em Roncador e 1.664 m 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 Piquiri 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 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ nas rochas básicas (0,703 – 0,713) e diferenciados ácidos (0,725), assim como basaltos de baixo Ti depletados em elementos incompatíveis ($\text{K}_2\text{O} = 0,31\%$, $\text{P}_2\text{O}_5 = 0,17\%$, $\text{Ba} = 178$ ppm, $\text{Sr} = 179$ ppm, $\text{Rb} = 11$ ppm, $\text{La} = 9$ ppm, $\text{Zr} = 93$ 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 $0,10 \text{ g/cm}^3$ 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 obdução 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).

2.1.2.3 Idades

Em resenha dos dados geocronológicos disponíveis sobre a Formação Serra Geral, CORRÊA & 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 cabeça da pluma mantélica (MINCATO, 2000; MACHADO *et al.*, 2005). Este modelo é corroborado por CORRÊA & 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.

2.1.2.4 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 e o noroeste da Namíbia. 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 & DUNCAN, 1990; GALLAGHER & HAWKESWORTH, 1994; MARQUES & ERNESTO, 2004).

O magmatismo Serra Geral, de características claramente bimodais, é constituído predominantemente por basaltos e basalto andesitos de filiação toleítica, os quais contrastam com íolitos e riodacitos aflorantes nas regiões serranas do Rio Grande do Sul e entre as localidades de Palmas e Guarapuava, nos estados de Santa Catarina e Paraná, caracterizando uma lacuna praticamente completa de rochas com teores de SiO₂ entre 60-64% (MILNER *et al.*, 1995).

2.1.2.5 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. 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 PACCA & HODO (1976) e ERNESTO *et al.* (1979).

O volume de dados analíticos avançou de forma extraordinária na década de 1980, quando pesquisadores como PICCIRILLO & 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 & 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 seqüência 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 e por FREITAS *et al.* (2002) para o oeste de Santa Catarina, detalhando os diferentes litotipos definidos por BELLIENI *et al.* (1984b).

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 & MCKENZIE, 1989; JERRAM *et al.*, 1999; MENZIES & EBINGER, 2000; MENZIES *et al.*, 2002; KERR & 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 seqüências de derrames predominantemente 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 seqüências 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 predominantemente 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 & LICHT, 2006; WILDNER *et al.*, 2006) e 1:250.000 (ARIOLI & LICHT, 2008), e utilizados como base para esta tese, mostram que seqüências 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 & PEREIRA, 2005).

2.2 MAGMATISMO BÁSICO DA PLATAFORMA SIBERIANA

2.2.1 Distrito mineiro de Noril'sk-Talnakh

2.2.1.1 Seqüência vulcânica

As intrusões da região siberiana de Noril'sk (Rússia) hospedam uma das maiores concentrações de metais básicos e preciosos do mundo. As reservas de Cu e Ni são comparáveis às de Sudbury e as de EGP só perdem para as do complexo de Bushveld. Esta importância econômica e o interesse de se desenvolver um modelo exploratório consistente, tendo em vista orientar a prospecção em outras províncias de basaltos continentais, levaram à execução de numerosos estudos, na região, principalmente petrológicos, geoquímicos, geofísicos e geocronológicos.

Segundo ZOLOTUKHIN & AL'MUKHAMEDOV (1991), as intrusões mineralizadas, com suas associadas de menor importância econômica, ocorrem em algumas áreas de extensão limitada, e recebem na literatura russa o nome de *ore junction*, aqui traduzido livremente como *distrito mineiro*. São reconhecidos na região 5 a 7 desses distritos, dos quais apenas dois têm importância econômica comprovada – os de Noril'sk e Talnakh, localizados respectivamente no extremo N

da bacia de Noril'sk e no extremo S da bacia de Kharaelakh, onde elas são cortadas pela zona de falha Noril'sk – Kharaelakh (FIGURA 6).

Os distritos mineiros de Noril'sk e Talnakh situam-se no extremo NW da plataforma siberiana e se caracterizam por uma seqüência vulcânica básica a ultrabásica que atinge aproximadamente 3.500 m de espessura. Com 251 Ma, esta província de basaltos continentais tem idade neopermiana a eotriássica, e com mais de 340.000 km² de área aflorante e quase 3 milhões de km³, ela é a maior província basáltica de todos os continentes. Em relação à espessura, os basaltos recobrem cerca de 5.000 m de formações sedimentares paleozóicas e mais de 4.000 m de rochas sedimentares e vulcânicas do Neo-Proterozóico, além do embasamento eo-

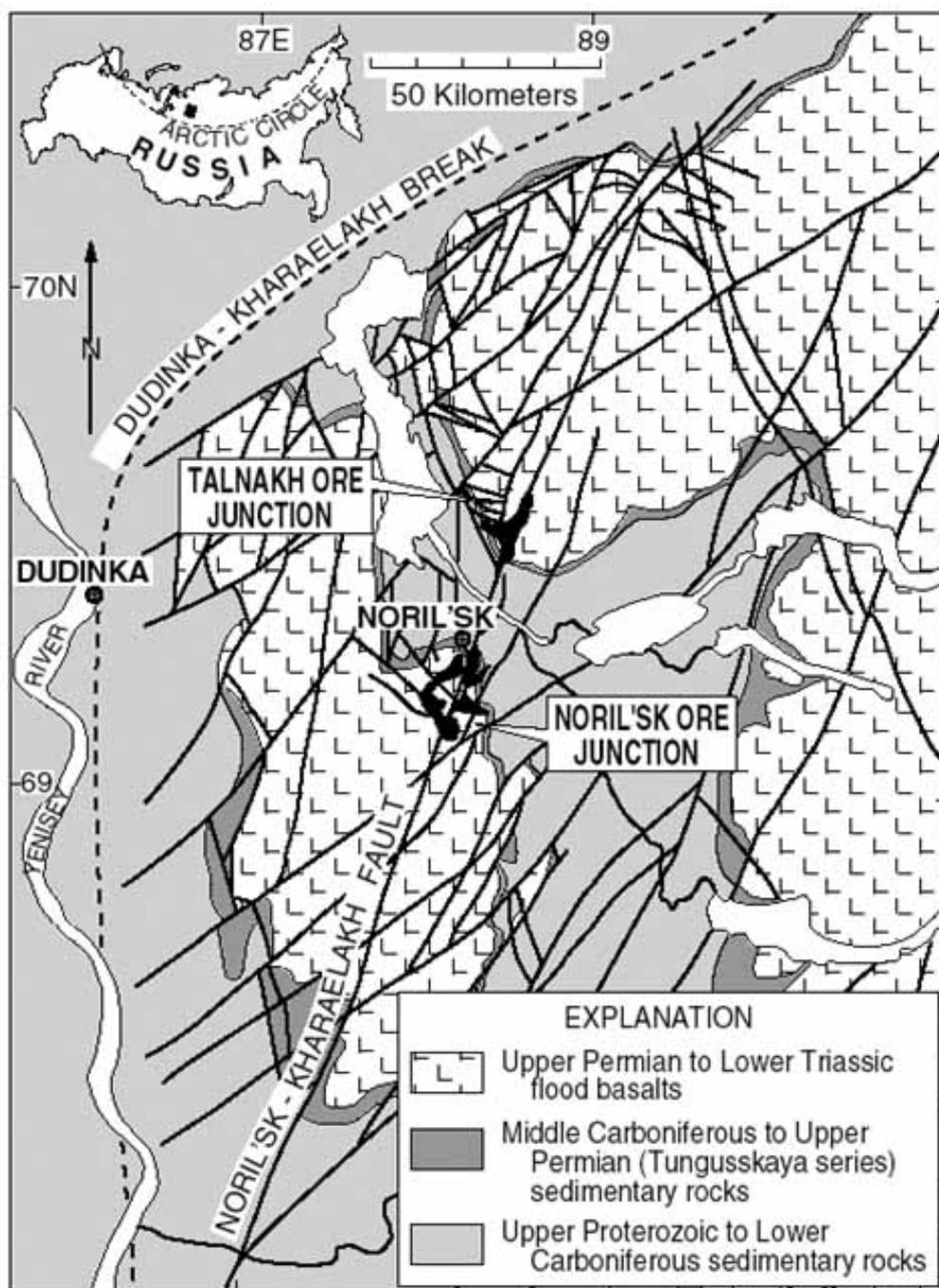


FIGURA 6 – Mapa geológico do distrito mineiro de Noril'sk-Talnakh.

FONTE: ZOLOTUKHIN & AL'MUKHAMEDOV (1991)

proterozóico com idades de 0,9 a 2,3 Ga (WOODEN *et al.*, 1993) constituído de rochas granitóides, granito-gnáissicas, xistos e anfibolitos.

A informação mais completa e sistematizada disponível sobre a geologia dos distritos é fornecida por LIGHTFOOT *et al.* (1990, 1994), WOODEN *et al.* (1993), FEDORENKO (1994), HAWKESWORTH *et al.* (1995), CZAMANSKE *et al.* (1995), NALDRETT *et al.* (1992, 1996) e NALDRETT & LIGHTFOOT (1993). A coluna estratigráfica da região de Noril'sk é apresentada no QUADRO 2 (ZOLOTUKHIN & AL'MUKHAMEDOV, 1991; FEDORENKO, 1991, 1994; WOODEN *et al.*, 1993;), na qual podem ser observadas três seqüências litoestratigráficas:

Seqüência Inferior (Ia) – de alto Ti, é constituída por traquibasaltos, basaltos e picritos, agrupados nas suítes Ivakinsky (Iv), Syverminsky (Sv) e Gudchikhinsky (Gd), com 780 m de espessura máxima.

Seqüência Intermediária (Ib) – é constituída por uma seqüência de basaltos toleíticos a picríticos, com níveis intercalados de tufo de tendência andesítica, numa espessura total de até 1.830 m, agrupados nas suítes Khakanchansky (Hk), Tuklonsky (Tk), Nadezhdinsky (Nd1, Nd2 e Nd3) e Morongovsky (Mr1). A suíte Tk é composta por basaltos e picritos do tipo baixo Ti e alta razão Th/U, considerada representativa do magma formador das mineralizações, por contaminação crustal, estimada em 6,5%, e fracionamento de Pl + Cpx + Ol, estimado em 38%. Os subprodutos desta diferenciação são as subsuítes Nd1 e Nd2, das quais a primeira apresenta evidências de uma extração de sulfetos mais completa do que a outra (NALDRETT *et al.*, 1992; BRÜGGMANN *et al.*, 1993; LIGHTFOOT *et al.*, 1994; FEDORENKO, 1994; HAWKESWORTH *et al.*, 1995). As subsuítes Nd3 e Mr1 parecem ter-se formado a partir da mistura do magma Nd2 com magma de origem mantélica, na proporção de 34:66.

Seqüência Superior (II) – é constituída pela subsuíte Morongovsky Superior (Mr2) e pelas suítes Mokulaevsky (Mk), Kharaelakhsky (Hr), Kumginsky (Km) e Samoedsky (Sm), que somam até 2.800 m de espessura, com lavas de baixo Ti e pouca variação composicional (WOODEN *et al.*, 1993; HAWKESWORTH *et al.*, 1995). Duas unidades de alto Ti se intercalam à porção superior da seqüência, os ankaramitos Kaltaminsky e os andesibasaltos Ikonsky (FEDORENKO, 1991, 1994; HAWKESWORTH *et al.*, 1995).

Este conjunto de rochas vulcânicas acumulou-se em apenas 1 Ma, no limite entre o Permiano e o Triássico. Lavas, tufos e intrusões combinam-se, na região de Noril'sk, em proporções que são estimadas respectivamente em 84%, 9,5% e 6,5% (FEDORENKO, 1994), correspondentes a mais de 200 derrames, 30 níveis de tufos e 15 tipos de intrusões. Uma característica considerada típica da região é o forte desenvolvimento das zonas amigdalóides e vacuolares nos derrames, que representam em média 36% da espessura total. Os derrames sucedem-se em seqüências de lavas do mesmo tipo, com dezenas a centenas de metros de espessura e até centenas de quilômetros de extensão mapeável.

Os tufos básicos são excepcionalmente abundantes e formam níveis com espessuras desde poucos centímetros até 200-400 m junto aos centros de erupção, mas atingem áreas de ocorrência semelhantes aos derrames. O tufo Khakanchansky, por exemplo, tem uma espessura em torno de 20 m e cobre uma área de aproximadamente 30.000 km². As estruturas sedimentares, os conteúdos fósseis e os dados geoquímicos indicam que os tufos se acumularam em lagos de águas rasas ou lagoas litorâneas, no meio da seqüência, ou em ambiente subaéreo, na sua porção superior (FEDORENKO, 1991). A combinação dos dados litológicos e estruturais sugere que o empilhamento vulcânico foi compensado por subsidência progressiva da plataforma siberiana, mantendo um relevo relativamente plano e próximo ao nível do mar.

A seqüência vulcânica preenche a sinéclise de Tunguska, que se estende a SE de Noril'sk, além de depressões menores neste distrito mineiro. Reconstruções paleogeográficas indicam, entretanto, que estas estruturas são pós-vulcânicas, porque a deposição das seqüências Inferior, Intermediária e Superior deu-se em depressões isoladas entre si. Este arranjo estrutural, a distribuição dos tipos de lavas e a preservação do relevo rebaixado sugerem que os três conjuntos de lavas foram produzidos por câmaras magmáticas separadas, subhorizontais (soleiras), com poucas centenas de metros na espessura vertical, mas muito extensas, com centenas de quilômetros de extensão horizontal (FEDORENKO, 1991, 1994; NALDRETT *et al.*, 1992; WOODEN *et al.*, 1993).

Sq	FORMAÇÃO	E.M.	LITOLOGIA	METALOGENIA	Cr (ppm)	Cu (ppm)	Ni (ppm)	EGP (ppb)
	Samoedsky Sm	600						
	Kumginsky Km	180						
II	Kharaelakhsky Hr	550		Magmas ricos em Ni-Cu-PGE contaminaram magma pobre (Nd2).				
	Mokulaevsky Mk	560	BT					8 4 6
	Morongovsky Superior Mr2	400	Tufo BT-BP Tufo		180	100-200	120 80 50-70	3 5
	Morongovsky Inferior Mr1	100	BT				100	3
	Nadezhdinsky Superior Nd3	100	BT	Contaminação e adição de Ni-Cu- PGE.	100-150	30-40 100-110 110		
	Nadezhdinsky Médio Nd2	120	BT	Contaminação com mais perda de Cr.	150-200	80-100	40-50	< 3
lb					80-100	20-40	20	
	Nadezhdinsky Inferior Nd1	100	BT	Contaminação com perda de Ni- Cu-Cr.			Perde 75% de Ni-Cu em relação ao magma Tk.	< LD
					200-250 750 (BP)	80-100	40 50-70	
	Tuklonsky Tk	220	BP Tufo BT	Magma gerador dos depósitos.	390 (BT)		100	9-13
	Khakanchansky Hk	150	Tufo					
	Gudchinchinsky Gd	120	BP	Magma picrítico com alguma contribuição toleítica.				
la	Syverminsky Sv	100	BT Tufo					
	Ivakinsky Iv	200	TB					
	Seqüência paleozóica		RS	Sulfetos maciços e disseminados na base das intrusões Nd1 e Nd2.				

E.M.: espessura média; BT: basalto tholeiítico; BP: basalto picrítico; TB: traquibasalto; GD: gabro-dolerito; DI: diorito; GDT: gabro-dolerito taxítico; OGD: olivina gabro-dolerito; GDP: gabro-dolerito; RS: rochas sedimentares.

QUADRO 2 - Coluna estratigráfica do distrito mineiro de Noril'sk-Talnakh.

FONTES: ZOLOTUKHIN & AL'MUKHAMEDOV (1991); FEDORENKO (1991, 1994);
WOODEN *et al.* (1993)

2.2.1.2 Intrusões diferenciadas

Existem 15 tipos de intrusões identificadas na região de Noril'sk, cada uma com uma assinatura geoquímica e isotópica específica, as quais podem ser relacionadas com eventos magmáticos também específicos, alguns pós-vulcânicos. No seu conjunto, as intrusões mostram uma variação composicional semelhante à dos derrames, desde traquidoleritos de alto Ti até picrito de baixo Ti. As únicas exceções são alguns lamprófiros micáceos e um stock de granodiorito bem mais jovem, de aproximadamente 223 Ma (NALDRETT *et al.*, 1992; CZAMANSKE *et al.*, 1995; DISTLER & KUNILOV, 1994; HAWKESWORTH *et al.*, 1995).

Na sua maioria, as intrusões são concordantes com o acamadamento das formações encaixantes. As seções verticais nas soleiras toleíticas, subalcalinas e máfico-alcalinas mostram pouca variação de composição petrográfica e química. Estas soleiras têm espessuras de vários metros até aproximadamente 100 m, eventualmente 200 m, estendendo-se por dezenas de quilômetros. As soleiras indiferenciadas ocorrem em seqüências ou complexos que podem se estender por mais de 150 km. As que contêm mais de 8-10% de MgO são claramente diferenciadas, apresentam rochas picríticas e são tipicamente alongadas e arqueadas, tanto em plano quanto em seção vertical, chegando a 20 km de comprimento e 180 m, raramente 350 a 400 m, de espessura. Quase todas as soleiras ocorrem na seção superior da Série Tunguskaya, de cuja espessura representam 15-30%, localmente 50-80%. Elas se estendem até 2 km abaixo da base da seqüência vulcânica e nunca foram detectadas dentro das camadas paleozóicas mais profundas. Poucas soleiras são conhecidas entre os derrames, pouco espessas e associadas preferencialmente aos tufos e níveis amigdaloidais das lavas.

Seis dos 15 tipos de intrusões são comagmáticos com suítes específicas de derrames, fornecendo bons exemplos das relações espaciais entre eventos intrusivos e extrusivos dentro de uma província de basaltos continentais. Quatro destas intrusões ocorrem nas mesmas áreas de afloramento das lavas correspondentes, mas não existe nenhum caso documentado de ligação física entre elas, o que deixa em aberto a questão dos canais de alimentação. Cinco intrusões são diferenciadas e de composição máfica a ultramáfica. A soleira Fokinsky,

comagmática à suíte Gudchikhinsky, é predominantemente picrítica e as demais são formadas por dolerito, com cumulados ultramáficos encontrados apenas nas zonas de maior espessura. Nos tipos diferenciados, as características geoquímicas e isotópicas são as mesmas para todas as variedades litológicas, o que atesta a sua natureza cogenética. Mas as grandes diferenças existentes entre as intrusões indicam que os magmas basáltico e picrítico tiveram origens distintas.

As intrusões do tipo Fokinsky não contêm sulfetos e os outros quatro tipos diferenciados contêm mineralizações sulfetadas. Somente o tipo Noril'sk contém sulfetos em abundância e teores excepcionalmente altos de Cu, Ni e EGP. As intrusões do tipo Talnakh Inferior contêm fracas mineralizações, ainda que bastante distribuídas, com baixos teores de EGP. Os tipos Ruinny e Kulgakhtakhsy apresentam poucos sulfetos, com altos teores de EGP, mas não tão ricos quanto o tipo Noril'sk (DISTLER & KUNILOV, 1994).

KOROVYAKOV *et al.* (1963) e MANKIN *et al.* (1971) demonstraram que as intrusões do tipo Noril'sk relacionam-se diretamente com uma variedade de corpos intrusivos com vários graus de diferenciação e de mineralização, os quais foram agrupados por FEDORENKO (1994) em vários subtipos. O subtipo mais importante é representado por intrusões diferenciadas desde gabro-dolerito picrítico até magnetita-gabro e leucogabro, portadoras de mineralizações disseminadas e maciças de sulfetos de Cu, Ni e EGP. Elas são as intrusões Kharaelakh e Talnakh do distrito Talnakh e a intrusão Noril'sk do distrito homônimo. Os demais subtipos – Chernogorsky, Dvugorbinsky, Kruglogorsky e Makusovsky – não são mineralizados, à exceção de fracas disseminações de sulfetos junto a eventuais lentes e bolsões ultramáficos.

As soleiras doleríticas são litologicamente monótonas, comparável aos basaltos toleíticos, com 7,88% de MgO em média, mas com 0,83% de K₂O, o dobro dos basaltos. Todos os corpos mineralizados conhecidos apresentam extensões laterais, na forma de abas de soleiras doleríticas, com espessuras de poucos centímetros a vários metros e extensões de algumas centenas de metros. Estas extensões formam-se apenas nas porções laterais e superiores das intrusões, e têm formas tipicamente alongadas, ao contrário das soleiras comuns, que têm seções horizontais isométricas.

As intrusões do tipo Talnakh Inferior ocorrem associadas às do tipo Noril'sk, geralmente dezenas a centenas de metros abaixo delas, parecendo ser contemporâneas. Entretanto, ambos os tipos diferem profundamente nas características geoquímicas e isotópicas, conforme registram NALDRETT *et al.* (1992), CZAMANSKE *et al.* (1995) e HAWKESWORTH *et al.* (1995). As rochas picríticas do tipo Noril'sk contêm pelo menos 30 vezes mais Cr e 0,18 a 0,33% de Ni, enquanto as do tipo Talnakh Inferior contêm 0,06 a 0,13% de Ni. As primeiras apresentam valores iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,7051 a 0,7065 e as outras, de 0,7075 a 0,7086, com valores de Os de 4 a 9 ppm e 46 a 71 ppm, respectivamente.

De um modo geral, portanto, as intrusões do tipo Noril'sk correlacionam-se com as lavas Mr2-Mk, enquanto as do tipo Talnakh Inferior têm afinidade magmática com as lavas Nd3-Mr1 (NALDRETT *et al.*, 1992). FEDORENKO (1994) sugeriu que estas intrusões se formaram após a erupção das lavas Nd3-Mr1, contemporâneas à deposição dos tufos que ocorrem entre as suítes Mr1 e Mr2, quando mais ou menos uma terça parte da seqüência de derrames já estava acumulada. As rochas das intrusões do tipo Noril'sk são praticamente idênticas aos basaltos Mr2-Mk, no que diz respeito às razões de elementos incompatíveis: Gd/Yb = 1,33-1,72 versus 1,37-1,75; Ta/La = 0,026-0,041 versus 0,033-0,040; and Th/U = 1,7-3,4 versus 2,1-3,1. Entretanto, elas mostram teores ligeiramente mais altos de K e Rb, bem como razões iniciais mais elevadas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

2.2.1.3 Intrusões mineralizadas

2.2.1.3.1 Generalidades

As intrusões mineralizadas representam uma pequena porção da atividade magmática na região de Noril'sk, responsável pela formação de enormes volumes de líquidos sulfetados ricos em Ni, Cu e EGP. Estas intrusões são bastante semelhantes entre si, tanto na morfologia quanto na estratigrafia interna. Elas são relativamente delgadas, com menos de 350 m de espessura, e alongadas. De um modo geral, as partes com mais de 30-50 m de espessura mostram diferenciação litológica, mas não apresentam o zoneamento típico das intrusões máficas diferenciadas.

As intrusões Kharaelakh, Talnakh e Noril'sk ocupam posições estratigráficas sucessivamente mais altas, dentro dos 650 m de topo da Série Tunguskaya, medidos abaixo do contato com os basaltos. A intrusão Kharaelakh está alojada em rochas do Devoniano Inferior a Médio, a intrusão Talnakh está dentro de um pacote sedimentar do Carboníferio Médio a Permiano Inferior, enquanto a intrusão Noril'sk se aloja junto ao contato da Série Tunguskaya com os basaltos, datado do Permiano Superior. Esta última corta as três suítes inferiores de derrames, no extremo N da bacia, e as seis suítes inferiores, no extremo S. Embora os controles tectônicos do magmatismo ainda sejam mal compreendidos, os dados disponíveis sugerem que os canais alimentadores acompanharam zonas de fraqueza paralelas à direção NNE da falha Noril'sk – Kharaelakh.

Estas intrusões consistem tipicamente de um corpo principal, com 220 a 350 m de espessura e completamente diferenciado, isto é, com ampla variação de composição litológica e geoquímica, flanqueado por soleiras doleríticas com 20 a 30 m de espessura. Os contatos laterais das intrusões são irregulares, principalmente dentro de encaixantes pobremente laminadas, o que tem sido interpretado como resultante de erosão magmática, ao invés de injeção forçada, que se observa nas soleiras não-mineralizadas da região.

2.2.1.3.2 Zonalidade interna

A distribuição das litologias dentro das intrusões mineralizadas do tipo Noril'sk, é apresentada na FIGURA 7.

Leucogabro. Pode formar uma unidade de topo, com 10 a 20 m de espessura, bem como níveis bem mais delgados e descontínuos, chegando a ocorrer na forma de lentes dispersas. É mais comum nas intrusões de Noril'sk e Kharaelakh, mas raro na intrusão de Talnakh. Nas soleiras do tipo Kruglogorsky o leucogabro chega a representar quase 40% do volume e estender-se para fora do corpo principal. Ele recobre zonas de olivina gabro-dolerito, mas nunca foi observado sobre quartzo-diorito ou magnetita-gabro. Apenas gabro-dolerito de contato ou taxítico podem ser encontrados ocasionalmente sobre o leucogabro. Ele pode conter

fragmentos milimétricos a métricos de encaixantes metamorizadas, assim como pode formar enclaves de vários tamanhos nos gabro-doleritos taxíticos ou olivínicos. As análises de elementos maiores refletem a abundância (mais de 75%) de plagioclásio intratelúrico (An_{45-100}), com 20-24% de Al_2O_3 e 5-7% de FeO_T . Os teores de EGP são excepcionalmente altos, mas irregulares, refletindo a distribuição também irregular dos sulfetos e da olivina, que pode estar presente.

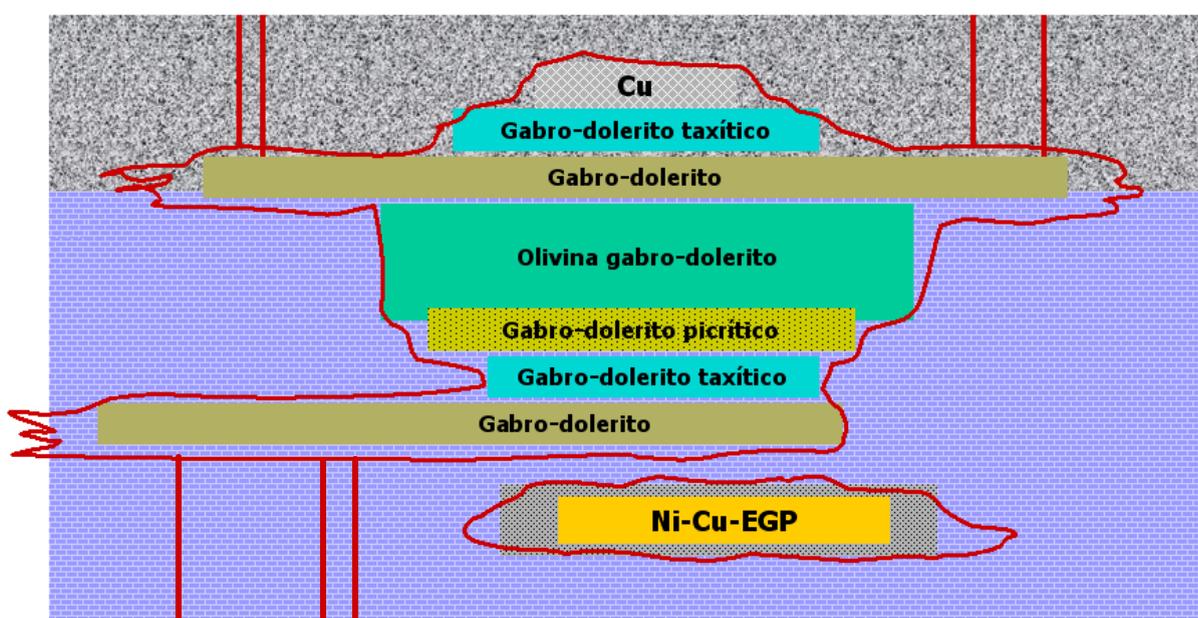


FIGURA 7 - Seção geológica esquemática da intrusão de Noril'sk.

FONTE: NALDRETT & LIGHTFOOT (1993)

Quartzo-diorito, magnetita-gabro e gabro prismático. Este grupo de rochas é chamado de *seqüência residual* por CZAMANSKE *et al.* (1995) e ocorre na forma de uma zona de até 100 m, geralmente entre 6 e 20 m, abaixo do leucogabro. Elas se caracterizam por cristais prismáticos de plagioclásio de segunda geração, augita e olivina esparsa, geralmente bastante alteradas, com a An_{35-60} transformada em albita e abundante anfibólio secundário. A principal diferença entre o gabro prismático e o quartzo diorito está na composição do plagioclásio, que tem núcleos mais cálcicos (An_{50-100}) no primeiro e a abundância de quartzo e micropegmatito no segundo. Alguns autores denominam o magnetita-gabro de ferro-gabro, o que é

inadequado, uma vez que esta rocha não contém piroxênio férrico, mas apenas titano-magnetita. À exceção das variações de teores de Cr e EGP, as diferenças geoquímicas destas rochas com os olivina gabro doleritos subjacentes são muito sutis, tanto em rocha total quanto no clinopiroxênio, sendo ligeiramente mais enriquecidas em FeO_T e TiO_2 . Os teores de Ta, Zr e ETR chegam a ser 3 a 5 vezes mais altos nos magnetita gabro e gabros prismáticos do que nos quartzos dioritos.

Olivina gabro-dolerito e gabro-dolerito a olivina. Esta seqüência litológica atinge espessura de 30 a 100 m e forma a zona central das intrusões do tipo Noril'sk, desde a base da seqüência residual até o topo do gabro-dolerito picrítico. O gabro-dolerito a olivina contém essencialmente as mesmas proporções de plagioclásio da seqüência residual, podendo apresentar um pouco de quartzo e micropegmatito. Existe uma graduação entre os dois termos, em função dos teores variáveis de olivina. Estas rochas são finas a médias, relativamente ricas em plagioclásio (An_{40-70} a An_{45-85}). A textura dominante é intergranular e às vezes traquítica, poiquilitica e subofítica. Elas não contém olivina intratelúrica, mas apenas de segunda geração, cujos teores e tamanho de grãos aumentam progressivamente em direção à base da seqüência, com aumento correspondente nos teores de MgO e NiO (de 0,05% até 0,14%). Esta variação geoquímica é acompanhada pela redução nas proporções de augita, que passa de subprismática a oikocristalina, com variações insignificantes de composição química. O aumento de MgO é acompanhado da redução nos teores de Cr, SiO_2 e FeO_T .

Gabro-dolerito picrítico. Esta rocha compreende duas variedades, uma mais rica em olivina do que a outra, ambas importantes para se compreender a evolução das intrusões mineralizadas da região de Noril'sk. Os mapas de contorno desta unidade mostram que ela acompanha os contatos e as variações de espessura das zonas principais das intrusões. O gabro-dolerito picrítico tem espessura de 10-30 m, mas chega a 120 m, contendo quase sempre sulfetos disseminados na forma de nódulos de até 2 cm de comprimento. O plagioclásio forma aglomerados glomeroporfiríticos de 2-3 cm de diâmetro, podendo representar até 15% da rocha nas porções basais da seqüência. Os teores de S, Cu, Ni e EGP desaparecem notavelmente na passagem à seqüência sobrejacente. Ao mesmo tempo, os teores de elementos maiores mudam abruptamente, refletindo o desaparecimento dos finos

cumulados de olivina e o aumento das concentrações de plagioclásio na passagem dos gabro-doleritos picríticos, com 60-80% de olivina modal, aos olivínicos, com 40-60%. Estas rochas contêm os maiores teores de MgO (18-27%) e NiO (0,16-0,28%) das intrusões, sendo empobrecidas nos demais elementos maiores. Os teores de S, Cu, Ni e EGP são variáveis, mas mais elevados do que nas outras unidades, exceto o gabro-dolerito taxítico. Cr-espínélio aparece como intercúmulus de plagioclásio e clinopiroxênio, raramente de olivina. O Cr mostra os maiores teores destas intrusões.

Gabro-dolerito taxítico. Esta rocha caracteriza-se por uma notável variação de textura e composição química, reflexo da origem a partir de reinjeções de materiais em estado plástico. Por isto, a textura taxítica é considerada típica de uma brecha magmática. Nas intrusões mineralizadas de Noril'sk, esta unidade aparece com espessura de 3 a 60 m, mais freqüentemente com 10-15 m, e contatos gradacionais na base e no topo. Os gabro-doleritos taxítico e picrítico são as encaixantes dos sulfetos disseminados, mas os teores de Cu, Ni e EGP são mais altos dentro do taxítico, embora tipicamente baixos na olivina. Os teores de Cr são excepcionalmente baixos para a composição global destas rochas, equivalentes aos dos gabro-doleritos da zona de contato, o que ainda não foi explicado satisfatoriamente. O plagioclásio (An40-95) e o clinopiroxênio formam cristais com vários centímetros de comprimento, imersos em matriz rica em pequenos grãos de olivina e clinopiroxênio, menos comumente zeolitas (KUNILOV, 1994). A composição química do gabro-dolerito taxítico varia desde gabro-dolerito a olivina até gabro-dolerito picrítico, mas sem correspondência petrográfica entre estas variedades de rocha.

Gabro-dolerito da zona de contato. Esta variedade de rocha básica ocorre apenas na base das intrusões, faltando normalmente no contato de topo, feição importante que não pode ser ignorada em qualquer modelo exploratório que se pretenda aplicar a esses depósitos (CZAMANSKE *et al.*, 1995). Trata-se de uma rocha de grão fino, com textura típica de contato congelado (*quenched*) que atinge 1-2 m de espessura e passa gradativamente, ao longo de uma zona de transição que chega a 10 m de espessura, à variedade taxítica que a recobre. O gabro-dolerito de contato, que é a rocha de textura mais uniforme das intrusões mineralizadas, contém teores importantes de vidro desvitrificado, o que confirma o processo de

resfriamento rápido. A olivina intratelúrica nunca é encontrada nesta rocha, cuja composição química se compara à dos gabro-doleritos a olivina (48,9 – 51,0% de SiO₂ e 6,9 – 8,0% de MgO).

Sulfetos disseminados. Dentro das intrusões mineralizadas, os sulfetos ocorrem apenas na forma de disseminações, uma vez que os maciços e venulados restringem-se às encaixantes meta-sedimentares. As disseminações ocorrem predominantemente dentro dos gabro-doleritos taxítico e picrítico, menos comumente no leucogabro e no taxítico da zona superior. As suas concentrações variam desde esparsas até sideronítica, um tipo de textura na qual os sulfetos formam a matriz que envolve os silicatos, mas são mais freqüentes os glóbulos ovóides e agregados xenomórficos, que representam de 3 a 20% da rocha, produtos de líquidos imiscíveis e ricos em Fe-Cu-Ni-S-O. Eventualmente, os glóbulos podem mostrar-se estirados por processos locais de compactação pós-magmática. A sua feição mais notável, entretanto, é a zonalidade interna, que apresenta pirrotita, pentlandita e magnetita grossas na base de cada glóbulo e uma associação mais fina de sulfetos de Cu na zona superior. As salbandas dos glóbulos apresentam grãos finos de magnetita. Nos agregados xenomórficos, esta zonalidade não é observada.

Sulfetos maciços. Abaixo da base das zonas mais espessas das intrusões e sem ligação direta com as rochas básicas, dentro das encaixantes sedimentares metamorfizadas, os sulfetos maciços de Ni-Cu-EGP formam corpos com até 45 m de espessura. Embora associados com os sulfetos disseminados, não existe gradação entre eles.

Do ponto de vista econômico, os aspectos mais notáveis das intrusões são os seguintes:

1) Ocorrência de sulfetos magmáticos em proporções muito maiores do que poderia ter sido transportado em solução pelos volumes de magma básico contidos nas intrusões mineralizadas.

2) Concentrações de Ni-Cu-EGP tais que exigiriam a reação dos sulfetos com volumes de magma básico muito maiores do que os correspondentes às zonas mineralizadas das intrusões.

3) Nódulos globulares de sulfetos nos gabro-doleritos picríticos, indicando processos incomuns de concentração.

4) Minérios maciços separados dos disseminados e sem evidências de conexão física com as intrusões.

5) As encaixantes parecem ter sido digeridas pelo magma básico, ao invés de afastadas para o seu alojamento, formando conólitos (zonas de dilatação de diques) de contornos irregulares.

6) As rochas encaixantes mostram-se extensivamente metassomatizadas, dentro de halos metamórficos desproporcionalmente grandes em relação aos volumes das intrusões, indicando a liberação de grandes volumes de fluidos a partir das câmaras magmáticas.

7) As rochas máficas e ultramáficas mostram evidências geoquímicas de contaminação pelas encaixantes meta-sedimentares, com $\delta^{34}\text{S}$ entre +9 e +11.

Segundo NALDRETT (1999), estas feições somente podem ser explicadas por um modelo metalogenético de extração de sulfetos, por contaminação crustal, de um grande volume de magma em ascensão continuada para a superfície e pela diferenciação deste magma em câmaras desenvolvidas por erosão magmática, ao longo dos condutos e alojadas em níveis superiores da crosta.

2.2.1.3.3 Litogeoquímica e química mineral

Os dados existentes sobre a química mineral das intrusões de Noril'sk, Talnakh e Kharaelakh referem-se às olivinas, piroxênios, biotita e Cr-espínélio, fornecidos principalmente pelos estudos de ZOLOTUKHIN *et al.* (1975) e RYABOV & ZOLOTUKHIN (1977), ZIENTEK & LIKHACHEV (1992) e LIKHACHEV (1994). A anortita mostra pouca variação sistemática, cujo controle é dificultado pela coexistência de duas gerações de plagioclásio, a intratelúrica e a supracrustal: 46-78% nos olivina gabro-doleritos, 69-76% nos gabro-doleritos picríticos e 55-81% nos gabro-doleritos taxíticos.

Nas intrusões mineralizadas do tipo Talnakh Inferior, segundo CZAMANSKE *et al.* (1995), a olivina mais rica em Mg ocorre dentro dos gabro-doleritos picríticos, que apresentam também os teores mais altos deste metal, em relação aos demais diferenciados. Os teores de forsterita na olivina e de Mg nas rochas decrescem de 76% a 69,5% e de 17,3% a 10,3%, respectivamente, à medida que aumenta o grau de diferenciação, nestas intrusivas.

Os dados apresentados a seguir baseiam-se em análises de mais de 100 amostras de testemunhos de sondagens coletadas nas intrusões de Noril'sk, Talnakh e Kharaelakh, realizadas por CZAMANSKE *et al.* (1995). Estas amostras mostram razões isotópicas e de elementos pouco variáveis: Ta/La = 0,026-0,041; Th/U = 1,67-3,38; La/Sm = 1,86-2,95; La/Yb = 2,58-4,30; Gd/Yb = 1,33-1,72; ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_I = 0,7052-0,7061; e ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)_I = 17,8-18,3. Os desvios destas faixas de valores, observados em algumas amostras das zonas de contato, são considerados evidência de contaminação *in situ*. Os valores referidos a seguir foram normalizados para uma base anidra de 100% de óxidos, pela subtração do CaO equivalente a CaCO₃ e pela estimativa dos teores de Fe combinado com S e dados como FeO total. Desta forma, os valores corrigidos permitem analisar a seqüência litológica em termos de quimismo do magma silicatado, sem influência dos sulfetos.

Os altos coeficientes de partição dos elementos calcófilos nos líquidos sulfetados, em relação aos silicatados, têm justificado o uso dos teores de NiO na olivina como um indicador eficiente da segregação dos sulfetos, como encontramos em THOMPSON & NALDRETT (1982). Como as olivinas das intrusões mineralizadas não mostram empobrecimento em Ni, a despeito das variações de teores de NiO, CZAMANSKE *et al.* (1995) questionam a hipótese da segregação *in situ* dos líquidos sulfetados e argumentam que os líquidos ricos em olivina e Ni, tanto sulfetados quanto silicáticos, estavam essencialmente em equilíbrio, seja por terem sido acumulados ou alojados juntos, seja por terem sido misturados nos locais em que ocorrem as mineralizações.

Na maior parte dos grãos de olivina analisados, observa-se menos de 1% molar de zonação no teor de Fo, do núcleo para a margem, mas as variações entre grãos chegam ao intervalo de 5 a 10% molar. Os teores de Cr são insignificantes, abaixo de 0,02% Cr₂O₃, enquanto o CaO varia entre 0,07 e 0,32% e o MnO varia de

0,22 a 0,70%. O CaO diminui na ordem de 0,04 a 0,15% dos núcleos para as margens dos grãos de olivina, enquanto o MnO apresenta aumentos na faixa de 0,47 a 0,62%, no mesmo sentido (RYABOV, 1991)..

Ortopiroxênio é sempre um constituinte menor nas intrusões mineralizadas e o clinopiroxênio não apresenta variações sistemáticas de composição, nas amostras de quatro tipos diferentes de rochas, de olivina gabro a gabro-dolerito taxítico, analisadas por CZAMANSKE *et al.* (1995), na intrusão de Noril'sk. Duas gerações de clinopiroxênio são sempre observadas, sendo os mais tardios empobrecidos em Cr e enriquecidos em Fe, Ti e Mn, principalmente nas margens dos grãos. Os clinopiroxênios precoces e cromíferos são verdes, ao passo que os tardios e titaníferos são castanhos. Os ortopiroxênios contêm menos Cr, Al e Na do que os clinopiroxênios cogenéticos.

Uma característica notável de muitas intrusões máfico-ultramáficas da Sibéria é a presença de biotita, que é mais abundante nas porções basais das unidades gabro-doleríticas e picríticas. A mica ocorre tanto em grãos anédricos, intersticiais e com até 2 mm de diâmetro, quanto em cristais de 2-4 mm associados aos sulfetos. Os teores de K₂O variam de 0,19 a 0,51%, comparáveis aos dosados nos basaltos Mr2-Mk (WOODEN *et al.*, 1993), que são geoquimicamente semelhantes aos magmas geradores das intrusões mineralizadas. Enriquecimentos de Fe, Ti, Cr, Cl e F são observados em amostras da intrusão de Noril'sk. A formação de biotita, no lugar de anfibólio, nestas intrusões, é atribuída à concentração de K₂O nos líquidos intercúmulus, em relação aos teores normais do magma básico.

Enriquecimento de Cr ocorre nos contatos entre olivina gabro e gabro-dolerito picrítico, o que é explicado pela presença de Cr-espínélio finamente granulado e intersticial em clinopiroxênio, ortopiroxênio e plagioclásio intersticial, muito mais raramente e em grãos arredondados na olivina.

2.3 MAGMATISMO TOLEÍTICO DA GROENLÂNDIA ORIENTAL

2.3.1 Seqüência vulcânica

A seqüência de basaltos continentais da Groenlândia Oriental, com 57 Ma (Paleoceno), tem uma espessura de 6.000 a 7.000 m. A seqüência vulcânica inicia com quartzos basaltos toleíticos, com alguma contaminação crustal, precursores do magmatismo contemporâneo à abertura da bacia do Atlântico Norte. A ruptura da crosta continental foi acompanhada pela espessa cobertura de lavas toleíticas, que não apresentam evidências de contaminação crustal (NIELSEN *et al.*, 1981; FRAM & LESHAR, 1997; HANSEN & NIELSEN, 1999). As intrusões de Skaergaard, Kap Edvard Holm, Kruise Fjord e outras que se alojam nos gnaisses pré-cambrianos são contemporâneas ao vulcanismo toleítico, datadas em $55,4 \pm 0,14$ Ma pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (HIRSCHMANN *et al.*, 1997). Os ortognaisses dioríticos a graníticos fazem parte do embasamento cristalino, associados a granada-biotita xistos e anfibolitos. Bacias intracontinentais de idade mesozóica a paleogênica contêm até 1.000 m de folhelhos, arenitos feldspáticos, folhelhos micáceos e siltitos. O mapa geológico da Groenlândia Oriental, com a localização das intrusões portadoras de mineralizações de EGP e metais associados, é apresentado na FIGURA 8.

De acordo com MOMME *et al.* (2002b), não há evidências de fracionamento de silicatos e de minerais de EGP nos basaltos toleíticos da província ígnea da Groenlândia Oriental, que apresentam pequena ou nenhuma segregação de sulfetos. Os autores utilizaram dois métodos independentes para avaliar os coeficientes de partição dos EGP entre silicatos, cromita, minerais de EGP e líquido silicatado. Amostras de basaltos de alto TiO_2 com fenocristais de olivina e alguma cromita acusaram teores elevados de Ir, Ru, Th e Pt, cujos coeficientes de partição entre a olivina e o líquido silicatado foram calculados: Ir 14, Ru 11, Rh 3 e Pt 2.

Nos estágios finais do fracionamento cristalino dos basaltos de alto TiO_2 , com $\text{MgO} < 8\%$, as fases dominantes são olivina, plagioclásio e augita, com os seguintes coeficientes de partição de EGP calculados para estas fases minerais: Ir 1-7, Ru 2-4, Rh 1 e Pt 1-3. Isto indica que Ir e Ru podem ser removidos com mais eficiência pelo fracionamento da olivina e da cromita do que pelo fracionamento da olivina, do plagioclásio e da augita. Tanto nos magmas de alto quanto nos de baixo TiO_2 , a Pt

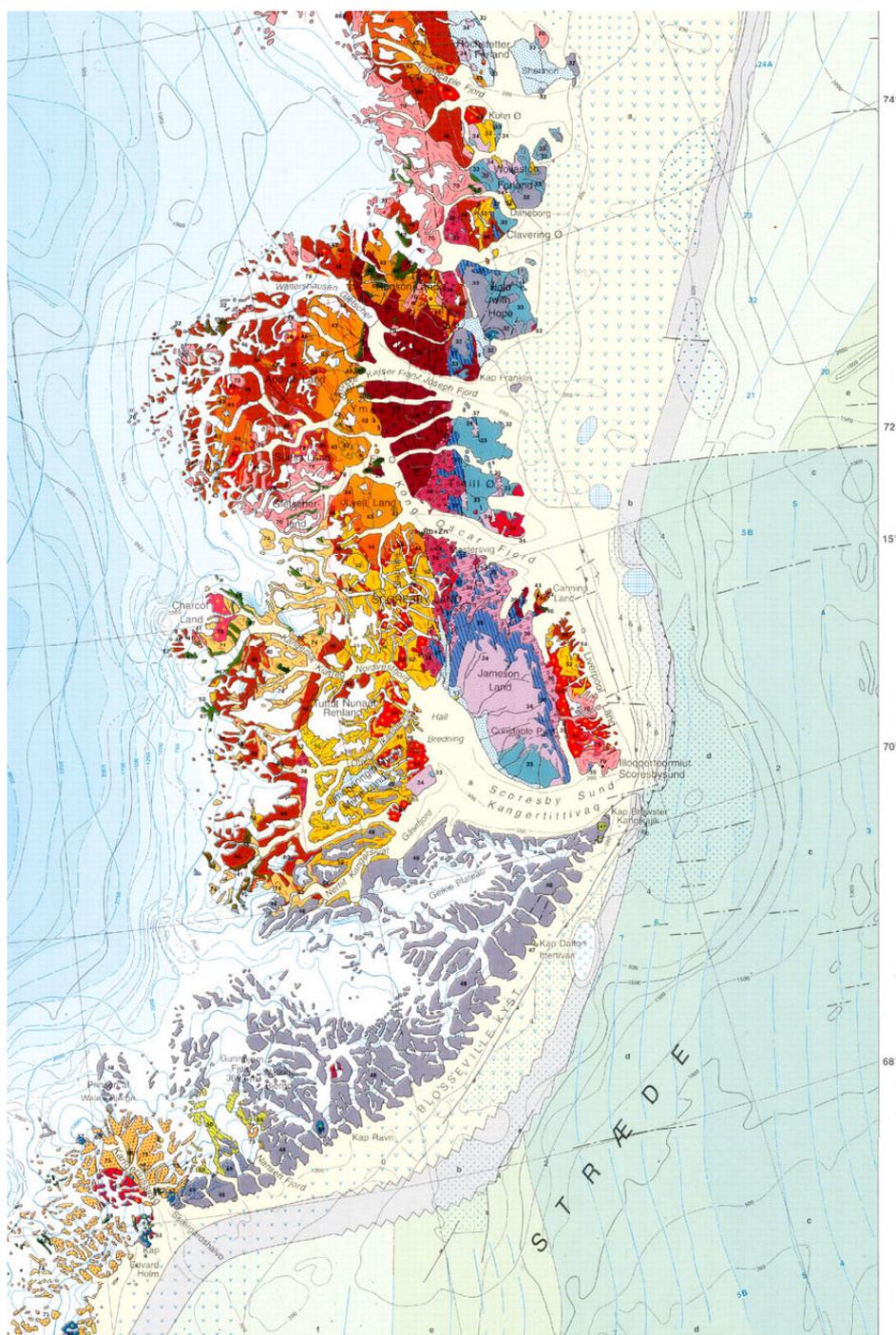


FIGURA 8 – Mapa geológico da Groenlândia Oriental.

FONTE: MOMME *et al.* (2002a)

- | | |
|---|---|
|  | Basaltos toleíticos paleocênicos |
|  | Intrusões diferenciadas paleocênicas |
|  | Arenitos e folhelhos cretáceos e terciários |
|  | Ortognaisses arqueanos |

apresenta comportamento compatível durante o fracionamento dos silicatos e dos minerais de EGP, com coeficiente de partição calculado em 1-3. A Pt se correlaciona bem com Ir nas amostras ricas em olivina e cromita, e se fraciona claramente do Pd durante a diferenciação.

Os basaltos de baixo TiO_2 apresentam uma razão Cu/Pd constante durante a diferenciação e, embora as concentrações de ambos os elementos aumentem com a diferenciação magmática, as de Ir e Ru diminuem, indicando fracionamento de silicatos e minerais de EGP, mas não de sulfetos. A razão Pt/Pd também diminui durante a diferenciação desta suíte magmática. As amostras mais primitivas de basaltos de muito alto TiO_2 contêm altos teores de Pd e baixos teores de Ir, Ru e Pt, indicando fracionamento de silicatos e minerais de EGP, mas não fracionamento de sulfetos. Basaltos mais evoluídos de muito alto TiO_2 acusam correlação positiva entre a razão Pd/Cu e Cr, indicando que as amostras analisadas refletem o estágio de diferenciação em que se verifica saturação em S (MOMME *et al.*, 2002a).

Os teores de EGP detectados em diques e lavas associados aos complexos diferenciados de Skaergaard e Kap Edvard Holm, por NIELSEN & BROOKS (1995) são considerados relativamente altos pelos autores: até 34 ppb Pd, 26 ppb Pt e 52 ppb Au. Nos basaltos toleíticos, os processos de contaminação crustal são negligíveis, segundo LARSEN *et al.* (1989), TEGNER *et al.* (1998) e BROOKS *et al.* (1999).

Segundo os mesmos autores (MOMME *et al.*, 2002b), Ir, Ru, Rh e Pt provavelmente se fracionaram do Pd incorporando-se a minerais próprios e à cromita. Pt e Ir mostram-se enriquecidos em cumulados de olivina, mas como ambos são incompatíveis neste silicato, os autores admitem que os EGP ocorrem em inclusões de ligas metálicas, na olivina e na cromita. Os teores heterogêneos de Ir, Ru e Pt, detectados em amostras que representam a seqüência de diferenciação magmática, nos basaltos da Groenlândia Oriental, são explicados por esses autores pela inclusão física dos EGP em silicatos e óxidos.

MOMME *et al.* (2002a) concluem que os basaltos de alto TiO_2 são os mais enriquecidos em EGP e se fracionam em condições de subsaturação em S, sendo potencialmente formadores de depósitos do tipo *Platinova Reef*. Nestes depósitos, Pd e Cu predominam sobre os demais elementos calcófilos e EGP, porque são

incompatíveis em ambientes subsaturados em S, enquanto os demais elementos são continuamente extraídos do líquido em fracionamento, antes da saturação em S.

Estudos geoquímicos de MOMME *et al.* (2002a, 2006) indicam que os basaltos da região de Skaergaard são enriquecidos em Pd, Au e Cu, em relação ao manto primitivo, e empobrecidos em Ni, Ir, Ru, Rh. Este comportamento é explicado como resultado da cristalização fracionada em sistema fechado, onde o Ni é extraído do líquido pelos silicatos precoces, principalmente olivina; Ir, Ru e Rh são coprecipitados tanto nos silicatos quanto nos óxidos; e Pd, Au, Cu e S se acumulam no líquido residual (KEAYS, 1995). Em diagrama discriminante Pd x Cu, todas as amostras analisadas por VOGEL & KEAYS (1997) situam-se no campo dos magmas subsaturados em S. Esta característica geoquímica é interpretada por ANDERSEN *et al.* (1998) como sendo o fator crucial na formação do Platinova Reef, porque permitiu a concentração dos EGP pelos processos normais de cristalização fracionada, antes da saturação em S.

2.3.2 Intrusões mineralizadas

2.3.2.1 Complexo diferenciado Skaergaard

Com uma área aproximada de 70 km² e volume de 280 km³ (7 x 11 x 3,8 km), a intrusão gabrítica de Skaergaard faz parte da Província Ígnea do Atlântico Norte. A sua idade foi determinada em 55,4 ± 0,14 Ma pelo método ⁴⁰Ar/³⁹Ar (HIRSCHMANN *et al.*, 1997) e está geneticamente relacionada com a seqüência de basaltos toleíticos, cuja espessura atinge entre 6.000 e 7.000 metros. As FIGURAS 9 e 10 apresentam o mapa e uma seção geológica do complexo.

Desde que WAGER & DEER (1939) divulgaram o clássico estudo sobre a evolução deste maciço, ele se tornou um paradigma da petrologia ígnea. Entretanto, devido às suas características de intrusão toleítica petrologicamente evoluída e rica em Fe, Skaergaard sempre foi considerada sem interesse prospectivo. Apesar do vasto volume de dados litológicos, mineralógicos, geoquímicos e geocronológicos acumulados em quase 50 anos de estudos acadêmicos, somente em 1986 a empresa canadense de mineração Platinova realizou uma campanha de prospecção

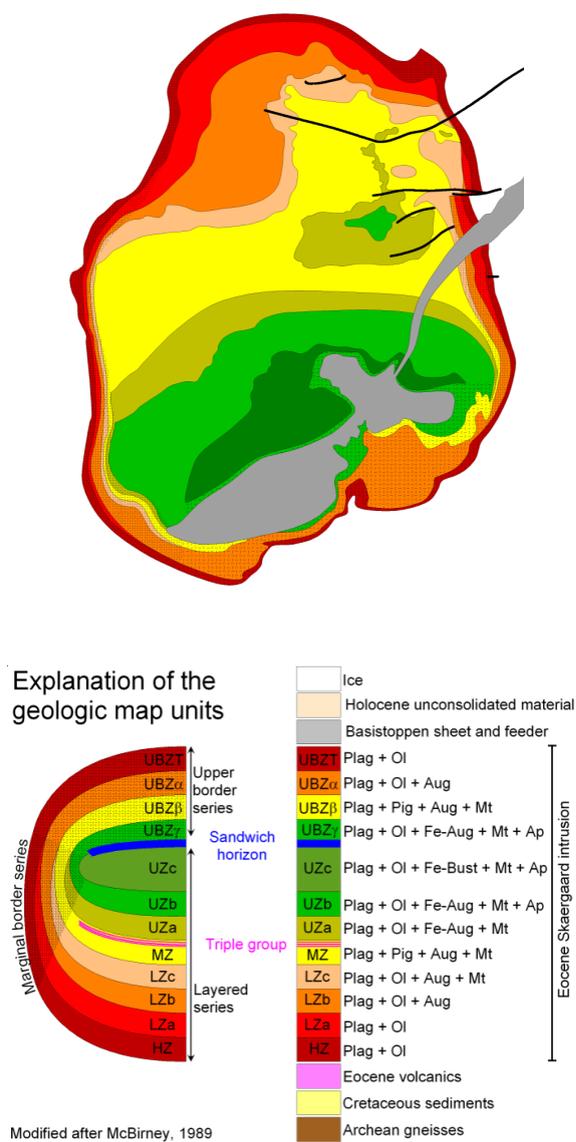


FIGURA 9 – Mapa geológico esquemático da intrusão de Skaergaard.
 FONTE: MCBIRNEY (1989)

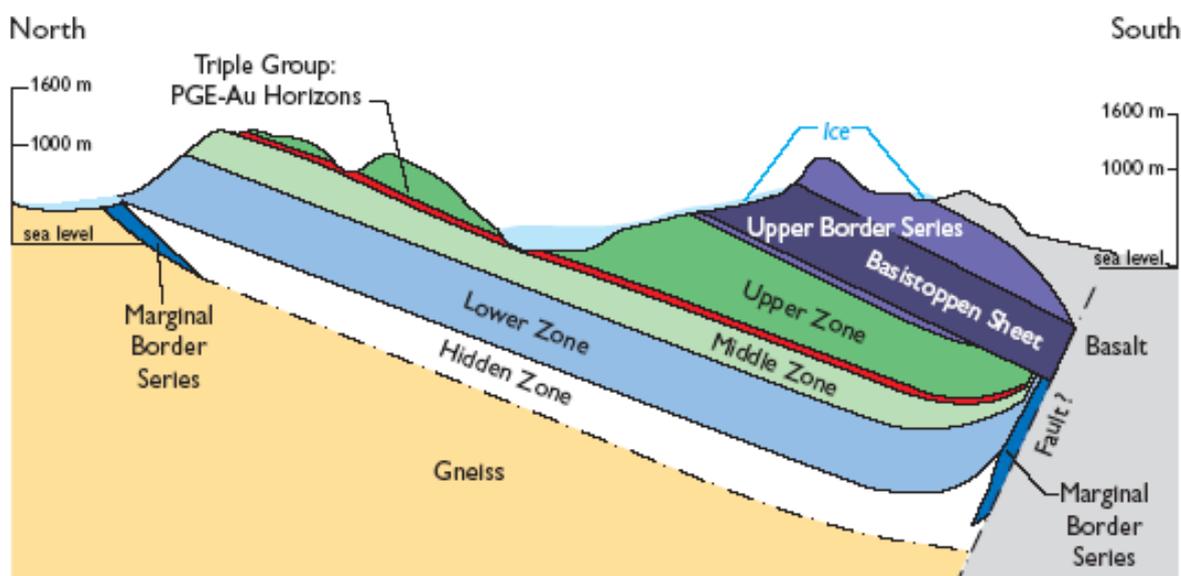


FIGURA 10 – Seção geológica esquemática da intrusão de Skaergaard.

FONTE: NIELSEN (2006)

geoquímica em sedimento ativo de drenagem, como atividade marginal ao projeto que desenvolvia no complexo de Kap Edvard Holm. Os elevados teores de Au dosados nos sedimentos desviaram os investimentos para Skaergaard, tornando-o o alvo exploratório mais importante da região.

Até o ano de 1992, a empresa desenvolveu um programa de prospecção com a coleta de amostras de canal em afloramentos e execução de furos de sondagens. Os resultados indicaram a ocorrência de um depósito contendo aproximadamente 10×10^6 de onças de ouro, distribuídas em camada contínua, através da intrusão. No final da década, o prospecto foi adquirido pela Gryphon Metals Corporation, que abordou o depósito de outro ponto de vista exploratório, incluindo paládio nas análises (BROOKS, 2005).

O depósito encontrado em consequência da nova abordagem é do tipo polimetálico, caracterizado pela associação Pd-Au-Pt-Ti-V. As rochas encaixantes dos metais preciosos constituem o denominado Platinova Reef e não diferem petrograficamente dos gabros estéreis do complexo. Ele é formado por uma sucessão de pelo menos oito níveis mineralizados, com 60 metros de espessura

estratigráfica total, situados no nível inferior de leucogabro do Triple Group, que ocupa o terço superior da intrusão. Os estratos mineralizados inferiores estendem-se através da intrusão, de contato a contato, mas os sobrejacentes diminuem progressivamente de extensão, reduzindo-se a cerca de um terço dos primeiros. Os níveis mineralizados mostram separação estratigráfica dos metais e contêm mais Pd e Au do que Ir e Pt (ANDERSEN, 2005). Pd predomina nos níveis inferiores e Au nos níveis superiores da zona mineralizada, repetindo-se esta zonalidade em várias escalas.

O gabro do Triple Group contém olivina, plagioclásio, piroxênio, óxidos de Fe e teores subordinados de sulfetos, principalmente bornita, calcosina e digenita, sendo raras a calcopirita e a idaíta. Apesar dos altos teores em Fe da encaixante, pirita e pirrotita são completamente ausentes. Os sulfetos de Cu formam grãos intersticiais nos cumulos de silicatos, contendo Au e elementos do grupo da Pt (EGP) na forma de inclusões em grãos de magnetita e ilmenita titanífera. Até o presente, foram identificadas 43 fases minerais de EGP e Au, das quais são predominantes a skaergaardita (PdCu) e a zvyagintsevita (PdPb). Ocorrem também como fases minerais importantes: teluretos de Pd e Ni (keithconnita, melonita) e ligas de Au e Cu (tetra-auricuprita). Os testes de recuperação demonstram que Au e Ti podem ser extraídos por processos convencionais de beneficiamento (BROOKS, 2005).

O depósito contém $1,520 \times 10^6$ t de minério total, com $10,26 \times 10^6$ onças de Au ao teor médio de 0,21 g/t, $29,81 \times 10^6$ onças de Pd ao teor médio de 0,61 g/t e $1,95 \times 10^6$ onças de Pt ao teor médio de 0,04 g/t. Grandes volumes de magnetita e ilmenita vanadíferas (teores médios de 19% Fe_2O_3 , 6,6% TiO_2 e 1,3 kg/t V_2O_5) acompanham os metais preciosos, em teores constantes e homogêneos, o que garante a economicidade do empreendimento, previsto para ser inaugurado nos próximos três anos. A extrema regularidade estrutural e geoquímica das mineralizações, resultante dos processos de diferenciação magmática em sistema fechado, de acordo com IRVINE (1992) e NIELSEN (2004), favorece o planejamento das operações de lavra e beneficiamento. O fluxograma de beneficiamento já se encontra desenvolvido, com um estágio de flotação que produzirá um concentrado com 49,7% TiO_2 e processos de recuperação dos outros metais, o que viabiliza

tecnicamente o empreendimento. O estudo de viabilidade econômica foi concluído em 2006, visando a implantar uma operação subterrânea de larga escala, com produção prevista de 10×10^6 t/ano. As intrusões vizinhas de Kap Edvard Holm e Kruuse Fjord, cujas dimensões são maiores do que as de Skaergaard, apresentam características estruturais, litológicas e geoquímicas semelhantes.

As mineralizações são consideradas de origem magmática, sem a participação de processos hidrotermais (MOMME *et al.*, 2002a). Os numerosos estudos realizados não indicam a ocorrência de misturas de magma nem de assimilação de S externo pelo magma toleítico. Entretanto, os baixos teores de metais preciosos nos gabros sobrejacentes aos níveis mineralizados confirmam o empobrecimento resultante da sua deposição nos cumulos leucocráticos. Segundo MOMME *et al.* (2002b), a descompressão progressiva do magma durante a ascensão pode ter sido a causa do enriquecimento em S.

O QUADRO 3 sintetiza as características do quadro geológico regional e os atributos metalogenéticos dos depósitos de metais preciosos no complexo diferenciado de Skaergaard, apresentados acima.

ATRIBUTOS	DADOS DA GEOLOGIA REGIONAL	FONTES
Ambiente tectônico e idade	Rifte continental sob influência de pluma mantélica, com intrusões subvulcânicas diferenciadas. A prospeção iniciou com base na idéia de que a região é um braço abortado de uma junção trílice. Terciário: 57 a 54 Ma, pico aos 55 Ma. Intrusão: 54,5 Ma.	BROOKS, 2005
Magma parental	Olivina toleítico aluminoso: E-MORB. Composição das bordas congeladas do teto e contatos laterais, bem como do líquido aprisionado nos interstícios dos cumulos, corresponde a ferrobasilto. Magma único deu origem ao complexo, cujos termos litológicos constituem a diferenciação completa de um magma básico.	HOOVER, 1989
Fontes do magma	Basaltos de alto Ti (90% de 330 derrames), médio e baixo Ti interdigitam-se regionalmente, indicando extrusão sincrônica de diversas câmaras magmáticas. As razões La/Sm, Dy/Yb e isótopos de Sr e Nb indicam origem do magma a profundidades variáveis na crosta. [La/Sm] _N : 1,2 a 1,8. MgO: 6 a 8,4%. FeO _T : 9 a 15%. TiO ₂ : 2 a 5%. Pt: 4,6 a 5,1 ppb. Pd: 3-25 ppb. Ir: 0,06 ppb. Ru: 0,27 a 0,32 ppb.	MOMME <i>et al.</i> , 2002a

(Continua)

QUADRO 3 - Atributos dos depósitos de metais preciosos de Skaergaard.

ATRIBUTOS	DADOS DA GEOLOGIA REGIONAL	FONTES
Seqüência vulcânica	Basaltos toleíticos, afíricos ou com fenocristais de olivina e piroxênio, formam coluna de até 2,5 km, com 5,5 km na área de Blossville Kyst, com picrito subordinado e restrito ao extremo S da província. Derrames de 5-50 m são subaéreos e intercalados a hialoclastitos, tufos e sedimentos. (1) As vulcânicas superpõem-se às formações sedimentares em discordância angular de 8°. Tectônica pós-vulcânica dividiu a região em blocos mergulhantes com 1° a 12° para o interior. (2)	(1) GEUS, 2003 (2) PEDERSEN <i>et al.</i> , 1997
Petrologia dos basaltos	Formados durante o rifteamento do Atlântico Norte, a maior parte das lavas da seqüência formou cumulados de olivina, correlacionáveis com basaltos contendo MgO entre 9 e 13%.(1)	(1) FRAM & LESHNER, 1997
Geoquímica dos basaltos	Basaltos são ricos em EGP e subsaturados em S. Basaltos de baixo TiO ₂ : 105 a 248 ppm Cu, 7 a 24 ppb Pd e Cu/Pd ≅ 10.000 e Pt/Pd = 1,3 a 0,11. Basaltos de alto TiO ₂ : 6 a 16 ppb Pd e Cu/Pd ≅ 21.000 e Pt/Pd = 1,1 a 0,2. Pt varia de 2 a 13 ppb e Pd varia de 5 a 25 ppb, sem padrão definido de depleção ao longo da estratigrafia. A razão constante Cu/Pd indica fracionamento dominado por silicato e cromita, sem segregação de sulfetos. Ir é inversamente proporcional ao Pd e diretamente proporcional ao Mg: indica fracionamento de magma subsaturado em S.	MOMME <i>et al.</i> , 2002b
Associação litológica na intrusão	Troctolito, anortosito, olivina-gabro e olivina-gabro rico em óxidos são abundantes. Peridotito, piroxenito e dunito são escassos. Basaltos toleíticos são os correspondentes vulcânicos.	MILLER & ANDERSEN, 2002
Rochas encaixantes	Cumulados gabróticos a ferrogabróticos (Pl + Cpx ± Ox ± Ol), alguns associados com estratificação ígnea. Mg# ≅ 25.	MOMME <i>et al.</i> , 2002a
Mineralogia das encaixantes e minérios	Olivina, plagioclásio, piroxênio, óxidos de Fe, bornita, calcosina, digenita, (calcopirita, idaíta). Minérios: skaergardita (PdCu), zvyagintsevita [(PdPtAu) ₃ PbSn], keithconnita (Pd ₃ Te), melonita (NiPdTe ₂), tetraauricuprita (AuCu). (1) Magnetita vanadífera e ilmenita ocorrem regularmente disseminadas em toda zona mineralizada.	(1) BROOKS, 2005 (2) ANDERSEN, 2005
Teores e volumes de minérios	Pd: 280 Mt a 1,9 g/t. (1) Volume total: 1.520 Mt de Pd-Pt-Au-Ti-V-Fe com 0,61 g/t Pd, 0,21 g/t Au, e 0,04 g/t Pt, 6,6% TiO ₂ , 1,3 kg/t V ₂ O ₅ e 19% Fe ₂ O ₃ . Nível Pd ₅ (4-5 m): 104 Mt com 1,91 g/t Pd, 0,11 g/t Au e 0,16 g/t Pt. Zona Combinada (17-60 m): 107 Mt com 1,68 g/t Au, 0,59 g/t Pd e 0,05 g/t Pt. Pt/Pd: 7-0,1. Pt+Pd/Au: 1-10. (2) Os metais se separam em níveis estratigráficos, predominando Pd e Au sobre Ir e Pt (2).	(1) BROOKS, 2005 (2) ANDERSEN, 2005
Petrologia	Ol + Pl > Pl + Cpx + FeOx ± Ol > Pl + Cpx + FeOx + Ol + Ap. Forte enriquecimento em Fe, indicando diferenciação do tipo Fenner. Olivina precoce é rara como fase mineral isolada. Ortopiroxênio é raro.	MILLER & ANDERSEN, 2002
Processos mineralizadores	Cristalização fracionada em sistema fechado, subsaturado em S, cuja saturação ocorre por efeito de: cristalização fracionada, em sistema fechado; mudanças de equilíbrio de fases, devido à cristalização dos óxidos de Fe; e/ou descompressão periódica devido à extrusão do magma. (1) Não há evidências de mistura de magmas nem assimilação de S das formações sedimentares recortadas pelo magma. Minérios depositaram quando cristalização atingiu 70% do magma parental. (2)	(1) MOMME <i>et al.</i> , 2002a (2) NIELSEN <i>et al.</i> , 2005
Outros exemplos	Kap Edvard Holm e Kruise Fjord, Groenlândia. Complexo de Freetown, Serra Leoa. Sonju Lake, Minnesota, USA. Complexo de Muskox, Canadá. Complexo de Rincón del Tigre, Bolívia. Lake Owen, Wyoming, USA. Intrusão do Rio Jacaré, Bahia.	MILLER & ANDERSEN, 2002

(Conclusão)

QUADRO 3 - Atributos dos depósitos de metais preciosos de Skaergard.

2.3.2.2 Complexo diferenciado Kap Edvard Holm

A intrusão diferenciada de Kap Edvard Holm contém mineralizações estratiformes de Au-EGP com até 20 m de espessura, dispostas dentro de cumulos de gabro estratificado, com anortosito e troctolito subordinados, com espessura de mais de 650 m (ARNASON & BIRD, 2000). Dados de campo e análise petrográfica mostram que as variações composicionais podem ser explicadas por meio de cristalização em sistema aberto, com injeções magmáticas repetidas. As zonas mineralizadas contêm em média 250 ppb Pt, 40 ppb Pd e 50 ppb Au. Amostras individuais atingem até 5 ppm Pt e 6 ppm Au. Os teores de Ir, Os, Ru e Rh são uniformemente baixos, abaixo de 20 ppb.

O zoneamento estratigráfico de Pt, Pd e Au mantém-se ao longo da direção do bandamento magmático, coincidindo os picos geoquímicos dos três elementos nos mesmos locais. Os minerais de Pt presentes são ligas de Pt-Fe, sperrylita e moncheíta, com poucos intercrescimentos de sulfetos. Ouro ocorre na forma de ligas com Ag e Cu, em contato com silicatos, óxidos e sulfetos de metais básicos no intercumulus, principalmente bornita, calcopirita e digenita.

A formação dos níveis mineralizados é interpretada como sendo associada com injeções de magma primitivo, saturado em plagioclásio, dentro de magma mais evoluído, dentro da câmara magmática. A mistura de magmas permitiu a partição de Au e EGP em sulfetos derivados de grandes volumes de líquido e depositados nos níveis de gabro, sendo recobertos por anortosito. Líquidos hidratados, liberados pela compactação do material cumulático, reagiram com gabro em fases posteriores de evolução do sistema, produzindo alteração, oxidação e dessulfurização dos sulfetos de Cu-Fe, levando à recristalização de minerais de EGP (ARNASON & BIRD, 2000).

2.3.2.3 Complexo diferenciado Kruuse Fjord

O complexo de Kruuse Fjord é uma intrusão diferenciada de gabro e troctolito, com rochas ultramáficas e trondhjemíticas subordinadas. O gabro constitui o

envelope externo da intrusão, com o troctolito no núcleo, ambos separados por uma estreita zona de trondhjemito em forma de pequenos corpos descontínuos. Localmente, o gabro é recortado por uma intrusão ultramáfica com aproximadamente 800 m de espessura, cuja composição varia de wehrlito a melagabro. Diferenciados finais de sienito, traquiandesito e diabásio recortam o complexo formando diques e redes de veios tabulares.

Os cumulos básicos são interpretados por ARNASON *et al.* (1997) como sendo produtos de injeções magmáticas repetidas, em sistema aberto, à semelhança do que ocorre no complexo de Kaap Edvard Holm. A ordem de cristalização dos minerais cumuláticos, tanto no gabro quanto no troctolito, é plagioclásio – olivina – augita – magnetita. A seqüência de cristalização na intrusão ultramáfica é cromita + olivina – cromo-diopsídio – plagioclásio + flogopita + apatita + sulfetos com Au e EGP. As paragêneses minerais e os teores de elementos maiores e traços medidos no clinopiroxênio sugerem que as rochas básicas derivaram de magma toleítico semelhante aos basaltos de cadeia oceânica (E-MORB), enquanto as rochas ultramáficas formaram-se a partir de magma enriquecido em elementos incompatíveis e voláteis.

Existe pouca informação publicada sobre as mineralizações de metais preciosos no complexo diferenciado de Kruise Fjord. Uma resenha publicada pelo Serviço Geológico da Dinamarca (NIELSEN, 2006) registra que concentrações de sulfetos de Ni-Cu-EGP ocorrem nos contatos de rochas básicas com encaixantes arqueanas e com outras variedades da intrusão diferenciada.

A heterogeneidade de informação resenhada neste capítulo reflete a grande diferença de extensão e detalhamento dos estudos desenvolvidos nas províncias ígneas da Plataforma Siberiana e da Groenlândia Oriental. Não obstante, ela é suficiente para fundamentar a discussão dos resultados obtidos, ao final desta tese.

CAPÍTULO 3 - FUNDAMENTOS TEÓRICOS

3.1 COMPORTAMENTO GEOQUÍMICO DOS METAIS NOBRES

3.1.1 Afinidade geoquímica

A distribuição dos elementos na litosfera é determinada pelas suas afinidades geoquímicas, as quais dependem por sua vez das propriedades atômicas de cada elemento e das ligações químicas que eles estabelecem entre si. A TABELA 2 apresenta as propriedades atômicas fundamentais dos metais nobres e associados, objeto do presente estudo, para referência à discussão que segue.

TABELA 2 - Propriedades atômicas fundamentais dos metais nobres e associados.

ELEMENTO	NÚMERO ATÔMICO	MASSA ATÔMICA	ELETRONE-GATIVIDADE	CONFIGURAÇÃO ELETRÔNICA	ESTADOS DE OXIDAÇÃO	CLARKE (ppm)
Cr	24	51,996	1,66	2, 8, 13, 1	+2 +3 +6	185
Mn	25	54,938	1,55	2, 8, 13, 2	+2 +3 +4 +7	1.400
Fe	26	55,845	1,83	2, 8, 14, 2	+2 +3	70.700
Co	27	58,9332	1,88	2, 8, 15, 2	+2 +3	29
Ni	28	58,6934	1,91	2, 8, 16, 2	+2 +3	105
Cu	29	63,546	1,9	2, 8, 18, 1	+1 +2	75
Ru	44	101,07	2,2	2, 8, 18, 15, 1	+3	0,01
Rh	45	102,9055	2,28	2, 8, 18, 16, 1	+3	0,005
Pd	46	106,42	2,2	2, 8, 18, 18, 0	+2 +3	0,001
Ag	47	107,868	1,93	2, 8, 18, 18, 1	+1	0,08
Os	76	190,23	2,2	2, 8, 18, 32, 14, 2	+3 +4	0,005
Ir	77	192,217	2,2	2, 8, 18, 32, 15, 2	+3 +4	0,0001
Pt	78	195,078	2,2	2, 8, 18, 32, 17, 1	+2 +4	0,01
Au	79	196,966	2,4	2, 8, 18, 21, 18, 1	+1 +3	0,003

FONTE: adaptado de WHITE (2006).

Estas propriedades foram utilizadas por GOLDSCHMIDT (1954), com base em princípios teóricos e dados empíricos, indicativos da preferência dos elementos químicos para se associarem a Fe, S, O e fases gasosas, para classificá-los respectivamente em quatro categorias: siderófilos, calcófilos, litófilos e atmófilos.

Os **elementos siderófilos** têm afinidade geoquímica com Fe e fraca afinidade com O e S. Eles mostram baixa reatividade e tendência a formar ligações iônicas com outros elementos, o que favorece a sua ocorrência na natureza sob a forma nativa. Outra característica importante deste grupo é a tendência de se tornarem calcófilos na presença de S, As e Sb. São típicos elementos siderófilos: Fe, Co, Ni, Ru, Rh, Pd, Os, Ir, Pt, Au, Re, Mo, Ge, Sn, W, C, P, Ge, Sb.

Os **elementos calcófilos** têm fortes ligações químicas, geralmente do tipo covalente, com o S e ocorrem, por isto, abundantemente na forma de sulfetos. Eles formam também ligações covalentes com Se, Te, As e Sb, de modo que se apresentam na natureza na forma de minerais complexos em que estes elementos se comportam como ânions simples (selenetos, teluretos, arsenietos e antimonetos e respectivos derivados) ou complexados com S. São elementos calcófilos por excelência: Cu, Ag, Zn, Cd, Hg, Ga, In, Tl, Pb, As, Sb, Bi, Se, Te.

Os **elementos litófilos** apresentam forte afinidade química com O, elemento com o qual formam os silicatos, minerais mais abundantes da crosta terrestre. São elementos litófilos: Li, Na, K, Rb, Cs, Be, Mg, Ca, Sr, Ba, B, Al, Sc, Y, ETR, Si, Ti, Zr, Hf, Th, V, Nb, Ta, O, Cr, W, U, F, Cl, Br, I, Mn.

Os **elementos atmófilos** formam ligações fracas, do tipo Van der Waals, e ocorrem na forma de fases voláteis na natureza: H, N, O, He, Ne, Ar, Kr, Xe.

Como a reatividade geoquímica depende fortemente da configuração eletrônica dos elementos, mais especialmente do número de elétrons disponíveis para as ligações químicas e dos estados de valência que apresentam na natureza, estes grupos correlacionam-se de modo geral às famílias da tabela periódica. Entretanto, alguns elementos mostram afinidades geoquímicas variáveis, dependendo das condições termodinâmicas prevalentes durante a sua passagem pelo estado líquido, quando a separação se torna possível. Assim, por exemplo, C, P e Cr são litófilos em ambiente oxidante, mas os dois primeiros são siderófilos e o último é calcófilo sob condições redutoras. Da mesma forma, os EGP comportam-se tanto como elementos siderófilos quanto calcófilos, dependendo das pressões parciais fO_2 e fS_2 , respectivamente.

Conforme visto acima, os metais formadores de anomalias geoquímicas sobre a Formação Serra Geral, dentro do território paranaense, apresentam as seguintes

afinidades: Ni, Co, EGP e Au são siderófilos; Cu e Ag são calcófilos; Mg e Cr são litófilos. Entretanto, esta classificação não é suficiente para se prever o comportamento destes elementos durante os processos petrológicos e metalogenéticos, porque ele depende de algumas condicionantes físico-químicas essenciais, principalmente a eletronegatividade.

Eletronegatividade é a medida do poder de atração de um elemento químico por elétrons. Quanto maior o seu valor, maior é a facilidade que um elemento tem para formar ligações iônicas. Como o oxigênio tem eletronegatividade muito alta (3,5), os óxidos e silicatos tendem a conter ligações iônicas, com as moléculas formadas por cátions metálicos rodeados por ânions de O e Si.

Nas teorias clássicas da geoquímica, os elementos são tratados como íons e a maior parte das suas ligações, como iônicas (BARNES & MAIER, 1999). Esta abordagem funciona bem para os elementos litófilos, mas não para os siderófilos e calcófilos, que apresentam ligações químicas metálicas e covalentes, respectivamente. O oxigênio combina-se primeiro com cátions de baixa eletronegatividade e depois com os de alta eletronegatividade, de modo que Fe, Co e Ni formam óxidos e silicatos a fO_2 mais baixas do que Cu, Ag, Au e EGP. Como S tem uma eletronegatividade menor (2,5) do que O, os sulfetos são formados por ligações covalentes, nas quais os cátions metálicos e o ânion S compartilham elétrons na última camada. Ni, Cu e Ag formam sulfetos a fS_2 mais baixa do que Au e EGP, que têm eletronegatividades muito altas (respectivamente 2,4 e 2,2) preferem o estado metálico. Estes fatores controlam o fracionamento dos elementos químicos nos líquidos silicatados e sulfetados, que é discutido a seguir.

3.1.2. Fracionamento dos elementos nos líquidos silicatados e sulfetados

O fracionamento dos metais preciosos nos líquidos silicatados e sulfetados pode ser explicado em função dos seguintes fatores físico-químicos: (a) coeficiente de partição entre sulfetos e silicatos; (b) formação de solução sólida monossulfetada; e (c) substituição de cátions na estrutura dos óxidos.

3.1.2.1 Coeficiente de partição entre sulfetos e silicatos

De acordo com BOCKRATH & BALLHAUS (2004), a distribuição dos EGP entre o manto e as fusões basálticas primitivas é bem conhecida, mas pouco entendida. Os teores de EGP do manto, equivalentes a 0,7% dos meteoritos condríticos, fracionam-se fortemente nos basaltos primitivos, de modo que os elementos refratários (Os, Ir e Ru) são depletados em relação aos menos refratários (Pt e Pd). O fracionamento absoluto e relativo dos EGP é atribuído a mudanças de equilíbrio entre as soluções de líquido monossulfetado e as fusões silicatadas, na fonte mantélica. Se os sulfetos permanecem como fases residuais no manto, durante a fusão parcial, os basaltos resultam depletados em EGP. Entretanto, se os sulfetos são incorporados ao magma primitivo, os basaltos resultantes contêm teores mais elevados de EGP.

Apesar do grande volume de dados experimentais que demonstram de forma consistente estes fatos, não se dispõem ainda de modelos satisfatórios para explicar o fracionamento por mudanças de equilíbrio entre sulfetos e silicatos. MAVROGENES & O'NEILL (1999) sugerem que o fracionamento é controlado mais pela dissolução dos sulfetos no magma basáltico, sob influência da descompressão em níveis superficiais da crosta, do que pelo coeficiente de partição desses elementos entre sulfetos e silicatos. Por isto, os teores absolutos e as razões dos EGP são controlados nos basaltos pelas suas respectivas solubilidades nos silicatos, sob condições de baixa pressão. Os mais solúveis, principalmente Pd, são dissolvidos no líquido silicatado na forma de óxidos complexos, enquanto os mais refratários (Os, Ir e Ru) permanecem como agregados de ligas dentro da olivina e da cromita.

Dados empíricos mostram que o fracionamento dos metais calcófilos é maior ainda, nos líquidos sulfetados em relação aos silicatados, com coeficientes de partição da ordem de 100-500 para Ni, 200-2.000 para Cu e 10^3 - 10^6 para EGP (NALDRETT, 1989). Segundo BARNES & FRANCIS (1995), esses coeficientes decrescem da seguinte maneira: Pd > Rh > Pt > Au, Os, Ir, Ru. O fracionamento do Pd maior do que o da Pt explica a correlação positiva que se observa com os teores de S, nas rochas máficas e ultramáficas. Embora estas diferenças sejam

confirmadas por dados empíricos de várias províncias de basaltos continentais, não existem explicações teóricas para a natureza dos seus controles físico-químicos.

3.1.2.2 Formação de soluções sólidas monossulfetadas

Muitos depósitos minerais sulfetados apresentam uma zonação que envolve uma porção enriquecida em Fe-Os-Ir-Ru-Rh e outra enriquecida em Cu-Pt-Pd-Au. A explicação teórica para esta zonalidade é de que ela resulta do fracionamento durante a formação de soluções sólidas monossulfetadas (*monosulphide solid solutions – mss*), em função da configuração resultante na última camada eletrônica de cada metal, ao se combinar com S. Assim, Fe, Co, Os, Ir, Ru e Rh assumem a configuração d^2sp^3 , favorável às coordenações hexavalentes, ou octaédricas, enquanto Pt e Pd formam a configuração dsp^2 , adequada às coordenações cúbicas, e Cu, Ag e Au adotam tanto a configuração dsp^2 quanto a sp^3 , que se adaptam a ambos os tipos de coordenações. Quanto ao Ni, este assume configurações d^2sp^3 ou dsp^2 , de modo que entra na estrutura mineral em posições tanto octaédricas quanto tetraédricas.

Outros dados experimentais indicam que os coeficientes de partição em soluções sólidas monossulfetadas de líquido nativo (supersaturadas em S), de líquido sulfetado (saturadas em S) ou de liga e líquido sulfetado (subsaturadas em S), crescem na seguinte ordem: Ir > Os, Ru > Rh > Ni >> Pt, Pd, Cu > Au. Apesar de se manter a ordem no aumento dos coeficientes, os seus valores absolutos decrescem das soluções supersaturadas às saturadas e destas às subsaturadas. Isto sugere que o aumento dos teores de S nas *mss* favorece o fracionamento dos metais nobres, ao aumentar o número de vagas metálicas na estrutura, as quais favorecem, por sua vez, distorções na rede cristalina para permitir a entrada dos metais.

Embora siderófilos por natureza, os EGP podem entrar na estrutura de determinados óxidos, por meio de substituição no estado sólido, desde que as ligações envolvidas sejam moderadamente iônicas, que o balanço de cargas seja mantido e que os cátions substituídos tenham raios iônicos semelhantes. Na cromita ($FeCr_2O_4$) e na magnetita (Fe_3O_4), os cátions têm cargas 2+ ou 3+. A forma estável

desses óxidos requer que Ir e Rh entrem com carga 3+, que Os e Ru adquiram carga 4+, que Pd tenha carga 2+ e que Pt tenha cargas 2+ ou 4+. Com base nas diferenças de raio iônico em relação a Fe e Cr, a ordem de preferência na substituição sólida do octaedro é a seguinte: $Ru^{4+} > Os^{4+} > Rh^{3+} > Ir^{3+}$. Entretanto, com base nas cargas iônicas, Rh^{3+} e Ir^{3+} têm mais facilidade de entrar na estrutura do que Ru^{4+} e Os^{4+} . Finalmente, Pt^{2+} e Pd^{2+} têm raios iônicos muito grandes para entrarem no octaedro dos espinélios. Resulta disto que a ordem de substituição pode ser considerada a seguinte: $Ru > Os > Rh > Ir \gg Pt = Pd$. Dados empíricos referentes aos coeficientes de partição desses metais, obtidos por CAPOBIANCO e DRAKE (1990), confirmam esta previsão teórica, embora não sejam bem conhecidos os seus estados de oxidação nos magmas silicatados.

À exceção de Ni e Cu, que têm facilidade para entrar na estrutura cristalina da olivina e do piroxênio, todos os metais presentes no manto são incorporados aos sulfetos. Dados empíricos obtidos a partir de depósitos de sulfetos maciços e de nódulos mantélicos preservados em rochas básicas, indicam que 50-60% de Rh e Pd e 30-40% de Ir, Ru e Pt estão alojados na estrutura dos sulfetos (PATTOU *et al.*, 1996; MITCHELL & KEAYS, 1981), enquanto Os, Ir e Ru são concentrados tanto em sulfetos quanto em ligas metálicas. Em síntese, Cu, Ag, Au, Pd e Pt tendem a se concentrar nos sulfetos, enquanto Ni, Os, Ir, Ru e possivelmente Rh são controlados por uma combinação de sulfetos e cromita, ou de sulfetos e minerais de EGP.

3.1.2.3 Substituição de cátions nos óxidos

Dados de laboratório mostram que Ni e EGP concentram-se fortemente em ferro-ligas. Entretanto, Ni e Pd não se incorporam facilmente às ligas de PtFe, nas quais têm coeficientes de partição menores do que 1. Os elementos Pd, Ni, Au, Ag e Cu têm coeficientes de partição entre os silicatos e as ferro-ligas várias ordens de grandeza menores do que os demais EGP. A diferença maior do que 15% entre os raios iônicos de Au e Ag, em relação ao Fe, explica os seus baixos coeficientes de partição nas ligas siderófilas. Os baixos coeficientes de partição de Pd, Cu e Ni podem resultar da configuração da camada eletrônica mais externa (*d*), que é

completa nesses elementos, dificultando as ligações covalentes com outros elementos.

Ligas metálicas formam-se raramente nos magmas máficos e ultramáficos, nos quais Fe está presente na forma de óxidos. Entretanto, sob condições redutoras, como as que são geradas pela reação do magma com camadas de carvão ou folhelho carbonoso, ferro-ligas podem se formar e extrair metais do líquido silicatado. São exemplos deste processo as ligas de PtFe que ocorrem na forma de inclusões em cromita, nas jazidas associadas às porções ultramáficas dos complexos diferenciados dos Urais, do Alaska, da Colúmbia Britânica e no distrito de Fifield, na Nova Gales do Sul (BARNES & MAIER, 1999).

Segundo MATHEZ & PEACH (1997), é impossível para os elementos químicos que ocorrem em concentrações de ppm formar fases minerais individualizadas e que os sulfetos em equilíbrio com ligas metálicas conteriam EGP em teores mais altos do que os observados. Isto levou TREDoux *et al.* (1995) a propor a explicação de que aglomerados de íons de EGP formar-se-iam no magma básico e entrariam em qualquer fase mineral que estivesse cristalizando. Estes aglomerados iônicos não têm carga elétrica e englobam de 3 a 1.000 átomos, cada um dos quais está ligado a pelo menos dois outros por meio de ligações metálicas. Aglomerados de 10 a 100 átomos são formados pelos metais pesados de transição, entre os quais se incluem EGP, Au e Ag. Os metais pesados de transição (principalmente Os, Ir, Pt) formam aglomerados mais estáveis do que os metais leves de transição (Fe, Co, Ni). Desta forma, a tendência à geração de aglomerados iônicos é a seguinte, em ordem decrescente de preferência: Os, Ir, Pt > Ru, Rh, Pd > Co, Ni > Fe.

A participação de S, As, Sb e Te como ligantes e de CO como redutor favorece a formação dos aglomerados iônicos e, conseqüentemente, das concentrações econômicas desses metais. Nos líquidos sulfetados, os aglomerados de EGP são extraídos pelo S, mas onde este ligante é escasso eles permanecem em suspensão e formam ligas por simples coalescência. As ligas podem funcionar como pontos de nucleação para cromita e olivina, dentro das quais permanecem na forma de inclusões. Este modelo comporta exceções, pois Ru, Os e Ir concentram-se em cumulos precoces nas rochas ultramáficas, laurita (RuS_2) é inclusão comum em cromita e a cromita de ofiolitos não se enriquece em Pt. Esta discrepância em

relação à explicação teórica pode refletir apenas a maior estabilidade dos aglomerados sulfetados de Ru em relação aos de Pt.

Em síntese, as ordens de preferência na precipitação de Ni-Cu-EGP e metais associados nos líquidos silicatados e sulfetados, isto é, de compatibilidade geoquímica, são as apresentadas no Quadro 4, em função dos diferentes fatores físico-químicos envolvidos. As suas respectivas influências serão consideradas na discussão dos processos de formação dos depósitos de Ni-Cu-EGP e metais associados.

FATORES FÍSICO-QUÍMICOS	ORDEM CRESCENTE DE INCOMPATIBILIDADE
Coefficiente de partição sulfeto/silicato	Pd < Rh < Pt < Au, Os, Ir, Ru
Formação de solução sólida monossulfetada	Ir < Os, Ru < Rh < Ni << Pt, Pd, Cu < Au
Substituição de cátions nos óxidos	Ru < Os < Rh < Ir << Pt, Pd

QUADRO 4 - Ordens de preferência na precipitação de Ni-Cu-EGP e metais associados, a partir de líquidos silicatados, em função de diferentes fatores físico-químicos.

FONTES: PATTOU *et al.* (1996); MITCHELL & KEAYS (1981); MATHEZ & PEACH (1997); TREDoux *et al.* (1995)

3.2 MODELOS EXPLORATÓRIOS DOS DEPÓSITOS DE Cu-Ni-EGP

3.2.1 Conceitos básicos

Segundo BIONDI (1986, 2003), modelos são matrizes lógicas que permitem a organização, hierarquização e comparação das características essenciais dos depósitos e são um produto da evolução do conceito de tipologia. De acordo com COX & SINGER (1986), um modelo deve reunir as feições, ou atributos, do depósito mineral em pelo menos duas escalas:

- (a) escala local, onde se encontram as feições que podemos observar diretamente no campo, tais como as rochas encaixantes e estruturas de

controle, a mineralogia das encaixantes e zonas mineralizadas, os padrões de zonalidade, as formas de alteração e de intemperismo, e assim por diante;

(b) escala regional, na qual as feições são interpretadas a partir das observadas na escala local ou atribuídas em função de conhecimentos teóricos ou mais globais, tais como a interpretação do ambiente tectônico de formação, a série de diferenciação a que pertencem as rochas encaixantes, as relações estratigráficas e tectônicas regionais, e assim por diante.

Estes três conceitos – *classe*, *tipo* e *modelo* – são imprescindíveis à pesquisa científica em geral e à exploração mineral em particular, porque permitem organizar dados e informações, transmitir conhecimento, racionalizar estudos e projetos, avaliar resultados em função de objetivos e gerar conhecimento pela troca de experiências.

3.2.2 Evolução dos modelos de depósitos de Ni-Cu-EGP

Os primórdios da abordagem tipológica aos depósitos minerais, origem do conceito de modelos, devem-se a LAUNAY (1913) e ao trabalho pioneiro de DUPARC & TIKONOWITCH (1920) sobre os depósitos de Ni-Cu-EGP. Ainda dentro desta linha de análise, destaca-se a obra clássica de ROUTHIER (1963), que serviu de fonte de referência para os estudos de geologia econômica por várias décadas, no mundo inteiro. MERTIE (1969) fez o apanhado mais completo da época sobre as características dos depósitos mundiais de Ni-Cu-EGP.

No que diz respeito especificamente às mineralizações relacionadas com os complexos básicos e ultrabásicos, NALDRETT & CABRI (1976), mais tarde CABRI & NALDRETT (1984) e NALDRETT *et al.* (1996), estabeleceram uma classificação com base no ambiente geotectônico e nas razões entre metais platínicos e sulfetos de metais básicos (EGP/SMB):

- Depósitos com predominância de EGP, subdivididos em função das suas afinidades com sulfetos (caráter calcófilo), ilustrados pelas jazidas de Stillwater, ou com óxidos e silicatos (caráter siderófilo), dos quais Merensky Reef é o exemplo mais importante.

- Depósitos de sulfetos maciços com EGP subordinados, tais como Noril'sk, Sudbury.

Posteriormente, McDONALD (1987) distinguiu os depósitos ortomagmáticos (estratificados) e hidrotermais (junto aos contatos dos complexos intrusivos). PRICHARD *et al.* (1996) desenvolveram uma classificação que é considerada atualmente, por muitos autores, a mais útil para os fins da exploração dos depósitos de EGP. Ela se correlaciona com a de NALDRETT & CABRI (1976), mas tem uma fundamentação petrológica mais consistente, isto é, baseia-se nas associações litológicas que exprimem no campo os processos de diferenciação que atuaram no sistema magmático e produziram as mineralizações.

Embora os modelos de NALDRETT *et al.* (1996) superem aos demais em riqueza de informação e reconheçam nas rochas encaixantes o papel essencial como controle dos processos de mineralização, eles não as utilizam como critério principal de classificação. O uso das associações litológicas como critério de classificação tem a vantagem de sintetizar de forma eficaz a natureza ao mesmo tempo descritiva e genética das rochas encaixantes, particularmente na modelização dos depósitos de origem magmática. E como são as associações litológicas que se tornam os objetos de estudo por excelência, na exploração mineral, dentro ou em torno das quais são procurados os depósitos de Ni-Cu-EGP, torna-se evidente a sua importância como instrumento de trabalho.

De acordo com a curva de solubilidade versus cristalização (BIONDI, 2003), os complexos básicos-ultrabásicos com diferenciação controlada pela cristalização dos ortopiroxênios são os que têm maior potencial para as mineralizações de Ni-Cu-EGP. São estes que produzem quase toda a Pt do mercado mundial, seguidos pelos complexos controlados por clinopiroxênios. Os complexos anortosíticos são mais pobres em fases ultrabásicas, devido à cristalização precoce do plagioclásio, e também são mais pobres em metais calcófilos, limitando-se a sua produção a Fe-Ti-V.

O texto a seguir apresenta os modelos de depósitos de Ni-Cu-EGP classificados de acordo com OHNENTESTTER (1996), com as informações organizadas segundo a estrutura descritiva de COX & SINGER (1996) e complementados com dados de NALDRETT *et al.* (1996) e BIONDI (1986, 2003).

3.2.3 Modelos de depósitos de Ni-Cu-EGP

Os depósitos de Ni-Cu-EGP são encontrados principalmente em intrusões diferenciadas máfico-ultramáficas, dentro ou perto de complexos de dunitos ortopiroxenito e/ou harzburgito, nos quais o ortopiroxênio segue a olivina na ordem de cristalização. Acima dos cumulados ultramáficos ocorrem tipicamente piroxenitos com orto e clinopiroxênio cristalizados em sucessão ou gabronoritos com plagioclásio antecedendo ou acompanhando o clinopiroxênio na ordem de cristalização. A predominância dos depósitos de Ni-Cu-EGP nos complexos dominados por ortopiroxênio reflete o alto potencial metalogenético dos magmas parentais saturados em quartzo, dos boninitos e dos basaltos silicosos de alto magnésio (PRICHARD *et al.*, 1996; OHNENSTETTER, 1996).

Existe controle geocronológico sobre a predominância dos diferentes tipos de complexos máfico-ultramáficos, em decorrência da evolução física e química da litosfera através das eras geológicas. Assim, os complexos dominados por ortopiroxênio são mais abundantes em terrenos arqueanos, com idades de 2,9 a 2,7 Ga, onde ocorrem as maiores intrusões diferenciadas e seus depósitos de Ni, Cu, Cr e EGP. São exemplos os complexos de Bushveld (África do Sul), Stillwater (Estados Unidos da América do Norte), Great Dyke (Zimbabwe) e Penikat (Finlândia), todos alojados em zonas de extensão dos escudos continentais ou *rifts* abortados.

Segundo KEAYS & LIGHTFOOT (2002), as razões dos EGP para elementos indicadores, tais como S, Cu e Se, são mais úteis para a exploração e para a avaliação metalogenética do que os teores absolutos de EGP. As razões de Pt/Cu e Pd/Cu nas rochas acima dos horizontes mineralizados, nos complexos diferenciados de Munni Munni (Austrália), Great Dyke (Rodésia), Stillwater (Estados Unidos) e Bushveld (África do Sul), são significativamente menores do que nas rochas subjacentes. Na mina Rustenberg, em Bushveld, o perfil geoquímico de um furo de sonda com 800 m de profundidade mostra uma tendência bem definida de queda nos valores da razão Cu/Pd, de 1.000-100.000 nos níveis inferiores de cromitito, no intervalo de 400-800 m de profundidade, para 100-1.000 nos níveis superiores, no intervalo de 0-400 m. No horizonte UG-2, de Bushveld, os teores de Pd atingem 3.100 ppb na base e diminuem para 0,7 ppb no topo da zona mineralizada.

Durante o fracionamento do magma básico subsaturado em S (KEAYS & LIGHTFOOT, 2002; MUNGALL, 2003) os elementos incompatíveis, tais como Cu, S, Se, Au, Pd e Pt, acumulam-se no líquido silicatado residual, enquanto os elementos compatíveis, tais como Ni, Ir, Ru, Rh e Os, são removidos do líquido silicatado inicial pelos óxidos de Fe, Ti e Cr. Uma vez atingida a saturação em S, por assimilação de rochas encaixantes, os elementos calcófilos são rapidamente extraídos do magma, sendo a depleção dos EGP muito maior do que a de Cu, S e Se, devido aos coeficientes de partição 1-3 ordens de grandeza maiores.

FLEISCHER (1965) analisou amostras de magnetita em veios de derrames de basalto, coletadas em várias ocorrências da Nova Escócia da Plataforma Siberiana. Os resultados indicaram que muitas das amostras analisadas são de magnésio-ferrita, com altos teores de MgO, Al₂O₃ e MnO e baixos teores de TiO₂, com possibilidade de conter exsoluções de hercinita e espinélio.

De acordo com BOCKRATH & BALLHAUS (2002), a distribuição de EGP entre o manto e as fusões basálticas primitivas é bem conhecida, mas mal compreendida. O manto fértil contém concentrações de EGP equivalentes a até 0,7% dos valores condríticos e as suas razões são condríticas. Nos basaltos primitivos, os EGP são fortemente fracionados, de modo que os elementos mais refratários (Os, Ir, Ru) são empobrecidos em relação aos menos refratários (Pt, Pd). A magnitude do fracionamento se correlaciona com o grau de fusão, indicado pelos teores da olivina normativa.

Os depósitos de EGP e metais associados podem ser classificados de acordo com a associação com óxidos, sulfetos ou silicatos, conforme mostra a classificação dos modelos exploratórios a seguir, proposta por OHNENSTETTER (1996).

a) Associação com óxidos

Depósitos de Ru-Os-Ir em cromititos

Exemplos: ofiolitos do Oregon (USA) e de Tiébaghi (Nova Caledônia).

Depósitos de ligas metálicas de EGP em cromititos

Exemplos: Koryak-Kamchatka (Urais), Duke Island (Alaska).

Depósitos de Pt-Pd em cromititos

Exemplos: Merensky Reef e horizonte UG2 de Bushveld (África do Sul), Málaga (Espanha).

Depósitos de Pd-Au-Pt-Ti-V em gabros de complexos diferenciados

Exemplos: complexos diferenciados de Skaergaard, Kap Edvard Holm, Kruuse Fjord.

b) Associação com sulfetos

Depósitos estratificados com predominância de EGP

Exemplos: Bushveld, ofiolitos na Albânia, Acoje e Shetland (Noruega) e na Córsega.

Depósitos maciços e marginais de sulfetos

Exemplos: Noril'sk-Talnakh (Rússia), Sudbury (Canadá), Thompson (USA), Jinchuan (China).

c) Associação com silicatos

Depósitos disseminados de Pt-Pd

Exemplos: chaminés de dunito em Bushveld (África do Sul), Kachkava-Gusevava (Rússia), Fifiield (Rússia), Lukkuslaivaara (Rússia).

A despeito da grande diversidade de idades geológicas, ambientes tectônicos e níveis crustais, associações litológicas, controles endógenos e epigenéticos atuantes, os depósitos desta classificação apresentam algumas características comuns:

- Associações semelhantes de EGP ocorrem em todos os depósitos, com proporções variáveis dos diferentes metais e seus associados;
- A maioria dos minerais de minério de EGP ocorre nos interstícios dos cumulados de cromita, sulfetos de metais básicos ou silicatos;

- As diferenças de mineralogia nas associações de EGP podem ser mais bem explicadas por variações nas fugacidades de O_2 e S_2 ;
- As associações de EGP com sulfetos de metais básicos formam zonalidades observáveis em todas as escalas, da amostra de mão aos distritos mineiros: pirrotita precoce associa-se a ligas de Pt-Fe, pentlandita com sulfetos de metais nobres e sulfetos de Cu com teluretos, bismutetos e compostos intermetálicos tardios;
- A zonalidade dos depósitos mostra um decréscimo de S na composição dos sulfetos, aumentando a razão Me:S (metal:enxofre) à medida que cai a temperatura de cristalização, nesta ordem: pirrotita – pentlandita – godlevskita – calcopirita – talnakhita – mooihokita – bornita – arsenietos – antimonetos – teluretos;
- A pentlandita é um importante portador de EGP, porque extrai Pt-Pd precocemente dos líquidos básicos;
- Em complexos básico-ultrabásicos constituídos por dunito, harzburgito, norito e anfibólito, como ocorre nos depósitos de Las Aguilas, Província de San Luis (Argentina) e Kylväkoski (Finlândia), arsenietos e sulfo-arsenietos (sperrylita, hollingworthita, Rh-Ni-cobaltita e Ni-cobaltita, niquelita, sudburyita, maucherita, entre outros) contêm I, Rh, Pt, Pd e, em menor quantidade, Os e Ru (GERVILLA *et al.*, 1997, 1998);
- Processos metassomáticos envolvendo a substituição dos silicatos e minerais de EGP precoces por outras espécies são importantes;
- A fase de óxidos é específica para cada tipo de depósito: espinélios cromíferos com Pt-Ir-Os-Ru em depósitos de alta temperatura, cromitas ricas em Al, Fe ferroso e Pt nos depósitos mais tardios, magnetita rica em Cr-V-Zn nos depósitos sulfetados;
- Silicatos hidratados sempre estão presentes em todos os tipos de depósitos: micas, anfibólios, clorita, flogopita etc.

CAPÍTULO 4 – MATERIAIS E MÉTODOS

4.1 COMPILAÇÃO BIBLIOGRÁFICA

A literatura existente sobre a Formação Serra Geral foi compilada a partir do acervo do Centro de Informações Minerais Riad Salamuni - CIM, da MINEROPAR, e complementada por títulos localizados em outras bibliotecas, principalmente na Universidade Federal do Paraná e na seção Periódicos do portal CAPES. Relatórios e publicações fundamentais para o desenvolvimento da tese foram obtidos com os respectivos autores, mediante contato pessoal ou troca de correspondência, merecendo registro as contribuições dos seguintes pesquisadores:

- Onildo João Marini, sobre a geologia e metalogenia do distrito mineiro de Noril'sk-Talnakh, com rico acervo de fotos de campo e microscopia ótica;
- Dave W. Peate, sobre a litogeoquímica do Sistema Magmático Serra Geral;
- Anthony J. Naldrett, sobre a metalogenia das intrusões básicas diferenciadas da Bacia do Paraná;
- Jens C. Ø. Andersen, sobre a metalogenia da Província Ígnea do Atlântico Norte e dos métodos aplicáveis à sua investigação;
- Dougal Jerram, sobre a arquitetura faciológica da Província Ígnea Paraná-Etendeka;
- Stephen Self, sobre a análise de derrames de basalto continental e interpretação das suas estruturas internas;
- Martin Menzies, sobre a evolução e estruturação dos riftes continentais;
- Kaigala V. Subbarao, sobre os métodos de mapeamento regional e determinação da sucessão estratigráfica em seqüências de basaltos continentais;
- Ninad Bondre, sobre o mapeamento regional de províncias de basaltos continentais;

- Daniel Kontak, sobre o estudo de diferenciados pegmatóides associados a basaltos continentais;
- Amenti Abraham, sobre a geologia regional do Rifte da África Oriental.

4.2 FOTOINTERPRETAÇÃO

No mapeamento da área de estudo, a fotogeologia foi executada após as campanhas de mapeamento, para integração dos dados coletados em afloramentos e confecção do mapa geológico da região de interesse. Esta técnica foi utilizada somente em áreas de estruturação faciológica mais complexa, como as seções dominadas por derrames lobados, onde a interpolação dos dados de afloramentos é mais difícil.

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 seqüências 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, mas foram utilizados os *overlays* traçados por LICHT & PLAWIAK (2005) sobre imagens de sensoriamento remoto - RADAMBrasil e LANDSAT, descritas na seção correspondente. Os critérios básicos de fotointerpretação adotados para identificar as feições geológicas referidas acima são apresentados no Capítulo 4 – RESULTADOS OBTIDOS do presente trabalho.

4.3 TRATAMENTO 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, entre outros produtos, 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 realce as fácies litológicas da Formação 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, principalmente na discriminação das unidades ácidas sobre a seqüência de derrames basálticos. A discriminação entre os diferentes tipos de derrames e variedades químicas de basalto não foi conseguida com o grau de segurança e resolução esperado, possivelmente devido a limitações da metodologia de processamento utilizada por este autor. Estas limitações não comprometeram os resultados da pesquisa, que se baseou essencialmente em dados de campo e litoquímica.

Imagens corrigidas e georreferenciadas do Projeto RADAMBrasil, em meio digital, foram utilizadas para o traçado de estruturas lineares, por LICHT & PLAWIAK (2005). Para a agregação de informações de rumo, quadrante e azimute a cada estrutura linear, foi utilizado um *script* desenvolvido em linguagem *Avenue*. 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 de radar 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 3° impede extrapolação além de poucos quilômetros, nas escalas do mapeamento.

A modelagem digital do terreno foi fundamental, no desenvolvimento da pesquisa, 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 na escala de 1:2.500.000.

4.4 ATIVIDADES DE CAMPO

4.4.1 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 na sua grande maioria, 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 1.542 pontos principais e de apoio registrados em 32.300 km², foi atingida uma densidade de controle equivalente a 1 ponto por 20 km².

Esta metodologia mostrou-se adequada ao mapeamento da Formação Serra Geral, cujas seqüências de lavas e depósitos vulcanoclásticos são subhorizontais e atingem extensões de até dezenas de quilômetros. A densidade de controle permitiu, por sua vez, segurança sobre a correlação lateral dos derrames, níveis de rochas vulcanoclásticas e sedimentares, atendendo aos objetivos do estudo.

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, estruturas associadas;

- c) **rocha vulcanoclástica:** 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;
- d) **camada sedimentar:** espessura, geometria, organização interna, composição mineralógica, cavidades com respectivos preenchimentos, estatísticas de clastos, relações entre clastos e matriz, estruturas associadas, relações estruturais e estratigráficas com 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 também tenham sido amostradas para estudos petrográficos. Foi observado o volume mínimo aproximado de 300 cm³ para as amostras de basalto e de 500 cm³ para as amostras de rochas ácidas, gabro pegmatóide e outras rochas de grão grosso ou textura porfirítica.

Foram coletadas em três projetos executados com participação do autor desta tese (Projeto Geologia e Recursos Minerais do Sudoeste do Paraná, Projeto Prospecção Mineral no Terceiro Planalto e Projeto de Mapeamento Geológico da Folha de Guarapuava): 287 amostras de rochas e minerais, das quais 128 foram submetidas à análise de microscopia ótica, 199 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).

No que diz respeito a dados de subsuperfície, um perfil regional foi estudado, com direção E-W e apoiado pelo furo estratigráfico 2-LST-1-PR da Petrobras e por poços tubulares perfurados pela Companhia de Saneamento do Paraná - Sanepar e pela Superintendência de Recursos Hídricos e Abastecimento - Suderhsa. O furo estratigráfico, executado na cidade de Laranjeira do Sul, foi iniciado à cota de 842 m e ultrapassou o contato da Formação Serra Geral com o arenito Botucatu à profundidade de 1.030 m (cota de 188 m abaixo do nível do mar). Um poço tubular perfurado na localidade de Lagoa Azul, no município de Cascavel, apresenta cota de

superfície de aproximadamente 650 m (obtida em mapa planialtimétrico de escala 1:50.000) e foi concluído à profundidade de 1.008 m (cota aproximada de 358 m abaixo do nível do mar) sem ter atingido o contato do basalto com o arenito. Outros poços tubulares de menor profundidade foram utilizados como fontes de dados suplementares às descrições de afloramentos em suas respectivas áreas de influência, arbitrariamente estabelecidas em 5 km para cada lado, ao longo do perfil.

Amostras de calha coletadas em 53 poços profundos, executados para abastecimento público pela Sanepar e pela Suderhsa, 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 furo de Lagoa Azul, compostas a intervalos de até 20 m. Por falta de georreferenciamento suficientemente preciso, as demais foram utilizadas apenas para interpretação da estratigrafia local, em complementação aos dados de superfície.

Os dados obtidos em subsuperfície foram utilizados, na confecção desta tese, exclusivamente para os fins de correlação litológica e montagem da seção geológica que acompanha o mapa geológico do Anexo 1.

4.5 ENSAIOS E ANÁLISES DE LABORATÓRIO

4.5.1 Petrografia

A análise petrográfica foi utilizada com o objetivo de classificar as variedades litológicas aflorantes na área de estudo. 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 77 amostras.

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. Os teores foram determinados mediante contagem de 300 pontos por lâmina descrita, com uso de contador de

pontos manual Swift Model F. A determinação das espécies minerais foi feita com base em critérios óticos, na falta de acesso a recursos de microsonda 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 nas cores de pleocroísmo e no ângulo 2V entre os planos de clivagem, em seções basais selecionadas. Os dados de MEV-EDS serviram à detecção dos elementos de interesse para a tese, sem aplicação de cálculos estequiométricos para determinação das espécies minerais envolvidas.

4.5.2 Litogeoquímica

Das amostras de rocha coletadas na área de estudo, 82 provenientes do Projeto Geologia e Recursos Minerais do Sudoeste do Estado do Paraná e 70 do Projeto de Mapeamento Geológico da Folha de Guarapuava 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 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 , P_2O_5 , MnO , perda ao fogo e soma de óxidos) e dos seguintes elementos: 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), Zr (ppm).

Os óxidos de elementos maiores foram determinados mediante abertura das amostras por fusão e análise por ICP-ES, enquanto os elementos menores e traços foram extraídos por meio de ataque com água régia a 95°C e análise por ICP-ES.

Outras 47 amostras provenientes do Projeto Prospecção Mineral no Terceiro Planalto foram submetidas à mesma bateria de análises no laboratório Bondar-Clegg, em Vancouver (Canadá), 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-ES dos teores em ppb de Au, Pt e Pd; ataque com água régia e determinação por ICP-ES para teores percentuais de Fe, Al, Mg, Ca, Na, K, S, Ti e teores em ppm de Ag, As, Ba, Bi, Cd, Co, Cr, Cu, Ga, La, Li, Mn, Mo, Nb, Ni, Pb, Sb, Sc, Sn, Sr, Ta, Te, V, W, Y, Zn e Zr.

Considerando o uso de dois laboratórios diferentes na obtenção dos dados litogeoquímicos, potencialmente geradores de resultados discrepantes, mesmo com a aplicação das mesmas rotinas analíticas, o tratamento dos dados estatísticos regionais foi limitado aos dois primeiros lotes de amostras, reservando-se o terceiro lote apenas para a inclusão dos dados referentes aos gabros pegmatóides, quando comparados aos basaltos.

4.5.3 Microscopia eletrônica de varredura (MEV-EDS)

Um total de 113 medidas foram obtidas em cristais de magnetita selecionados em 12 amostras de basalto e pegmatito básico. 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*), com diâmetro do feixe de energia de μm , em grãos de magnetita e piroxênio, usando sinal BES, 15 kV de energia e 35 Pa para análise química semi-quantitativa.

Segundo BARKER & 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 a 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, conseqüentemente, 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 & 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 trabalho são considerados apenas indicativos da presença de EGP nas amostras estudadas, sem extrapolações quantitativas.

4.6. ORGANIZAÇÃO E TRATAMENTO DE DADOS

Os dados coletados nas campanhas de campo e os produzidos em laboratório foram arquivados na forma de tabelas, *shapefiles* do *ArcView* e arquivos do *Surfer*. Foram também utilizadas imagens de satélite (LANDSAT, ASTER e radar SRTM) e de radar aeroportado (RADAMBrasil).

O tratamento dos dados foi realizado em ambiente *ArcView* *Surfer* com uso de funções nativas de ambos sistemas ou com *scripts* desenvolvidos para solução de problemas específicos.

Os dados estatísticos foram tratados no programa IGPET para classificação de rochas no diagrama TAS (Le BAS *et al.*, 1986) e correlação de óxidos, elementos e indicadores de diferenciação magmática em diagramas binários. Em diagramas ternários AFM foram plotados os dados de álcalis totais ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), FeO_t e MgO para identificação da tendência de diferenciação magmática da população de amostras analisadas na área de estudo.

CAPÍTULO 5 – RESULTADOS OBTIDOS

5.1 GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO

5.1.1 Introdução

As variações composicionais, texturais e estruturais entre rochas vulcânicas e intrusivas da Bacia do Paraná, quando observadas em escala de detalhe, desmentem a aparente monotonia litológica da Formação Serra Geral. Este contraste, somado à sua importância como a província de basaltos continentais mais extensa do planeta, motivou a aplicação de esforços, principalmente a partir da segunda metade do século vinte, para a definição da sua estratigrafia interna. Resultados significativos foram obtidos, seja em áreas que mereceram estudos de detalhe (SZUBERT *et al.*, 1979; GOMES, 1996; FREITAS *et al.*, 2002; ARIOLI & LICHT, 2006, 2008; WILDNER *et al.*, 2006), seja em relação a aspectos específicos da evolução do magmatismo, como a definição geoquímica de magmas-tipo (PEATE, 1990; PEATE *et al.*, 1988, 1992, 1999), mas ainda são insuficientes para reconstituir de forma consistente a evolução do sistema magmático como um todo.

Das deficiências que limitam a reconstituição da evolução geológica da Província Ígnea Continental do Paraná, pode ser apontado como mais importante o escasso conhecimento sobre a estruturação tectônica e faciológica da cobertura vulcânica. O estudo da organização tectônica da província foge ao escopo desta tese, ao passo que a arquitetura faciológica constituiu o foco central da pesquisa, pela sua importância para a explicação da origem das anomalias de EGP e metais associados no Oeste do Paraná.

A maior dificuldade para a subdivisão litoestratigráfica da Formação Serra Geral reside na escassez de níveis-guia que permitam controlar a posição relativa de conjuntos de derrames (*lava fields*) ou, eventualmente, derrames individuais (*lava flows*). 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 no Capítulo 3 – FUNDAMENTOS TEÓRICOS.

5.1.2 Arquitetura faciológica

A análise da arquitetura faciológica, conforme descrita por SINGLE & JERRAM (2004), objetiva identificar os processos e ambientes que atuaram durante a história geológica de uma seqüência vulcânica. 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, inclusive os EGP e metais associados. A fundamentação científica desta metodologia é resumida a seguir, comparada com o conceito de magma-tipo, de modo a demonstrar a sua interdependência conceitual.

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 seqüência 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). Para que se consiga uma boa definição dos magmas-tipo de uma seqüência vulcânica, é necessário estabelecer um bom controle das variações geoquímicas existentes dentro e entre os derrames. Uma vez analisada a distribuição lateral e as variações de espessura das unidades geoquímicas, é possível definir a sua litoestratigrafia.

O conceito de magma-tipo pode ser utilizado de forma genérica ou específica. O conceito genérico refere-se aos teores de elementos principais, principalmente SiO₂, MgO e álcalis, a partir dos quais são definidos os grandes grupos de magmas: ultrabásicos, básicos, intermediários e ácidos. Este conceito pode ser aplicado de

forma mais específica, 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 das seqüências vulcânicas das províncias ígneas continentais, como foi feito nas províncias de basaltos continentais de Columbia River (SWANSON & WRIGHT, 1978; MANGAN *et al.*, 1986), do Deccan (COX & HAWKESWORTH, 1985; BEANE & HOOPER, 1988; DEVEY & LIGHTFOOT, 1986; SUBBARAO & HOOPER, 1988; SUBBARAO *et al.*, 1994; MELLUSO *et al.*, 2004; SHETH *et al.*, 2004) e na Plataforma Siberiana (LIGHFOOT & NALDRETT, 1994; NALDRETT *et al.*, 1992, 1996; FEDORENKO *et al.*, 1996).

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

critérios. O QUADRO 5 apresenta as feições ígneas e vulcanoclásticas utilizadas na definição das fácies vulcânicas, segundo o método adotado no presente estudo.

FEIÇÃO	DIAGNÓSTICO	INTERPRETAÇÃO
Bordas afaníticas	Textura afanítica, freqüentemente 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.	Tube, 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 <i>fiamme</i> , 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 porfírica	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 <i>pahoehoe</i> .
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.

QUADRO 5 - Feições diagnósticas da arquitetura faciológica.

FONTE: JERRAM (2002)

5.1.3 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 seqüência mais conveniente de observação em afloramento. O modelo utilizado é o de derrame tabular (FIGURA 11), que contém o maior número destas feições (QUADRO 6), com referências às

normalmente ausentes nos derrames lobados e às encontradas mais freqüentemente nos basaltos da Formação 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.

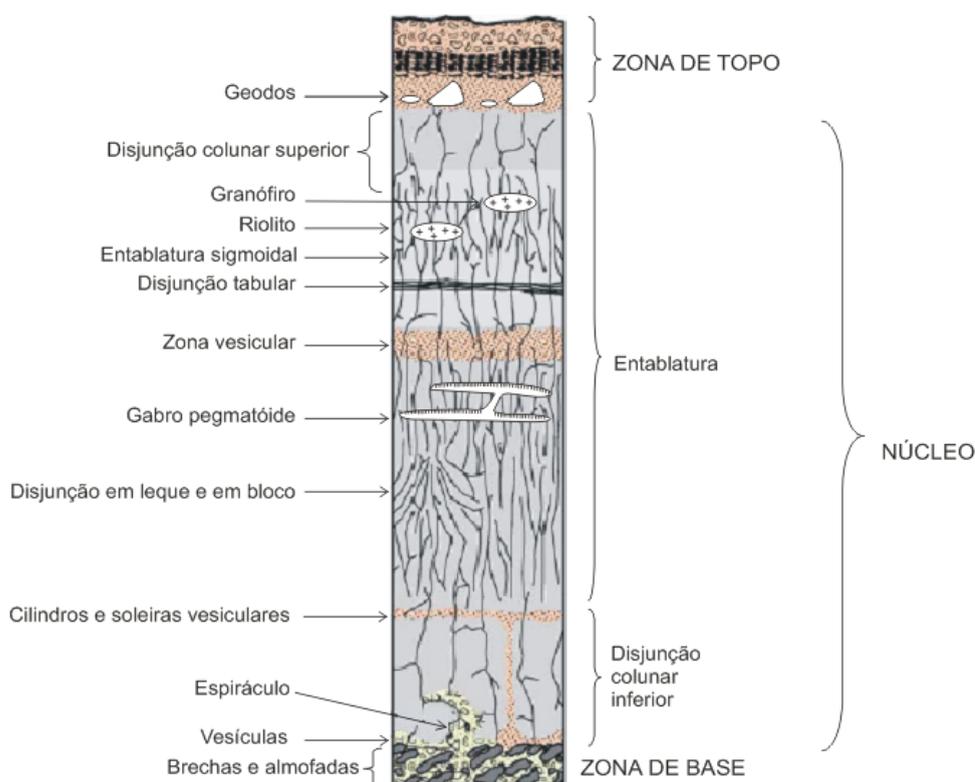


FIGURA 11 – Estrutura interna de um derrame tabular de basalto maciço.

FONTE: modificado de MARTIN *et al.* (2005)

Processos	Feições litológicas e estruturais
Resfriamento	Estrutura zonada
	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
	Gabro pegmatóide
	Granófiro e riolito

QUADRO 6 - Processos e feições litológicas e estruturais de derrames de basalto.
 FONTE: O autor (2008)

5.1.3.1 Feições de resfriamento

5.1.3.1.1 Estrutura zonada

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 na Formação Serra Geral são quartzo, sílica amorfa, zeólita, calcita, celadonita, celadonita e esmectita, mais raramente cobre nativo, malaquita, azurita e outros produtos de oxidação (FIGURA 12).

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 (FIGURA 13). 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. 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).

5.1.3.1.2 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. A entablamento pode ser gerada 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



FIGURA 12 – Espessa zona vesicular de topo de derrame tabular (EA-948; 268554W; 7117967N; 802 m).



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



FIGURA 14 - Espiráculos indicando o escape de gases nas bordas de um lobo (EA-631; 238461W; 7093170N; 819 m).

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 predominantemente verticais a subverticais, porque se desenvolvem perpendicularmente às bordas do derrame. Nos derrames lobados, o arranjo da disjunção é mais radial, devido à geometria lenticularizada, 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 isothermas, diferem das juntas transversais por serem mais regulares, persistentes e produzirem deformações ao longo das juntas colunares. Por motivos reológicos, estas deformações têm o aspecto de fraturamento subconchoidal em basalto afanítico (FIGURA 16) e de ressaltos horizontais em basalto fanerítico (FIGURA 17).

5.1.3.1.3 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.

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 & WOOD, 2007). 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 da Formação Serra Geral permitiu identificar quatro tipos de entablamento, cuja classificação é proposta a seguir:

- a) **Entablamento sigmoidal**, formado por superfícies curvilineares 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 isothermas 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 em ângulo reto umas contra as outras.

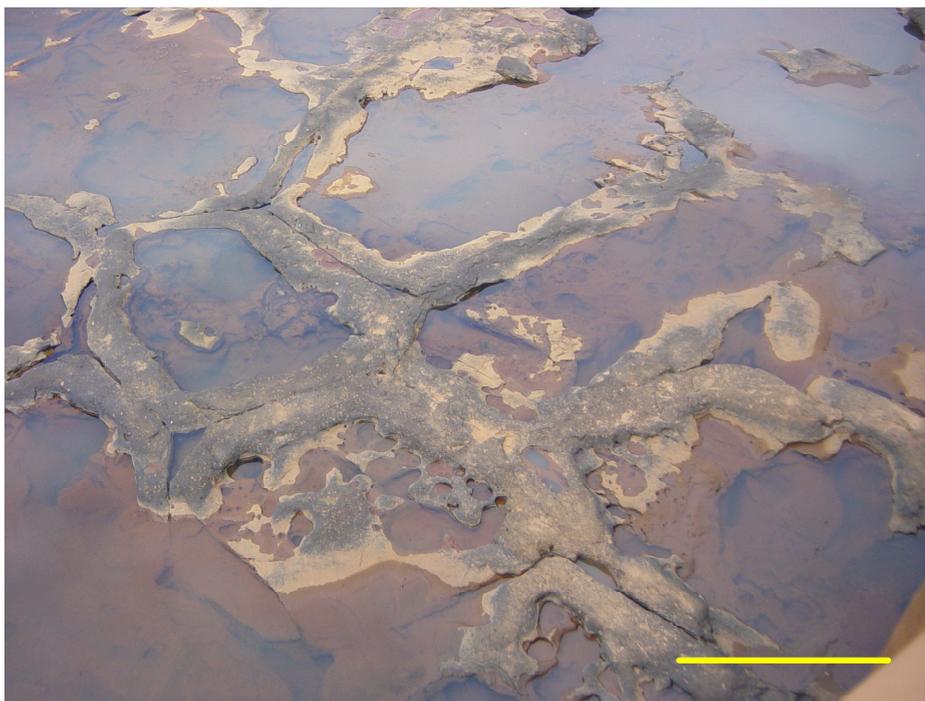


FIGURA 15 – Seção basal de prismas hexagonais em derrame tabular de basalto maciço (EA-1188; 461201W; 7241498N; 855 m). Barra: 1 m.



FIGURA 16 – Marcas de bisel com fratura subconchooidal em basalto hipovítreo (EA-1346; 418203W; 7202621N; 912 m).



FIGURA 17 – Marcas de bisel em basalto fanerítico (EA-1387; 354134W; 7126829N; 820 m).



FIGURA 18 – Entablamento sigmoidal em derrame tabular de basalto maciço (EA-1210; 314994W; 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). Este desvio ao padrão normal de disjunção do basalto não tem explicação conhecida na literatura, valendo questionar se ele se enquadra mais apropriadamente como entablamento ou como disjunção colunar. Por definição, a disjunção colunar é produto da contração da rocha por resfriamento e a sua geometria é determinada pela distribuição das isotermais, que é controlada por sua vez pela geometria das superfícies de topo e base

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 & WRIGHT (1995), derrames de alta viscosidade podem desenvolver tensões internas e, conseqüentemente, 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 & LIPMAN (1966), LONEY (1968), BENSON & KITTLEMAN (1968), HALL (1978), FINK (1980), HUPPERT *et al.* (1982). Embora a viscosidade da lava basáltica seja incompatível com este comportamento reológico, é admitido como hipótese, nesta tese, que o entablamento em cunha pode ser o produto de tensões cisalhantes desenvolvidas no interior de derrames de basalto 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 freqüentemente marcas de bisel, nas superfícies das juntas, formadas pelo avanço das isothermas durante o resfriamento (FIGURA 16). 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 & WOOD, 1986; REIDEL & 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 & KATTENHORN (2002) 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). Representa uma variação lateral do entablamento em leque, aqui interpretada como produto da interferência entre leques adjacentes.



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



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



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



FIGURA 22 – Entablamento caótico sobre disjunção colunar, em derrame tabular de basalto maciço (EA-088; 337806W; 7160969N; 482 m).

5.1.3.2 Feições de fluxo

Disjunção tabular truncada. É comum observar, na base de derrames espessos, disjunção tabular com geometria sigmoidal, ou 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 (FIGURA 24). Raramente elas contêm preenchimentos, exceto algum revestimento de minerais secundários, tais como celadonita e caulim.

Brechas vulcanoclásticas. 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; 478869W; 7201029N; 1.047 m).



FIGURA 24 – Vesículas inclinadas no sentido do fluxo, na base de derrame lobado. (EA-865; 252326W; 7096899N; 663 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 25).

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.

5.1.3.3 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 hipovítreo, associadas a

entablamento em leque, na região de Guarapuava, com exposições notáveis na pedreira de Lagoa Seca (FIGURA 26).

Juntas de inflação. Abertas e geralmente preenchidas por lava ou brecha vulcanoclástica, controlam o arranjo das demais juntas e principalmente da 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 na Formação 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 a sua presença imediatamente abaixo da zona vesicular de topo e acima das concentrações de geodos favorece esta interpretação. As ocorrências de ametista de Chopinzinho e do Rio Grande do Sul (GOMES, 2007, comunicação 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 (FIGURA 13). 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 hipovítreo. LOPES (2008, comunicação pessoal) obteve teores fortemente contrastantes de óxidos, principalmente TiO_2 , em amostras de basalto hipovítreo (de alto TiO_2) e de basalto fanerítico (baixo TiO_2), que afloram superpostos.



FIGURA 25 – Brecha de topo de derrame cimentada por sílica cristalina (EA-1141; 372648W; 7192692N; 779 m).



FIGURA 26 – Entablamento em leque em derrame tabular (EA-1161; 371926W; 7211907N; 879 m).

5.1.3.4 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 (férica 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, clorofeita, 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 27). O vidro é facilmente alterado a esmectita ou celadonita, o que o torna esverdeado, e contém freqüentemente incrustações de cobre nativo. A análise química mostra teores importantes de água, em torno de 5%, o que permite classificá-lo como opala.

5.1.3.5 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 28). 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 29). É comum encontrar espiráculos sem ligação aparente com soleiras de basalto vesicular, afunilados no sentido do

topo e com inclinações que permitem interpretar o sentido do fluxo de lava. Estas feições de segregação magmática são formadas por assimilação de água das encaixantes ou do ambiente superficial de acúmulo da lava, na forma de vapor, que é responsável pela vesicularidade excepcionalmente alta (LONG & WOOD, 2007).

Gabro pegmatóide. Abundantes nos derrames tabulares de basaltos continentais, os gabros pegmatóides formam lentes, corpos tabulares, veios e

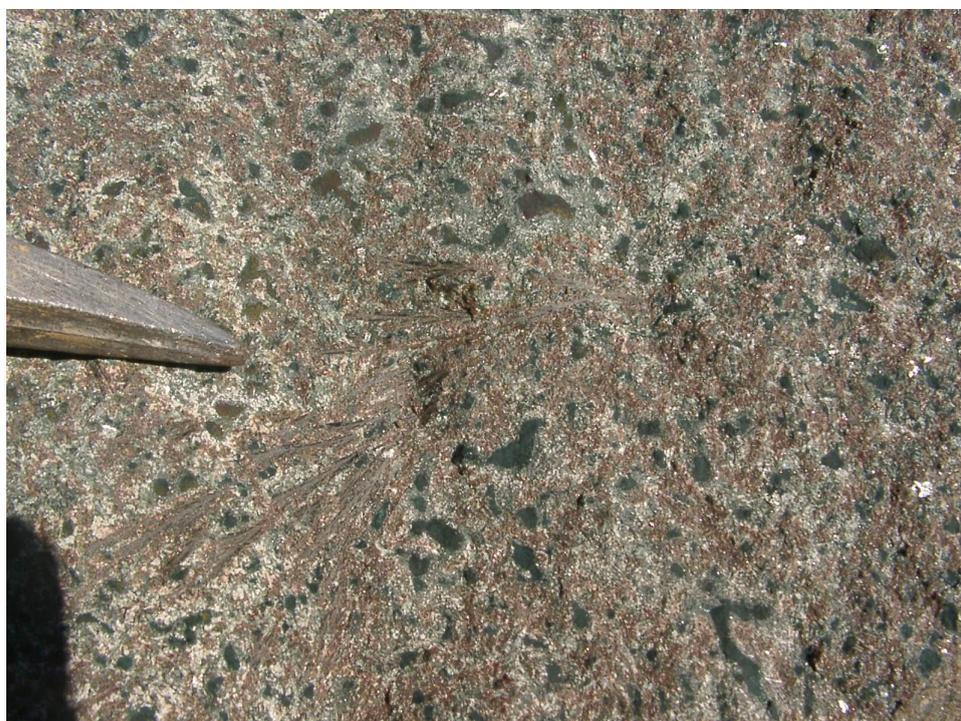


FIGURA 27 – Glóbulos de vidro argilizado em gabro pegmatóide (EA-870; 256588W; 7100105N; 676 m).



FIGURA 28 – Soleira interna de basalto vesicular em basalto maciço (EA-1230; 240950W; 7190970N; 439 m).



FIGURA 29 – Espiráculo em derrame tabular (EA-1230; 240950W; 7190970N; 439 m).

stockworks (FIGURA 30), menos freqüentemente bolsões irregulares. 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 pegmatóides, plagioclásio e vidro são mais abundantes, a augita forma cristais aciculares de hábito fibro-radiado e a magnetita forma concentrações ao longo dos exocontatos (FIGURA 31). 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 gabro pegmatóide 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 na Formação Serra Geral, dentro do território paranaense.

5.1.4 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 linear ou anastomosado. Seqüências regionais de derrames tabulares marcam, desta forma, períodos de vulcanismo mais intenso, típico da fase sin-rifte (WHITE & MCKENZIE, 1989; JERRAM *et al.*, 1999; MENZIES & EBINGER, 2000; MENZIES *et al.*, 2002; KERR & MENZIES, 2004), com raros intervalos de erosão e sedimentação. Segundo esses autores, seqüências de fluxos lobados registram períodos de vulcanismo intermitente, típicos da fase pré-rifte, durante a qual o registro sedimentar é



FIGURA 30 – *Stockwork* de gabro pegmatóide (EA-680; 236744W; 7076106N; 534 m).



FIGURA 31 – Augita de hábito fibro-radiado em contato de gabro pegmatóide com basalto (EA-693; 228700W; 7111333N; 582 m).

abundante, intercalado aos derrames e localmente predominante sobre as rochas vulcânicas.

Para melhor entendimento dos critérios de divisão faciológica da Formação 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 11:

- 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 gabro pegmatóide, 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.
- Formados por fluxos de lava em lençol, com altas taxas de efusão.

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 32).

- 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 lenticularizada dos lobos mais espessos (FIGURA 33).
- 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 freqüentes vesículas alongadas (chaminés e espiráculos), perpendiculares aos contatos (FIGURAS 14 e 24).
- Basalto maciço e geralmente vítreo é limitado a bandas estreitas, intercaladas a bandas de basalto vesicular.
- Zona de topo com disjunção tabular.
- Presença freqüente de feições típicas de lavas *pahoehoe*: cordas (FIGURA 34), *tumuli*, estrangulamentos, injeções de lava, alta vesicularidade, chaminés, vesículas alongadas (FIGURA 14), bombas e almofadas.
- Ocorrência abundante de intercalações de brechas vulcanoclásticas (FIGURA 35), peperito (FIGURA 36) e rochas sedimentares (FIGURAS 37 e 38).
- Formados por fluxos canalizados de lava, com baixas taxas de efusão.



FIGURA 32 – Lobos centimétricos a decimétricos em derrame lobado (EA-667; 233510W; 7078563N; 624 m).



FIGURA 33 – Porção lenticularizada de derrame lobado sobre peperito (EA-948; 268554W; 7117967N; 802 m).



FIGURA 34 – Superfície em corda de derrame lobado (EA-1217; 200502W; 7204901N; 574 m).



FIGURA 35 – Brecha vulcanoclástica (EA-1143; 369882W; 7193532N; 739 m).



FIGURA 36 – Brecha peperítica ou peperito (EA-807; 255656W; 7078370N; 580 m).



FIGURA 37 – Camada de arenito fino entre derrames lobados (EA-1231; 240429W; 7182242N; 432 m).



FIGURA 38 – Laminação granodecrescente em arenito siltico (EA-885; 268428W; 7106158N; 578 m).

5.1.5 Fácies e associações de fácies

5.1.5.1 Introdução

Para os objetivos do presente estudo, fácies são definidas como corpos de rocha formados por processos intrusivos, vulcânicos ou sedimentares, que podem ser individualizados na escala de afloramento ou mapeados em escala regional. Associações de fácies são conjuntos de unidades faciológicas que se mantêm contínuas por distâncias laterais e verticais suficientes para serem individualizadas, na mesma escala do mapeamento geológico.

As fácies e associações de fácies foram individualizadas, na área do estudo, com base nas seguintes características, de acordo com as possibilidades oferecidas pelas diversas unidades:

- 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.

Estes critérios têm sido utilizados na cartografia geológica das grandes províncias de basaltos continentais por DEVEY & LIGHTFOOT (1986), MANGAN *et al.* (1986), TOLAN *et al.* (1989), SUBBARAO *et al.* (1994), WILLIAMSON & BELL (1994), MILNER *et al.* (1995), SELF *et al.* (1997), HOOPER (1997), JERRAM *et al.* (1999) e JERRAM & ROBBE (2001), SINGLE & JERRAM (2004). Estudo detalhado da distribuição destas feições litológicas e geoquímicas, e suas relações com

processos pós-magmáticos, foi realizado por GOMES (1996), em derrames da região de Frederico Westphalen (RS).

Com base nos critérios apresentados no Capítulo 3 – FUNDAMENTOS TEÓRICOS, foram individualizadas na área do estudo as seguintes fácies vulcânicas e sedimentares, agrupadas em quatro associações:

▪ **Associação de derrames lobados, brechas vulcanoclásticas e rochas sedimentares**

- Derrames lobados
- Brechas vulcanoclásticas
- Rochas sedimentares

▪ **Associação de derrames tabulares**

- Derrames tabulares com entablamento sigmoidal
- Derrames tabulares com entablamento em cunha
- Derrames tabulares com entablamento em leque

▪ **Associação de rochas ácidas e intermediárias**

- Riodacito, quartzo-latito, andesito, dacito, riolito, vitrófiro e brecha de fluxo

▪ **Associação de rochas intrusivas**

- Diques de diabásio
- Soleiras de diabásio

O mapa geológico da área de estudo, com a cartografia das associações de fácies executada na escala de 1:250.000, é apresentado no ANEXO 1, em escala reduzida.

As fácies descritas a seguir ocorrem agregadas de forma persistente na área de estudo, permitindo a sua separação em associações mapeáveis, mesmo na escala regional. Este agrupamento admite a ocorrência eventual de fácies estranhas

à seqüência dominante, por pelo menos dois motivos: (a) eventos vulcânicos ou hiatos erosivos excepcionais, tais como erupções em lençol dentro de um longo período de fluxos de baixo volume, ou ao contrário, pausa no vulcanismo durante um longo período de erupções de grande volume e em sucessão rápida; (b) eventos mistos, intercalados durante um longo período de transição entre erupções de estilos diferentes.

No Oeste do Paraná, não foi identificada uma seqüência de transição, mas apenas a ocorrência isolada de derrames tabulares dentro de espessas seqüências de derrames lobados, associados com rochas vulcanoclásticas e sedimentares. O inverso, de ocorrências isoladas de derrames lobados dentro de seqüências espessas de derrames tabulares, não foi observado.

Existe uma associação comum, nas províncias de basaltos continentais, entre estilos de derrames e quimismo de basalto, que não foi confirmada neste estudo. Sendo típicos das fases precoces de desenvolvimento dos riftes continentais, os pacotes de derrames lobados tendem a ser compostos de basalto de baixo TiO_2 . Ao contrário, as seqüências de derrames tabulares tendem a ser dominadas por basalto de alto TiO_2 , característico dos sistemas magmáticos mais evoluídos ou fracionados. Assim como ocorre com o estilo dos derrames, as exceções podem ser verificadas no quimismo do basalto: derrames lobados podem ser formados por basalto de alto TiO_2 e vice-versa. Isto pode ser devido ao caráter diacrônico do magmatismo Serra Geral, que reúne em uma mesma área lavas extraídas de câmaras magmáticas diferentes, possivelmente em estágios distintos de diferenciação magmática.

5.1.5.2 Associação de derrames lobados, brechas vulcanoclásticas e rochas sedimentares

Conjuntos espessos e regionalmente extensos de derrames lobados predominam na porção oeste da área de estudo e se estendem, fora dos seus limites, para a região de Francisco Beltrão e Salgado Filho. Os dados disponíveis sugerem que estes conjuntos distribuem-se ao longo do depocentro da Bacia do

Paraná e, considerando-se o padrão regional dos dados geocronológicos, apresentados no Capítulo 1 – INTRODUÇÃO, representam as manifestações mais antigas do magmatismo Serra Geral.

Em afloramento, as proporções de basalto vesicular em relação às intercalações de rochas vulcanoclásticas e sedimentares são de um modo geral equivalentes. A abundância relativa 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 & McKENZIE, 1989; JERRAM *et al.*, 1999; MENZIES & EBINGER, 2000; MENZIES *et al.*, 2002; KERR & MENZIES, 2004).

5.1.5.2.1 Derrames lobados

Os derrames lobados equivalem, neste texto, aos derrames compostos de CAS & WRIGHT (1995). O termo lobado é adotado nesta pesquisa devido à sua conotação exclusivamente morfológica, sendo aplicado aos fluxos de lava com razão de aspecto elevada. Isto significa que a razão espessura:área tende à unidade e a seção transversal típica dos derrames é lenticular a elipsoidal. Este conceito tem implicações reológicas importantes para o estudo das seqüências vulcânicas, ao passo que a identificação de um derrame como composto envolve ambigüidades no estabelecimento dos limites com as unidades de fluxo adjacentes.

Nas áreas em que formam seqüências com espessura de centenas de metros e extensão de dezenas de quilômetros, os derrames lobados são identificados nas fotografias aéreas por formas de relevo com vertentes convexas, interflúvios largos e terraços predominantemente suavizados. As escarpas entre derrames são de reduzida expressão vertical, refletindo o caráter lenticularizado e lobado das unidades, mas são bem delineadas nas regiões em que ocorrem intercalações mais extensas de peperito. A rede de drenagem é do tipo dendrítico, com boa integração e densidade média.

Em afloramento, estes derrames apresentam mais freqüentemente a típica seção transversal lenticularizada, com aparência grosseira de *pinch-and-swell*,

menos comumente com feições das lavas *pahoehoe*, isto é, lobadas, contorcidas e densamente vesiculares, chegando a escoriáceas (FIGURA 39). Outras feições típicas das lavas *pahoehoe* são encontradas em afloramentos desta unidade faciológica, tais como: lava em corda, espiráculos e alternância centimétrica de níveis escoriáceos e vítreos, constituindo uma zonalidade concêntrica nos lobos individuais (FIGURA 35). O conjunto de aspectos litológicos desta unidade evidencia a ação de intensos processos de desgaseificação, durante resfriamento rápido.

Os derrames lobados mais espessos (FIGURA 33), apresentam espessuras de decímetros (50-60 cm) a poucos metros (mais freqüentemente 2-4 m), enquanto os lobos individuais dos fluxos menos volumosos não excedem a espessura de 30-40 cm (FIGURA 32).

A litologia dominante nestes derrames é um basalto vesicular a escoriáceo com textura mesoscópica afírica a fracamente porfirítica e granulação que varia de fanerítica grossa a afanítica, mais comumente média. Em afloramento, as cores de oxidação avermelhadas, tipicamente vermelho-tijolo, são manchadas de verde e preto nas superfícies das juntas e fraturas, resultantes de películas de argilominerais (celadonita e clorita) e óxidos de Mn, respectivamente. A variedade afanítica é cinza-escuro, geralmente matizada de verde devido à cloritização pervasiva e generalizada desta unidade, na região mapeada.



FIGURA 39 – Lobos escoriáceos de derrame lobado (EA-1217; 200502W; 7204901N; 574 m).

5.1.5.2 Brechas vulcanoclásticas

As intercalações de rochas vulcanoclásticas aos derrames de basaltos são abundantes no Oeste do Paraná. Elas variam desde brechas de derrame, formadas pela fragmentação do topo dos derrames de basalto, até brechas peperíticas, ou peperitos, constituídos pela mistura plástica de lava basáltica com sedimentos saturados em água. Não foram identificadas com segurança brechas de base e frente de derrame, possivelmente porque estas variedades são mais comuns nos fluxos de lava de alta viscosidade, de ocorrência restrita na Formação Serra Geral.

Os termos mais abundantes e extensos foram definidos como peperitos por WAICHEL *et al.* (2005), equivalentes às brechas peperíticas de CAS & WRIGHT (1995), nomenclaturas adotadas em paralelo no presente relatório. Segundo WAICHEL *et al.* (2005), as características litológicas dos depósitos mapeados no

Sudoeste do Paraná correspondem mais amplamente aos peperitos empacotados, da classificação de HANSON & WILSON (1993).

Em fotografia aérea, esta unidade apresenta-se como linhas sinuosas, paralelas às curvas de nível e amarrando terraços entre derrames. Elas 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 peperito 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 freqüentemente 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.

Nos afloramentos estudados no Oeste do Paraná, uma seção completa de brecha peperítica apresenta a seguinte zonalidade: (a) base de peperito disperso com matriz siltosa e sem fragmentos; (b) núcleo de peperito empacotado com venulações de quartzo; (c) zona de topo com peperito empacotado ou disperso. As feições litológicas da matriz e dos fragmentos não variam de forma sistemática através desta zonalidade, a qual não se repete, por sua vez, de forma sistemática na escala regional, mas corresponde apenas à moda estatística de uma combinação mais complexa de níveis deposicionais. As zonas individuais atingem espessuras decimétricas a métricas, sendo mais comum que os níveis mais pobres em clastos vulcânicos sejam menos espessos, raramente acima de 50-60 cm, do que os níveis com estrutura de brecha sedimentar, que atingem vários metros de espessura.

Predominam largamente nos afloramentos descritos os fragmentos de dimensões lapílicas, entre 2 e 64 mm, seguidos em abundância pelos blocos e bombas, entre 64 e 256 mm (FIGURA 40). As bombas são mais raras do que os blocos e foram identificadas mais seguramente em dimensões acima de 50-60 cm, mostrando em poucos locais feições de fluxo e desgaseificação, tais como zonalidade interna e vesículas estiradas perpendicularmente aos contatos com a matriz. Além de basalto vesicular, a presença de basalto porfirítico, com fenocristais de plagioclásio euédrico em matriz afanítica, foi observada apenas em fragmentos menores, com diâmetros abaixo de 2-3 cm.



FIGURA 40 – Blocos e bombas de basalto vesicular em peperito (EA-837; 266254W; 7095225N; 874 m).

Outras brechas vulcanoclásticas, associadas mais comumente aos derrames lobados de basalto vesicular, na área do estudo, não apresentam as feições típicas dos peperitos, e foram denominadas genericamente brechas de derrame. Elas diferem dos peperitos pela mistura caótica de fragmentos de basalto vesicular e

maciço, com tamanhos e formas mais variadas, níveis e lentes de arenito fino a médio, e passagem gradacional à zona vesicular de topo, que é brechada e cimentada por quartzo, calcita ou zeólita (FIGURA 25).

5.1.5.2.3 Rochas sedimentares

Intercalações de siltito a arenito siltoso e avermelhado, semelhante à matriz do peperito, também são abundantes no Oeste do Paraná. Os níveis individuais são geralmente decimétricos (< 60 cm), atingindo localmente espessuras de 1 m, e associam-se freqüentemente a diques sedimentares. Os diques ocorrem no topo ou na base dos derrames lobados, por infiltração ou injeção de sedimento fluidificado, respectivamente. De composição quartzosa, com fração comumente abundante de sericita autigênica, estas rochas sedimentares caracterizam-se pela notável homogeneidade litológica e estrutural. A laminação fina e plano-paralela apresenta-se localmente grano-decrescente e lenticularizada, sem perturbações sindeposicionais e com feições típicas de água rasa, tais como marcas de gotas de chuva e gretas de contração (FIGURA 41). WAICHEL (2006) interpreta o ambiente de deposição dos sedimentos sinvulcânicos como sendo de lagos intermitentes e rasos, formados sobre a superfície nivelada dos derrames de lava.

Blocos tectônicos e intercalações de arenito Botucatu são comuns ao longo da borda oriental do Terceiro Planalto Paranaense. Geralmente de dimensões métricas a decamétricas, não foram individualizados na escala do mapeamento regional. As feições texturais (grão médio) e estruturais (estratificação cruzada) preservadas do arenito eólico permitem a fácil discriminação das intercalações sinvulcânicas, o que é favorecido também pela espessura dos enclaves e intercalações.



FIGURA 41 – Gretas de contração em arenito siltico (EA-890; 299335W; 7077045N; 846 m).

5.1.5.3 Associação de derrames tabulares

A associação de derrames tabulares de basalto maciço é a mais evidente, por sua espessura estratigráfica e persistência lateral, na região de Guarapuava, caracterizada pela seção geológica de Foz do Areia – Faxinal do Céu. 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).

Esta associação de fácies engloba três variedades, definidas em função do estilo de entablamento que contêm com exclusividade, isto é, independente do fato

de apresentarem também outro estilo de disjunção. Este critério foi adotado, ao invés da caracterização da zonalidade vertical completa dos derrames, pela simplicidade de uso e por se mostrar eficaz para os fins do mapeamento.

A correlação de derrames de basalto é feita com base, principalmente, na organização interna, usando-se a sua zonalidade completa nesta tarefa do mapeamento geológico. Entretanto, raramente é possível observar uma seção completa de derrame, mesmo em frentes de lavra. O uso do entablamento como feição diagnóstica de derrames tabulares é importante porque este tipo de derrame de basalto pode ser mapeado regionalmente. Enquanto a disjunção colunar resulta de resfriamento e contração da lava sob condições normais, o entablamento é o produto da influência de fatores externos sobre este processo, isto é, sob condições especiais de solidificação. Por isto, ele pode mais facilmente assumir estilos diferentes, que se tornam assinaturas estruturais para determinados derrames tabulares de basalto.

Gabros pegmatóides ocorrem dentro de derrames tabulares, à exceção dos derrames com entablamento em leque, sendo por isto descritos à parte, como um componente faciológico essencial desta associação.

5.1.5.3.1 Derrames tabulares com entablamento sigmoidal

WAICHEL *et al.* (2005) adotam a denominação de derrames maciços para este estilo de corrida de lava da Formação Serra Geral, equivalente aos derrames simples de CAS & WRIGHT (1995). À semelhança dos derrames lobados, o termo tabular é utilizado, neste relatório, devido à sua conotação exclusivamente morfológica. Por outro lado, o reconhecimento crescente dos processos de inflação em derrames tabulares, por fluxos recorrentes de lava, torna imprecisa a nomenclatura de CAS & WRIGHT (1995).

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 42). No perfil Foz do Areia – Faxinal do Céu, 17 derrames superpõem-se no intervalo estratigráfico de 500 a

1.120 m, com espessura média de 35 m. 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 predominantemente sigmoidal são compatíveis com a grande espessura dos derrames individuais.

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.

A litologia dominante 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 freqüentemente 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 freqüentemente 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.

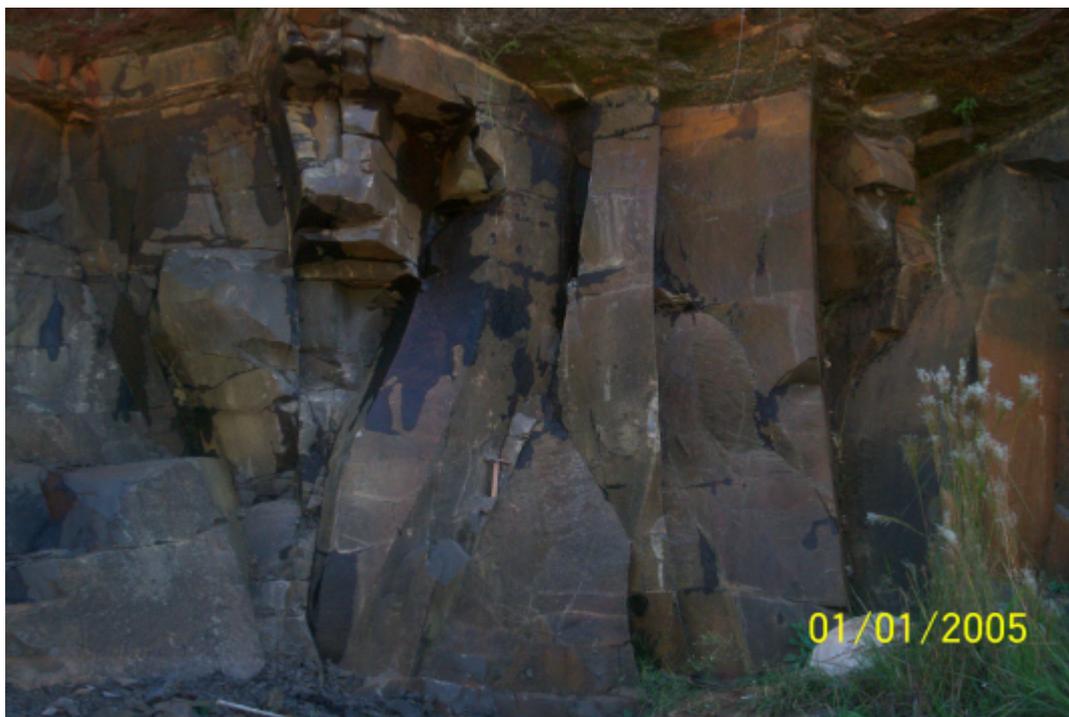


FIGURA 42 – Entablamento sigmoidal em derrame tabular de basalto maciço (EA-1245; 467768W; 7193780N; 1.106 m).

5.1.5.3.2 Derrames tabulares com entablamento em cunha

Os derrames tabulares com entablamento em cunha ocupam uma posição estratigráfica peculiar, capeando derrames lobados, entre Laranjeiras do Sul e Cascavel, na seção geológica construída ao longo da rodovia BR-277. Em nenhuma localidade do Oeste do Paraná é observada a ocorrência de outras unidades vulcânicas, vulcanoclásticas ou sedimentares, sobre esses derrames. Esta superposição não ocorre, por exemplo, na folha de Guarapuava (1:250.000), onde a associação de rochas ácidas e intermediárias ocupa cotas pelo menos 200 m acima das cotas mais elevadas dos derrames de ferro-basalto. Admite-se, por estas evidências, que esses derrames encerram a sucessão de eventos vulcânicos que preencheram um dos riftes centrais da Bacia do Paraná, provavelmente superposto ao graben de Foz do Iguaçu – Araçatuba (MARQUES *et al.*, 1983; MILANI, 1997).

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 a seguir.

Zona de topo microvesicular. Esses derrames exibem espessa zona de topo, com 2-4 m de espessura, de basalto portador de densa e fina vesiculação. A densidade varia de 30 a 40%, e os diâmetros das vesículas e amígdalas situam-se predominantemente entre 1 e 2 mm, apenas localmente atingindo 3-8 mm. As vesículas e amígdalas mais abundantes são arredondadas, preenchidas por sílica microcristalina e capeadas por películas de celadonita e outros argilominerais não identificados. As amígdalas maiores tendem a uma forma irregular, possivelmente por se formarem pela coalescência de vesículas menores. Aparentemente devido a esta estrutura, o basalto vesicular altera-se profundamente, adquirindo formas em arredondadas típicas de erosão intensa (FIGURA 44).



FIGURA 43 – Zona vesicular de topo de derrame tabular com entablamento em cunha (EA-764; 251871W; 7073123N; 799 m).

Entablamento em cunha. Os núcleos dos derrames caracterizam-se pela ausência de disjunção colunar e pelo desenvolvimento de entablamento sigmoidal

de grande porte e pelo entablamento em cunha. Embora o entablamento sigmoidal ocorra em outras fácies desta associação, o entablamento em cunha é observado com exclusividade nos derrames ora descritos, com seção basal predominantemente triangular, rombóide e losangular, sendo notável nos afloramentos a ausência de geometrias hexagonais e pentagonais. Em planta, o padrão da disjunção assemelha-se ao modelo Riedel de cisalhamento, interpretado por SCHAEFER & KATTENHORN (2004) como produto de resfriamento sob tensão cisalhante, por efeito de basculamento do terreno durante o processo de cristalização.

Segundo CAS & WRIGHT (1995), derrames de lava com alta viscosidade podem desenvolver tensões internas e, conseqüentemente, feições típicas 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. Embora a viscosidade da lava básica, durante o processo eruptivo, não permita o desenvolvimento de tensões internas, à exceção de fluxos do tipo *A'a*, ela pode aumentar várias ordens de grandeza ao longo do estágio de *mush*, isto é, entre 25% e 55% de cristalinidade (MARSH, 1995). Perturbações tectônicas que afetem o substrato de derrames de lava básica, neste estágio do processo de cristalização, podem produzir padrões de disjunção compatíveis com a ação de tensões cisalhantes.

Teores de magnetita. Amostras de basalto desta fácies vulcânica, analisadas nas escalas meso e microscópica, acusam teores de magnetita estatisticamente mais elevados do que as demais variedades de basalto, no Oeste do Paraná. Enquanto a população amostral dos basaltos toleíticos da região contém de 4 a 8% de magnetita, com média de $5,41 \pm 3\%$, uma subpopulação de 19 amostras apresenta amplitude de 10 a 48% e média de $18,83 \pm 12\%$. A maior concentração de óxido de ferro parece ser responsável pelas cores ferruginosas desta variedade de basalto, nos afloramentos, mesmo com grau incipiente de intemperização.

Teores de FeO_t . No que diz respeito à composição química, as mesmas 19 amostras de basalto acusam teores de FeO_t com amplitude de 15,02 a 16,45% e média de $15,82 \pm 0,48\%$. Estes dados classificam a rocha constituinte dos derrames tabulares com entablamento em cunha como ferro-basalto, admitindo-se a

possibilidade de que esta composição química varie fora dos limites da área de pesquisa.

5.1.5.3.3 Derrames tabulares com entablamento em leque

O topo da associação de derrames tabulares é representado, na região de Guarapuava, por extenso conjunto de derrames de basalto hipovítreo, com feições estruturais peculiares, que facilitam a sua individualização faciológica. Estas feições consistem em uma disjunção colunar fina, com marcas de bisel de superfície subconchoidal (FIGURA 16), e um entablamento em leque excepcionalmente regular e generalizado (FIGURA 26).

Em afloramento, o basalto hipovítreo 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.

A disjunção colunar raramente excede 10-15 cm de espessura, passando lateralmente à geometria de entablamento em leque. Não foi observada a passagem lateral entre os dois estilos de disjunção, mas ela é evidente pela disposição de afloramentos, através da área de ocorrência. Em vários afloramentos, esta feição passa, no sentido da base, para uma disjunção colunar com seção hexagonal notavelmente regular, ao mesmo tempo que o basalto torna-se fanerítico (FIGURA 21).

O entablamento em leque é ligeiramente mais espesso do que a disjunção colunar, com espaçamento de 15-25 cm e estende-se verticalmente por pelo menos 20 m, altura das frentes de lavra em que pode ser observado. É possível observar a superposição de vários fluxos delgados, como na pedreira desativada na localidade de Lagoa Seca, à margem da BR-277 (FIGURA 45), onde lobos de até 8 m de espessura se superpõem e apresentam continuidade vertical nos vários níveis de entablamento, indicando que o resfriamento evoluiu como uma unidade solidária.



FIGURA 44 – Lobos de basalto hipovítreo com entablamento em leque (EA-1161; 371926W; 7211907N; 879 m).

O processo de formação deste estilo de entablamento é interpretado 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, 2007, 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.

A variedade fanerítica de basalto que constitui a base dos derrames com entablamento em leque representa, portanto, fluxos canalizados de lava tardia. A geometria canalizada é comum no processo de inflação de derrames (THORDARSON, 2006; SELF, 2007, 2008) e pode explicar a distribuição do

entablamento em leque nos derrames de basalto hipovítreo. Esta interpretação é reforçada por diferenças de composição química constatadas entre o basalto afanítico com entablamento em leque e o basalto fanerítico com disjunção colunar (LOPES, 2008).

5.1.5.3.4 Gabros pegmatóides

Em projeto de avaliação das anomalias geoquímicas investigadas no presente estudo, LICHT & ARIOLI (2000) descreveram variedades litológicas de granulação grossa, alojadas em derrames tabulares de basalto maciço, que foram classificadas por VASCONCELLOS *et al.* (2001) como gabros pegmatóides. Estes diferenciados finais da cristalização da lava basáltica são classificados como gabro-doleritos pegmatíticos por JEFFERSON *et al.* (1994) e como pegmatitos básicos por KONTAK *et al.* (2002). Vários autores (CORNWALL, 1951; GREENOUGH & DOSTAL, 2004; MARSH, 1995; PHILLPOTS *et al.*, 1996, 1999; DRAGOVIC & PHILPOTTS, 2002; PHILPOTTS & DICKSON, 2002; CHEADLE *et al.*, 2004; GREENOUGH *et al.*, 2004) interpretam-nos como produtos de diferenciação magmática em derrames espessos de basalto, com características petrográficas (particularmente a textura pegmatóide) e geoquímicas (enriquecimento em elementos químicos incompatíveis) indicadoras de filtragem seletiva do líquido residual durante a ascensão através da rede formada por cristais de plagioclásio, na lava parcialmente cristalizada.

No Oeste do Paraná, são identificadas 16 ocorrências nos municípios de Salto do Lontra, Catanduvas, Três Barras, Quedas do Iguaçu, Nova Laranjeiras, Divisor, Capanema, Porto Moysés Lupion, Marmelândia, Nova Esperança, Enéas Marques e Nova Prata, distribuídas na área do alvo geoquímico (FIGURA 1). Posteriormente, ARIOLI & LICHT (2006) cadastraram mais 14 ocorrências na mesma região, às quais foram acrescentadas outras 8, na folha de Guarapuava (ARIOLI & LICHT, 2008), totalizando 38 ocorrências no Terceiro Planalto Paranaense.

Os gabros pegmatóides 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 gabro 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 30).

A cor do gabro pegmatóide 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 amarronzados, de brilho vítreo a metálico, com até 6 cm de comprimento, isolados ou em agregados com aspecto de “*cauda de andorinha*” (FIGURA 31).

No interior dos níveis de gabro, observa-se com freqüência 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 (FIGURA 27) e o rosado, 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.

5.1.5.4 Associação de rochas ácidas e intermediárias

O topo da seqüência vulcânica Serra Geral, na área de estudo, é composto por extensa e homogênea cobertura de riódacito porfirítico, com afloramentos isolados de andesito, traquidacito, dacito, riolito, vitrófiro e brecha de fluxo. No planalto de Guarapuava, esta cobertura estende-se por um intervalo de 470 m, entre as cotas aproximadas 860 m e 1.330 m. Esta espessura aparente é exagerada, ao longo da seção geológica, devido ao mergulho dos estratos vulcânicos para SW, resultante do basculamento associado ao desenvolvimento do Arco de Ponta Grossa.

Na maior parte dos afloramentos, o riódacito é cinza esverdeado claro onde inalterado e pardo avermelhado onde oxidado, porfirítico com matriz fanerítica fina e hemivítrea. A estrutura varia de maciça e isótropa a bandada (FIGURA 45), 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 riódacito é intensamente vesicular, com vesículas de 5 mm por 15-20 mm, alongadas para N55°E, e localmente brechado, com fragmentos subarredondados de andesito.



FIGURA 45 – Bandeamento lenticularizado em riódacito (EA-1098; 449382W; 7199407N; 1.029 m).

O contato do riolacito com o basalto aflora em torno de 1.210 m, com atitude N30E8NW. A base da seqüência de rochas ácidas é formada por vitrófiro parcialmente desvitrificado (FIGURA 46) e brecha de fluxo com menos de 1 m aflorante, com blocos de riolito porfirítico em matriz fluidal e maciça, recortada por veios centimétricos de quartzo hialino. A brecha 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.



FIGURA 46 – Vitrófiro na base do ignimbrito reomórfico (EA-1434; 465885W; 7156369N; 1.228 m).

A seqüência geral dos depósitos de rochas ácidas e intermediárias na área de estudo, organizada a partir dos dados regionais, é representada abaixo. Ela tem espessura estimada em 100-130 m, com restrições devido à dificuldade de se

abstrair os efeitos da deformação dútil, particularmente basculamentos e rejeitos de blocos falhados.

ZONA	ESPESS. (m)	LITOLOGIAS
TOPO	40-60	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	60-80	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 seqüência, 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.

QUADRO 7 – Estratigrafia da associação de rochas ácidas e intermediárias, na região de Guarapuava.

FONTE: O AUTOR (2008).

NARDY (1995) e NARDY *et al.* (2001) interpretam os derivados ácidos e intermediários de Guarapuava como sendo produzidos por derrames de lava, enquanto outros autores classificam rochas similares como ignimbritos reomórficos, 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).

5.1.5.5 Associação de rochas subvulcânicas

5.1.5.5.1 Diques de diabásio

Diques tabulares são abundantes na região, de reconhecimento fácil no campo devido ao forte contraste de cores e estilos de afloramentos que existe entre

o basalto e o diabásio. Enquanto o basalto forma matacões de dimensões métricas, incluindo freqüentemente partes das zonas vesiculares de topo, com as cores avermelhadas e verdes típicas de alteração, o diabásio aflora em matacões decimétricos, de cor cinza escuro e, quando presente, a alteração supergênica limita-se à capa amarelo-ocre descrita acima. Nos afloramentos em que ambas as rochas são expostas profundamente argilizadas, o contraste se mantém: o saprólito de basalto mantém cores de alteração vermelho amareladas, dentro do qual o saprólito de diabásio se destaca pela coloração amarelo ocre com manchas negras de óxidos e hidróxidos de Mn, acentuando a esfoliação esferoidal, que é pouco desenvolvida na encaixante.

Nas fotografias aéreas e imagens LANDSAT (composição RGB dos canais 4, 5 e 7), estes corpos intrusivos são identificados pelo alinhamento de vales retilíneos e quebras de relevo, mais raramente cristas alinhadas e suavizadas pelo profundo intemperismo da região. Os alinhamentos tornam-se mais evidentes nas imagens de radar (RADAM Brasil), motivo pelo qual as estruturas lineares cartografadas na área de estudo foram traçadas nestas imagens, em meio digital. Entretanto, estão representados no mapa geológico apenas os diques que foram confirmados em campo, com pelo menos um ponto de controle sobre o respectivo lineamento fotogeológico.

De acordo com PINESE (1989), predominam no enxame de diques do Arco de Ponta Grossa as composições químicas de andesi-basalto, basalto toleítico, lati-basalto e basalto transicional, com alguns diques intermediários (lati-andesito, andesito e latito) e raros diques ácidos (dacito, riodacito e riolito). Os diques de composição ácida filiam-se geoquimicamente ao magma-tipo Chapecó.

5.1.5.5.2 Soleiras de diabásio

Soleiras de diabásio afloram, nas regiões de Pinhão e Laranjeiras do Sul, alojadas entre derrames tabulares de basalto maciço, entre as cotas de 800 e 850 m. Devido à sua reduzida espessura e por ocorrer isoladamente, sem formar pacotes, esta unidade faciológica não produz feições reconhecíveis em fotografias

aéreas e imagens de satélite, confundindo-se com o relevo dos derrames encaixantes.

Os seus afloramentos têm mais freqüentemente a forma de campos de matacões e lajedos de meia encosta, quando cortados pelas rodovias vicinais. O diabásio é identificado facilmente no campo pela cor cinza escuro, com uma capa de alteração amarelo ocre de limites bem definidos junto à rocha sã, denominada nas pedreiras da região *capa amarela* (FIGURA 47). A rocha tem estrutura maciça, com glóbulos de até 1-2 cm de diâmetro, ovaladas e esparsas, preenchidas por opala verde escuro (que passa a negro em poucos minutos, por efeito da desidratação), sem a película verde de celadonita que envolve as amígdalas e caracteriza os derrames de basalto.

Os seguintes critérios foram utilizados para interpretar estes afloramentos como pertencentes a uma soleira:

- ausência de feições típicas de derrames, tais como zonas vesiculares de topo e base, em todos os afloramentos descritos;
- ausência de oxidação, evidente na cor cinza escuro da rocha sã, também observada em todos os afloramentos descritos;
- ausência de alteração hidrotermal, que ocorre de forma pervasiva e generalizada nos derrames lobados e tabulares, com o desenvolvimento principalmente de celadonita e argilominerais;
- semelhança petrográfica, na escala mesoscópica, com os diques de diabásio mapeados na região;
- textura microscópica ofítica, característica de rochas cristalizadas em ambiente subvulcânico.



FIGURA 47 – Diabásio com alteração característica (EA-930; 290855W; 7086177N; 755 m).

5.1.6 Sucessão estratigráfica

Os dados apresentados nas seções anteriores deste capítulo permitem subdividir a Formação Serra Geral em:

Formação Serra Geral Inferior (JKsgj), formada por uma seqüência de derrames lobados de basalto vesicular, de baixo TiO_2 , com abundantes intercalações de brechas vulcanoclásticas e arenitos sílticos a arcossianos. Representa a fase *pré-rift* I de preenchimento da ruptura do megacontinente Gondwana e do estágio mais primitivo de evolução da Província Ígnea Paraná-Etendeka, com vulcanismo de erupção predominantemente central, possivelmente

controlado por falhas regionais, em volume e intensidade equivalentes à geração de sedimentos terrígenos (MENZIES *et al.*, 2002).

Formação Serra Geral Superior (JKsgs), formada por uma seqüência de derrames tabulares de basalto maciço, de alto TiO_2 , com raras intercalações de brechas vulcanoclásticas e sedimentos contemporâneos ao vulcanismo, e capeada por uma cobertura de derivados ácidos e intermediários de composição andesítica e traquidacítica a riolítica, também de alto TiO_2 , interpretada por vários autores como fluxos de lava (NARDY, 1995; NARDY *et al.*, 2001) e por outros autores como ignimbrito reomórfico (ROISENBERG, 1989; UMANN *et al.*, 2001; SIVIERO *et al.*, 2005; MILNER *et al.*, 1995; EWART *et al.*, 1998). Os derrames de ferro-basalto e de basalto hipovítreo situam-se na porção de topo desta subunidade. Representa a fase de clímax do vulcanismo, ou pré-*rift* II, anterior à fase *drift*, de abertura do assoalho oceânico, quando o vulcanismo se processa mediante erupções de alta taxa de efusão, em lençol e sem hiatos importantes de erosão (MENZIES *et al.*, 2002). Considerando que as rochas ácidas representam a fase final do magmatismo Serra Geral, com raras recorrências de vulcanismo básico registradas no Rio Grande do Sul (SIVIERO *et al.*, 2005), a associação faciológica de derrames tabulares de basalto maciço constitui a fase mais jovem de vulcanismo básico, na área de estudo.

A coluna estratigráfica da Formação Serra Geral, válida para a área de estudo, é apresentada na FIGURA 48.

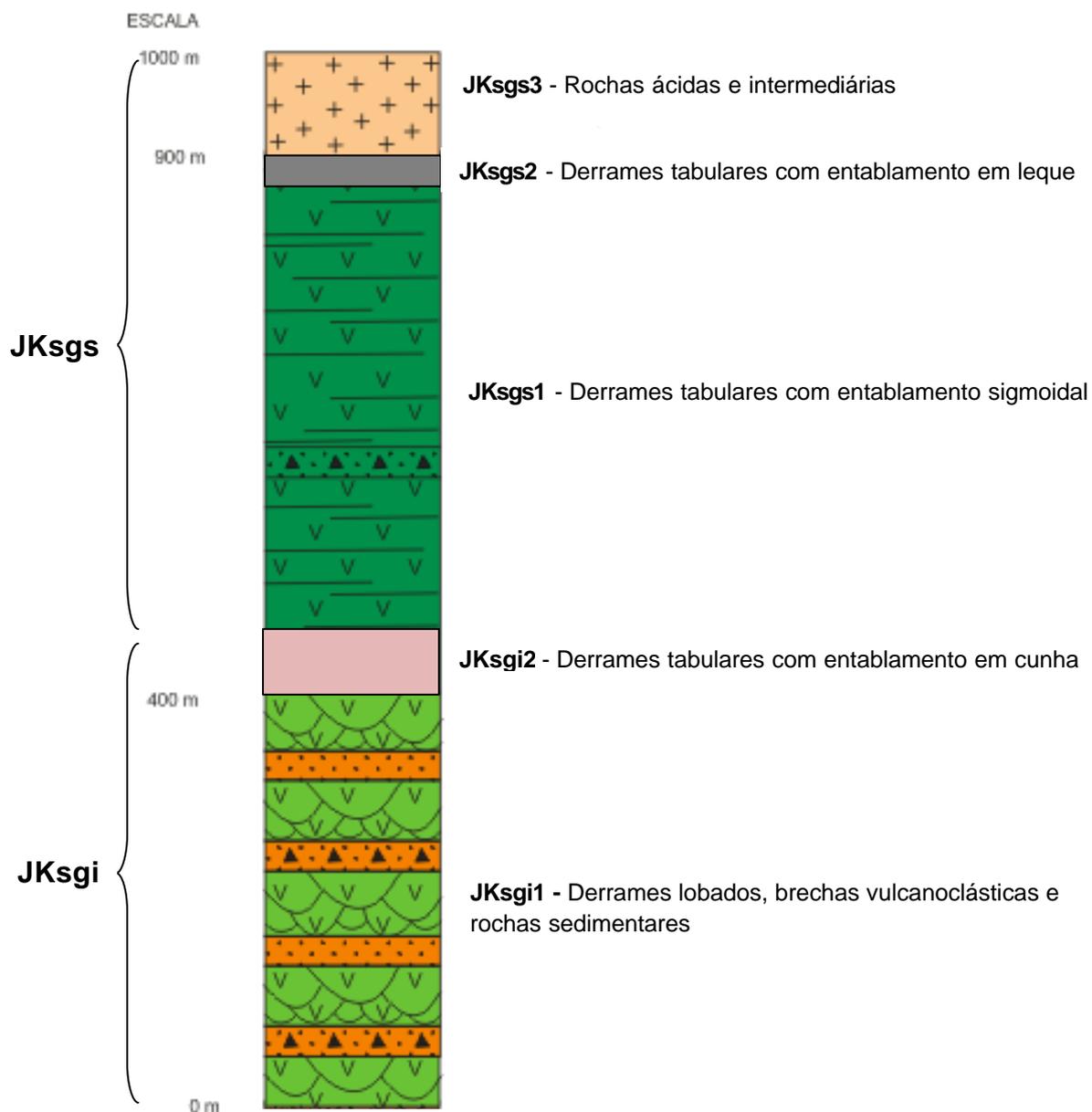


Figura 48 - Coluna estratigráfica da Formação Serra Geral, na área de estudo.

5.2 PETROGRAFIA

5.2.1 Derrames lobados

Em lâmina delgada, estas rochas não diferem das analisadas em amostras dos derrames tabulares, cuja constituição mineralógica foi determinada com aplicação das técnicas descritas no Capítulo 4 – Materiais e métodos. A estatística resultante indica a composição modal dessas amostras, apresentada pela amplitude de valores: 45-55% de plagioclásio (labradorita e andesina, menos freqüentemente bytownita), 42-50% de piroxênio (augita, alguma pigeonita e rara enstatita), 4-8% de magnetita com hábito esquelético, ilmenita subordinada, 1-3% de vidro, até 5% de argilo-minerais, sericita e limonita secundária, além de apatita como acessório e olivina intersticial, e formando inclusões no plagioclásio e piroxênio. A textura é afírica a fracamente porfirítica, intergranular a subofítica, com raros fenocristais de plagioclásio ou piroxênio.

5.2.2 Derrames tabulares

Estatisticamente, o basalto dos derrames tabulares não difere significativamente do descrito acima, contendo 47-55% de plagioclásio (labradorita e andesina, menos freqüentemente bytownita), 42-52% de piroxênio (augita e pouca pigeonita, rara enstatita), 5-10% de minerais opacos (magnetita fortemente dominante sobre ilmenita), até 5% de vidro nas variedades mais comuns e 10-25% de vidro no basalto hipovítreo, argilo-minerais não identificados, sericita e limonita, além de apatita e olivina, e formando inclusões no plagioclásio e piroxênio. Intercrescimentos radiais de plagioclásio e piroxênio indicam a contemporaneidade de crescimento (FIGURA 49).

A magnetita aparece em grande parte na forma de cristais esqueléticos (FIGURA 50). A textura é afírica a fracamente porfirítica, intergranular a subofítica, com poucos fenocristais de plagioclásio ou piroxênio.

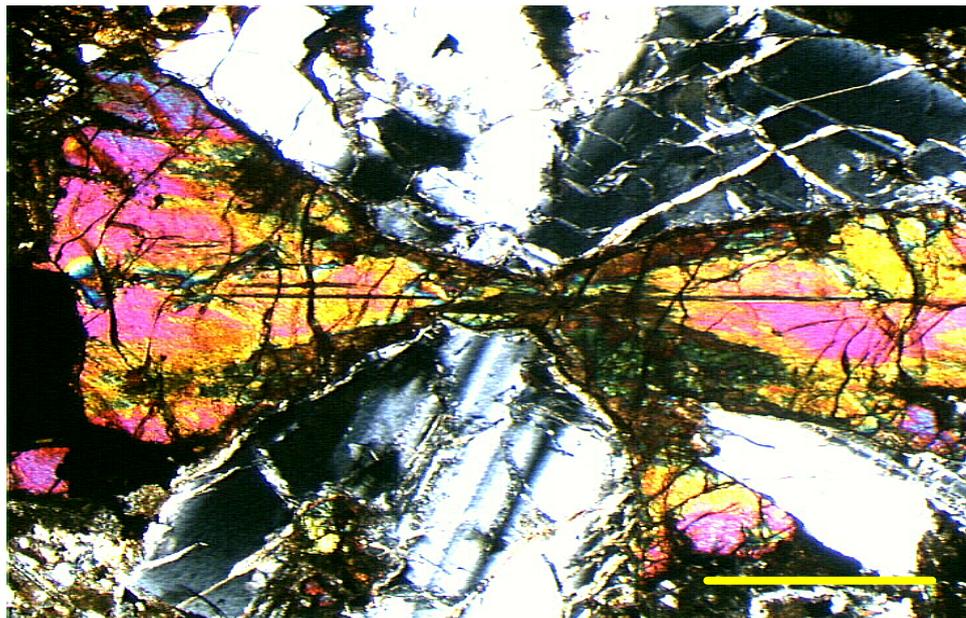


FIGURA 49 – Intercrescimento em cruz de augita e andesina (EA-1054; 238483W; 7093128N; 818 m). Escala: 1 mm.

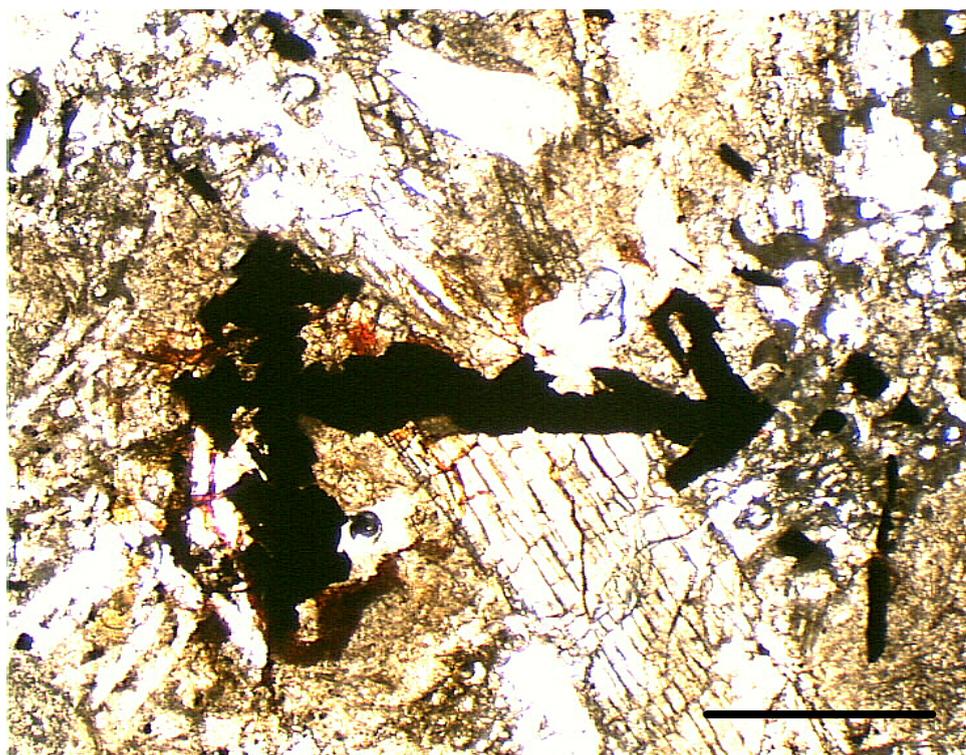


FIGURA 50 – Magnetita esquelética em basalto porfirítico (EA-1042; 376885W; 7291246N; 757 m). Escala: 1 mm.

Algumas amostras exibem abundantes cristais fraturados de plagioclásio, indicando deslocamentos dos derrames após cristalização avançada. Nestas lâminas, o plagioclásio, que representa 48-60% das rochas descritas, contém proporções maiores de andesina do que as amostras dos derrames lobados. O piroxênio é menos abundante, na faixa de 40-45%, e mantém as mesmas fases da unidade anterior, augita com fração menor de pigeonita, sem enstatita identificada. Os minerais acessórios e secundários são os mesmos, com maior abundância de celadonita nas amostras analisadas. A textura é afírica a fracamente porfirítica, intergranular a subofítica.

Fenocristais de olivina foram registrados em raras amostras, geralmente alterados a iddingsita (FIGURA 51). Agregados amebóides de vidro rico em feições de desvitrificação, tais como micrólitos e cristálitos, são comuns nas amostras desta unidade faciológica (FIGURA 52).

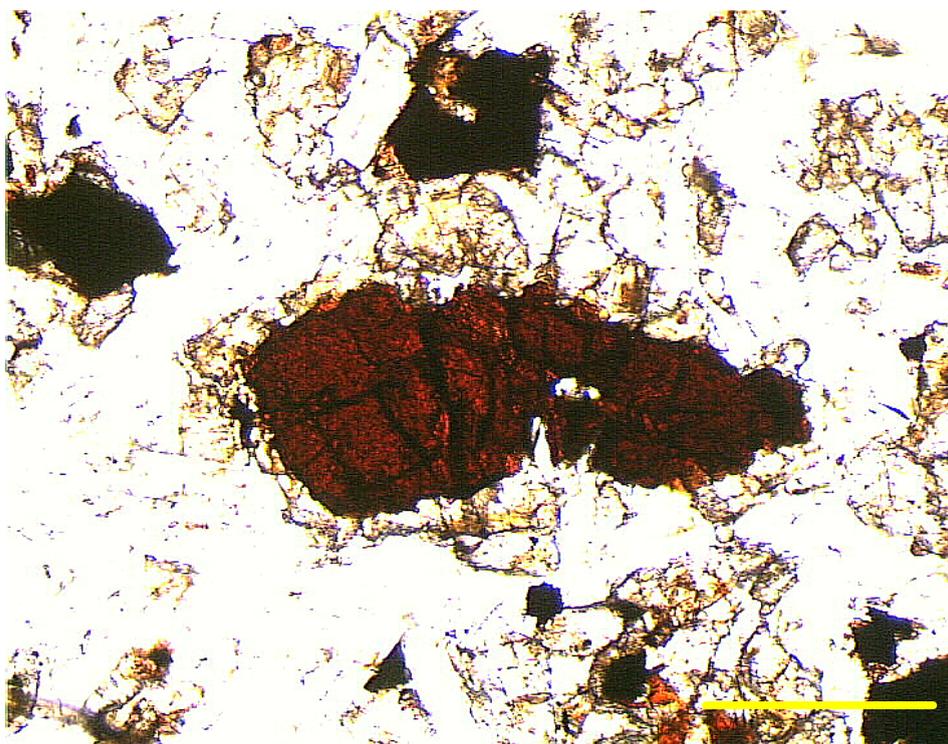


FIGURA 51 – Cristal de olivina substituída por iddingsita (EA-1041; 382974W; 7296095N; 664 m). Escala: 1 mm.

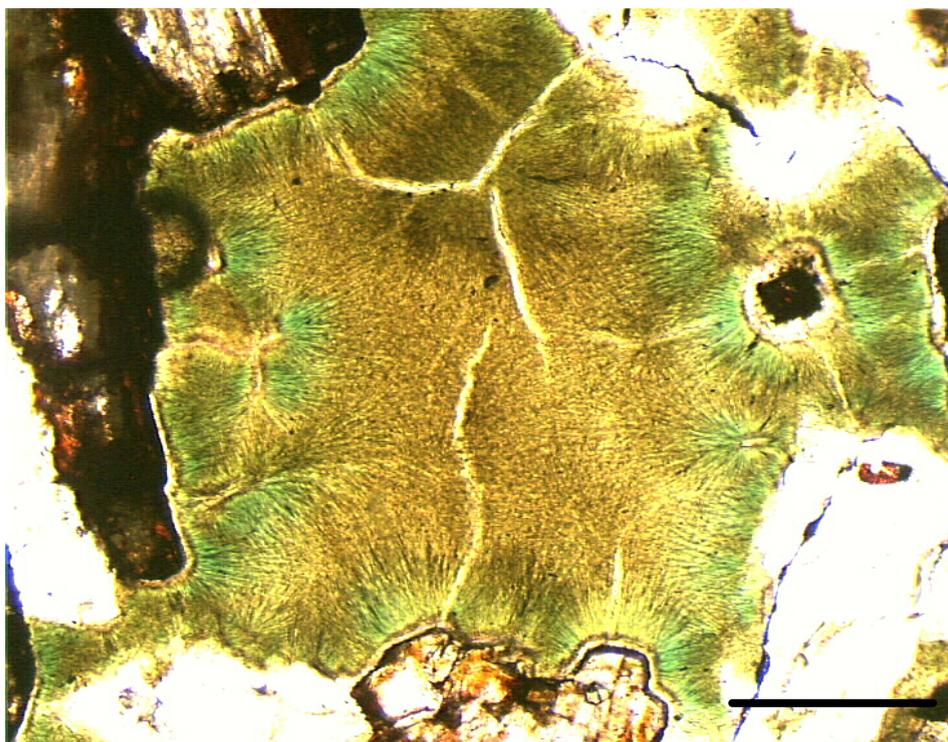


FIGURA 52 – Mesóstase vítrea parcialmente desvitrificada e cloritizada (EA-1043; 377798W; 7315819N; 483 m). Escala: 1 mm.

As lâminas analisadas nos contatos dos gabros pegmatóides com a encaixante basáltica mostram gradação textural, sem mudanças notáveis de composição mineralógica, feições compatíveis com a natureza de diferenciados finais dos derrames (FIGURA 53).

Com base em estimativas feitas em 57 lâminas petrográficas, as amostras de basalto apresentam os seguintes parâmetros estatísticos, no que diz respeito aos minerais opacos:

- teor médio de 4,6%;
- 79% das amostras contêm de 1 a 8% de magnetita e ilmenita;
- 10,5% das amostras contêm de 9 a 11% de minerais opacos;
- 10,5% das amostras contêm de 15 a 30% de minerais opacos.

Chama atenção o terceiro conjunto de valores (15-30% de opacos), que se destacam dentro da população amostral pela média de 27,5% nos teores de magnetita e ilmenita. O forte enriquecimento em óxidos em determinados tipos geoquímicos de basalto, na região, constitui informação fundamental para a explicação da origem das anomalias geoquímicas de EGP e metais associados, no Oeste do Paraná.

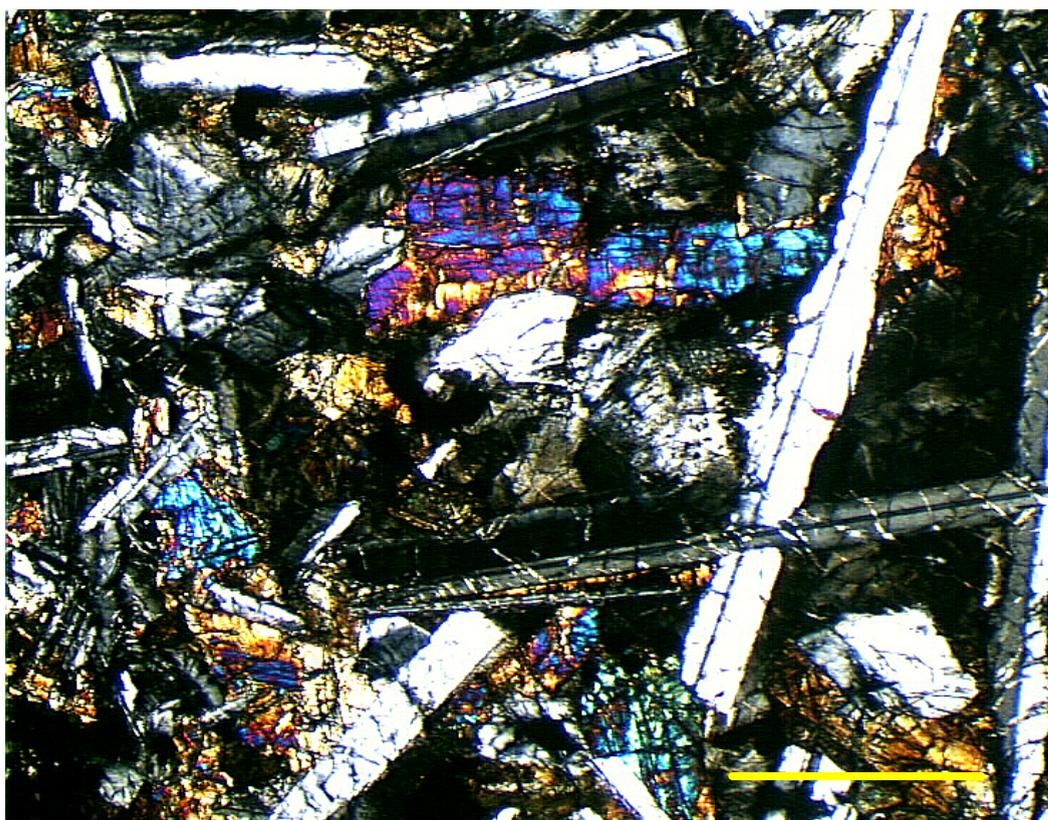


FIGURA 53 – Zona de contato entre basalto e gabro pegmatóide (EA-1054; 238483W; 7093128N; 818 m). Escala: 1 mm.

A TABELA 3 apresenta a composição modal dos basaltos de derrames tabulares e lobados, pela qual se observam diferenças pouco significativas entre os dois estilos de derrames, exceto a maior abundância de clinopiroxênio nos lobados e de magnetita nos tabulares.

TABELA 3 – Composição modal dos basaltos de derrames tabulares (N=36) e lobados (N=14), na área de estudo.

Minerais	Derrames tabulares	Derrames lobados
Plagioclásio	42	40
Clinopiroxênio	33	36
Ortopiroxênio	8	8
Magnetita	5	3
Ilmenita	3	3
Vidro	2	2
Secundários	7	8
Olivina	< 1	-
Total	100%	100%

FONTE: O AUTOR (2008).

5.2.3 Rochas ácidas e intermediárias

A variedade de rochas ácidas dominante na área de estudo é riodacito porfírico, de textura hipovítrea e intersertal. Fenocristais de andesina (25%) e feldspato alcalino (15%), com até 1,5 cm de aresta, estão imersos em matriz afanítica, rica em vidro com abundantes feições de desvitrificação e microcristais de piroxênio (augita e pigeonita), nos quais são visíveis inclusões de apatita. O vidro perfaz cerca de 20% da rocha como um todo e até 40% da matriz. Quartzo subédrico e intersticial representa em torno de 25% do volume da rocha. Argilominerais, óxido e hidróxido de ferro e calcita são os produtos de alteração mais comuns. O quartzo latito difere do riodacito pelos teores de quartzo entre 15 e 20%, em duas amostras descritas.

Das amostras analisadas em lâmina delgada, uma se classifica como andesito subafírico a fracamente porfírico, com fenocristais de andesina e microcristais de plagioclásio e clinopiroxênio, além de apatita. Quartzo (15%) e feldspato alcalino (10%) são menos abundantes do que plagioclásio (70%), na matriz, cuja textura é felsítica, com agregados de vidro e micrólitos de plagioclásio e piroxênio. Duas amostras apresentam composição mineralógica de dacito, com

predominância de plagioclásio (75%) e cerca de 25% de quartzo, textura intergranular subofítica e fracamente porfirítica com microfenocristais de plagioclásio e clinopiroxênio.

5.2.4 Rochas vulcanoclásticas

A matriz é composta de silte argiloso a finamente arenoso, de cor vermelho-tijolo, mais comumente maciça e localmente laminada ou lenticularizada, a qual perfaz de 40 a 60% do volume da rocha. A laminação é marcada pela alternância de níveis milimétricos a centimétricos de siltito maciço e vesicular. As vesículas são esféricas a subesféricas e possuem dimensões milimétricas. Em poucos afloramentos foram descritos níveis de arenito imaturo, feldspático e lítico, ocasionalmente conglomerático, intercalados à brecha peperítica.

Os fragmentos ígneos são formados por basalto afanítico, vesicular a escoriáceo, claramente destacados dos derrames sub e sobrejacentes, sendo possível identificar muitas vezes o local de origem dos blocos maiores, na rocha vizinha. Os clastos angulosos a subangulosos de basalto afanítico, vesicular a escoriáceo, são sustentados pela matriz, exceto junto ao contato com os derrames.

5.2.5 Rochas sedimentares

A variedade mais abundante de rocha sedimentar intercalada aos derrames lobados de basalto vesicular é arenito síltico, com grãos de quartzo subarredondados a subangulosos, de esfericidade média a baixa e moderadamente selecionados. Abundantes palhetas de sericita e grânulos líticos, milimétricos e de composição basáltica e arenítica. Localmente, onde os grânulos são mais abundantes, o arenito exhibe textura microconglomerática e composição de subarcósio. O quartzo é límpido e apresenta contatos intergranulares côncavo-convexos. Vidro vulcânico, óxido de ferro, feldspato, argilominerais, zircão, turmalina, calcita e zeólita são minerais detríticos comuns nestas amostras, que diferem do

arenito Botucatu pela origem vulcanogênica, evidenciada pela composição mineralógica.

5.2.6 Diabásio

Em microscopia, as amostras de diabásio apresentam textura ofítica, localmente intergranular, seriada e hipidiomórfica. A estrutura é maciça, isótropa e homogênea. A rocha é essencialmente inalterada, com rara sericitização do plagioclásio e cloritização do piroxênio. O plagioclásio é labradorita subédrica, com 0,2 a 2,5 mm de comprimento, em arranjo aleatório, localmente radial, seriada, exibindo macla polissintética e inclusões de piroxênio, opacos e apatita. O piroxênio é subédrico a anédrico, intersticial e incluído no plagioclásio, fraturado, corroído e localmente alterado a clorita ou celadonita. Predomina augita, com raros cristais de pigeonita. A magnetita esquelética é o opaco mais abundante, com 0,2 a 2,5 mm de diâmetro, predominante sobre a ilmenita, também esquelética e em grãos prismáticos. As relações intergranulares indicam a seguinte ordem de cristalização: pigeonita, augita, plagioclásio e magnetita.

5.3 LITOGEOQUÍMICA

5.3.1 Geoquímica de rocha total

As rochas vulcânicas analisadas no presente estudo classificam-se, segundo o diagrama TAS ($[\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}]$ vs. SiO_2) (LE BAS *et al.*, 1986), em sua quase totalidade como basaltos, sendo 7 situadas no campo dos andesitos basálticos (FIGURA 54). Não se observa tendência de separação das rochas de alto e baixo TiO_2 entre estas duas variedades de basaltos. No mesmo diagrama, as rochas intermediárias e ácidas classificam-se, também em sua quase totalidade, como traquidacito, com uma amostra de andesito e outra de dacito. A referência a outras variedades de derivados ácidos, na descrição da respectiva associação faciológica,

é extraída de outros bancos de dados (PICCIRILLO & MELFI, 1988; PINESE, 1989; NARDY, 1995).

À semelhança de estudos anteriores (PICCIRILLO e MELFI, 1988; PEATE, 1990; MINCATO, 2000), as amostras de basalto da área de estudo apresentam, no diagrama AFM, uma concentração de teores no vértice da tendência Fenner, sem a configuração de uma série completa de diferenciação toleítica (FIGURA 55). Este padrão reflete a composição geoquímica do magma parental, fortemente enriquecida em FeO_t em relação a MgO , gerador dos magmas-tipo que compõem o Sistema Magmático Serra Geral.

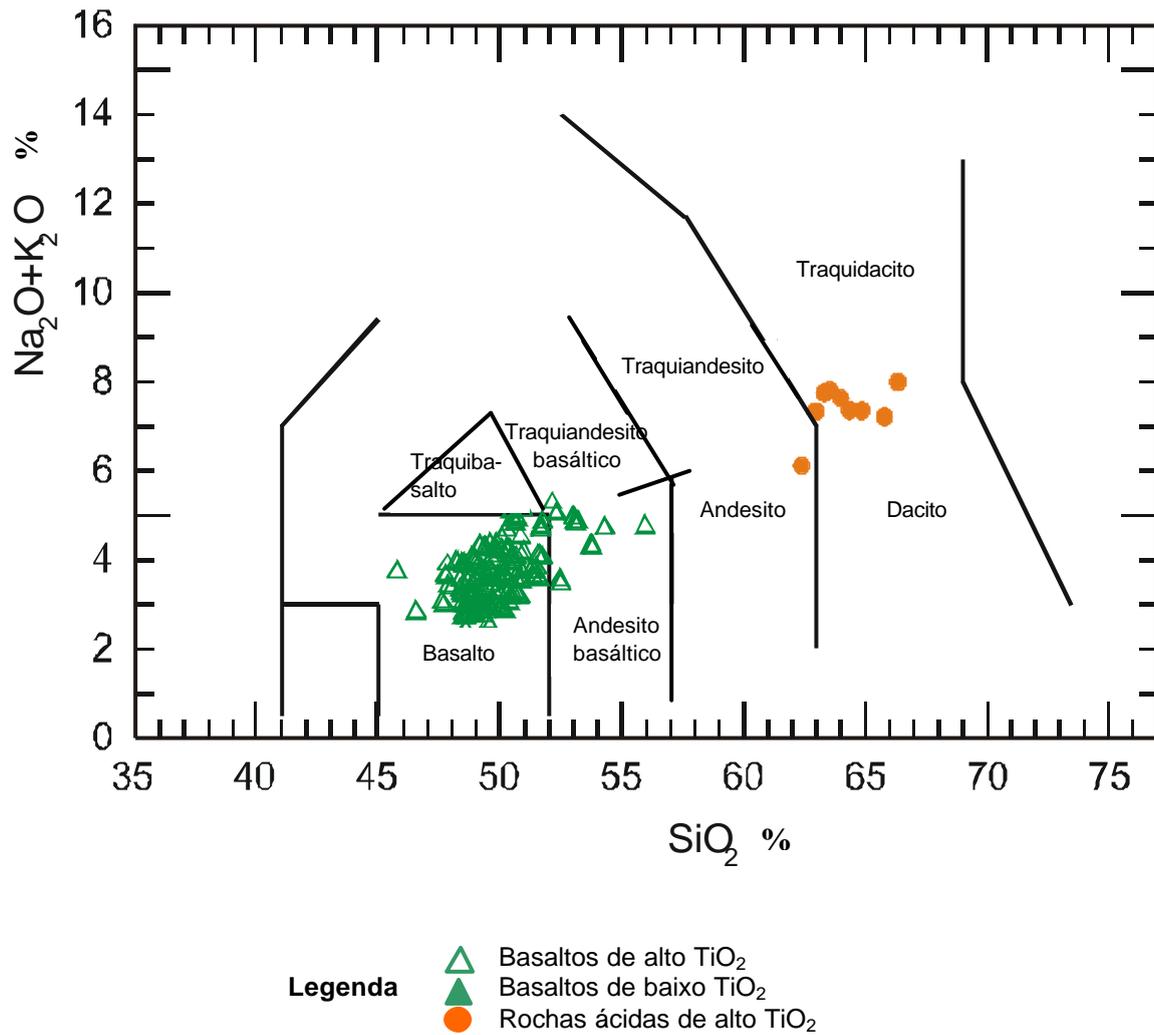


FIGURA 54 – Classificação de rochas básicas e ácidas da Formação Serra Geral.
 FONTE: ARIOLI & LICHT (2008)

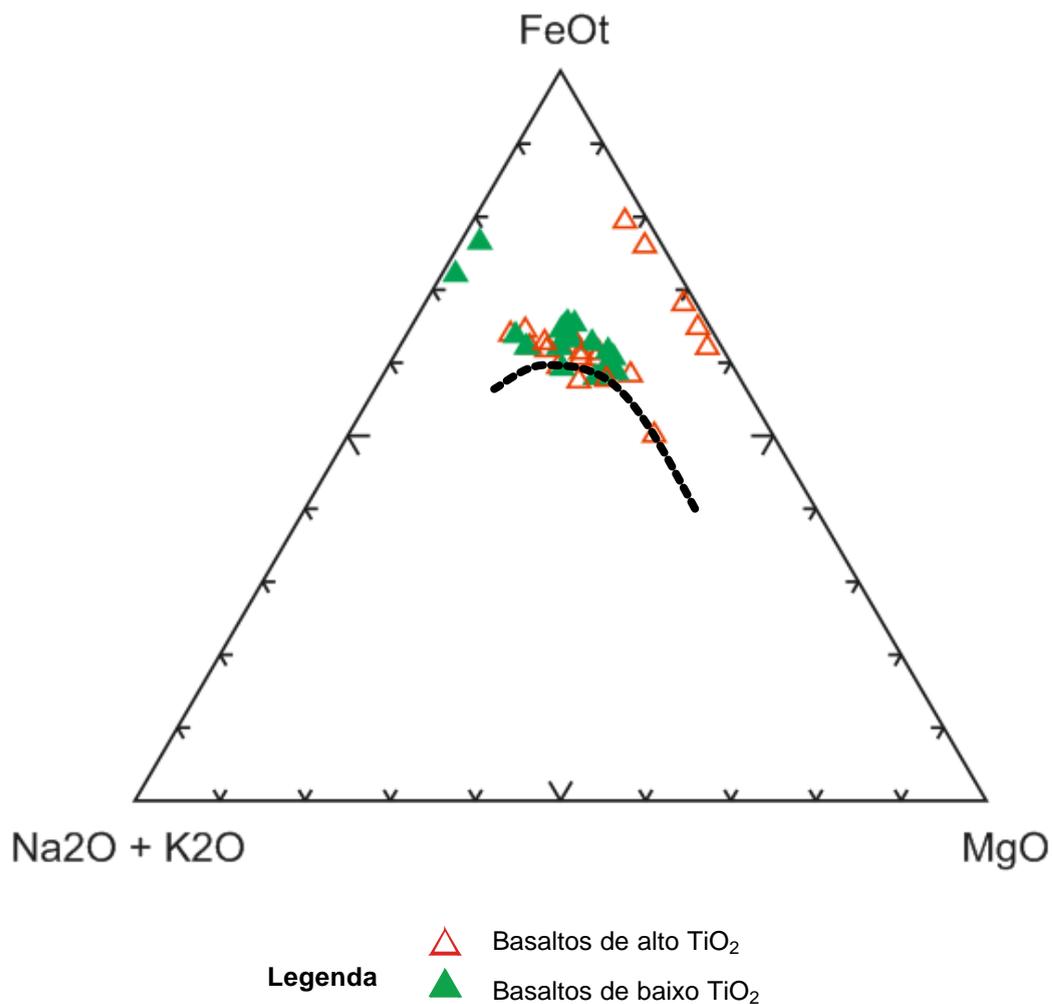


FIGURA 55 - Diagrama AFM das amostras de rochas básicas.
 FONTE: ARIOLI & LICHT (2008)

As amostras de rochas básicas da área de estudo pertencem a dois magmas-tipo de alto TiO_2 e dois de baixo TiO_2 , conforme definidos por PEATE (1990): Paranapanema, Pitanga, Gramado e Esmeralda. Os derivados ácidos e intermediários correspondem ao magma-tipo Chapecó, subtipo Guarapuava, de alto TiO_2 . Esta caracterização é apresentada com base em WILDNER & SANDER (2006), cujo banco de dados contém teores de todos os elementos e compostos químicos necessários à definição precisa dos magmas-tipo (FIGURA 56).

O fato de que 20% das amostras se situam em zonas de superposição e 28% se situam fora dos campos definidos por PEATE (1990) sugere que a classificação dos magmas-tipo não é suficientemente discriminante e exaustiva para a Formação

Serra Geral, merecendo revisão, com base nos dados acumulados após a data da sua elaboração.

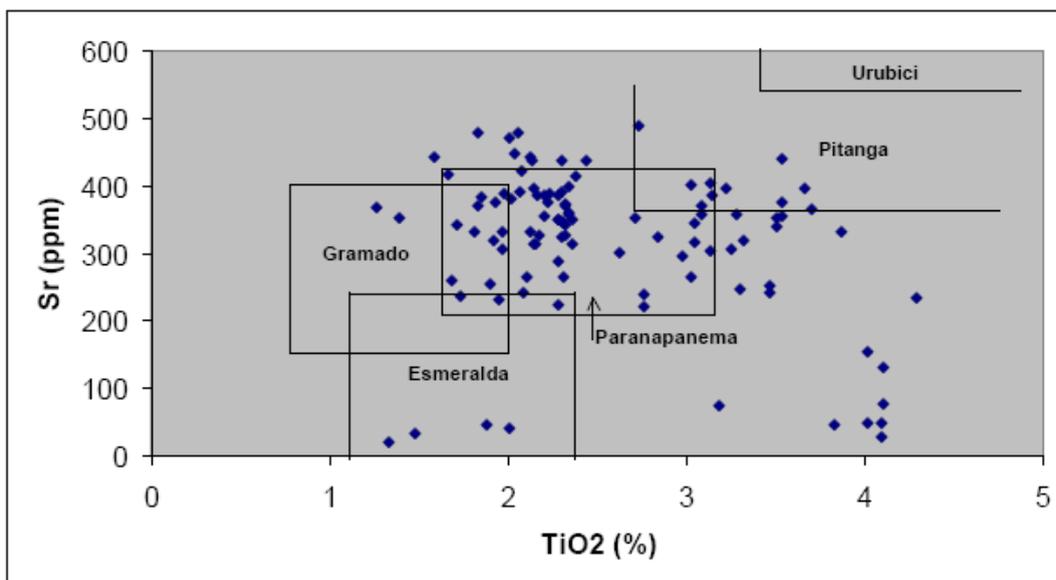


FIGURA 56 – Magmas-tipo da área de estudo.

FONTES: LICHT & ARIOLI (2000, 2006); ARIOLI & LICHT (2008).

Os teores de óxidos, elementos maiores e traços, obtidos em amostras de basalto e gabro pegmatóide, coletadas na região (LICHT & ARIOLI, 2000, 2006; ARIOLI & LICHT, 2008), são correlacionados com o número de #mg de diferenciação magmática nas FIGURAS 57 e 58. Conforme mencionado no Capítulo 4 – Materiais e métodos, as amostras dos dois projetos fornecedores dos dados foram analisadas com as mesmas rotinas laboratoriais, em laboratórios associados.

Nos basaltos, os resultados são típicos da variação de composição química ao longo do processo de diferenciação da série toleítica. Os óxidos CaO e Al₂O₃ diminuem, enquanto SiO₂ e FeO_t aumentam segundo tendências bem definidas, nas variedades de alto e baixo TiO₂. As tendências de evolução nos teores de K₂O, Na₂O, TiO₂ e P₂O₅ apresentam-se menos definidas, deixando de refletir o comportamento típico de aumento em paralelo à diferenciação magmática.

Ainda no que diz respeito à evolução de composição química na suíte dos basaltos, os teores de Cr e Ni decaem em função da redução de #mg, enquanto Ba, La, Y e Zr aumentam.

Nos diagramas de dispersão, os teores de óxidos e elementos analisados nos gabros pegmatóides situam-se, de modo geral, fora das nuvens de pontos dos basaltos, tanto os de alto quanto os de baixo TiO_2 (FIGURAS 57 e 58). Nos basaltos, o indicador #mg varia dentro de um intervalo de 0,2 e 0,8. Os valores correspondentes aos gabros situam-se abaixo de 0,4 #mg. Este comportamento caracteriza os gabros pegmatóides como diferenciados de tendência mais ácida do que os basaltos encaixantes, o que se confirma de forma especial nos teores de Cr, Ni, CaO, Ba, Y, La e Zr que mostram depleção em relação aos basaltos. Os óxidos TiO_2 e FeO_t , ao contrário, embora com valores semelhantes de #mg, apresentam enriquecimento em relação aos basaltos.

Isto pode ser explicado pelo processo de formação dos diferenciados pegmatóides, de filtragem por compactação de derrames parcialmente cristalinos. A partir de 55% de cristalinidade, o *mush* basáltico funciona como um filtro de pressão, que retém seletivamente íons do líquido residual (MARSH, 1995; PHILPOTTS *et al.*, 1999; PHILPOTTS, 1990; BOUDREAU & PHILPOTTS, 2002; CAROFF *et al.*, 2004; CHEADLE *et al.*, 2004). Nas amostras em estudo, Cr, Ni e CaO foram retidos na encaixante em processo de cristalização, TiO_2 e FeO_t se enriqueceram no líquido residual e outros óxidos, tais como K_2O , Na_2O , P_2O_5 , Al_2O_3 e SiO_2 , não sofreram alterações significativas de concentração relativa.

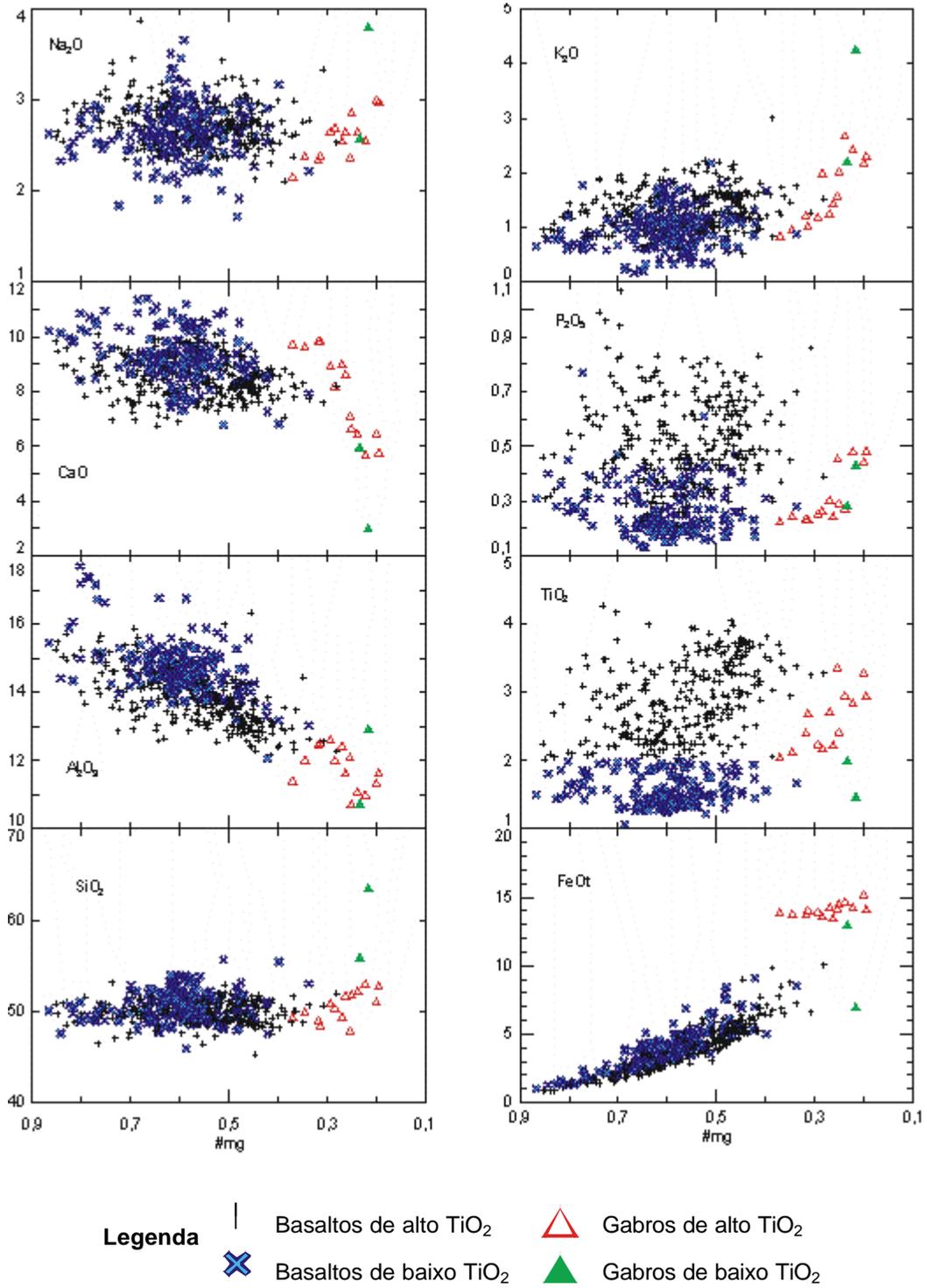


FIGURA 57 - Variações de teores de óxidos principais em função do #mg.
 FONTES: LICHT & ARIOLI (2000, 2006); ARIOLI & LICHT (2008).

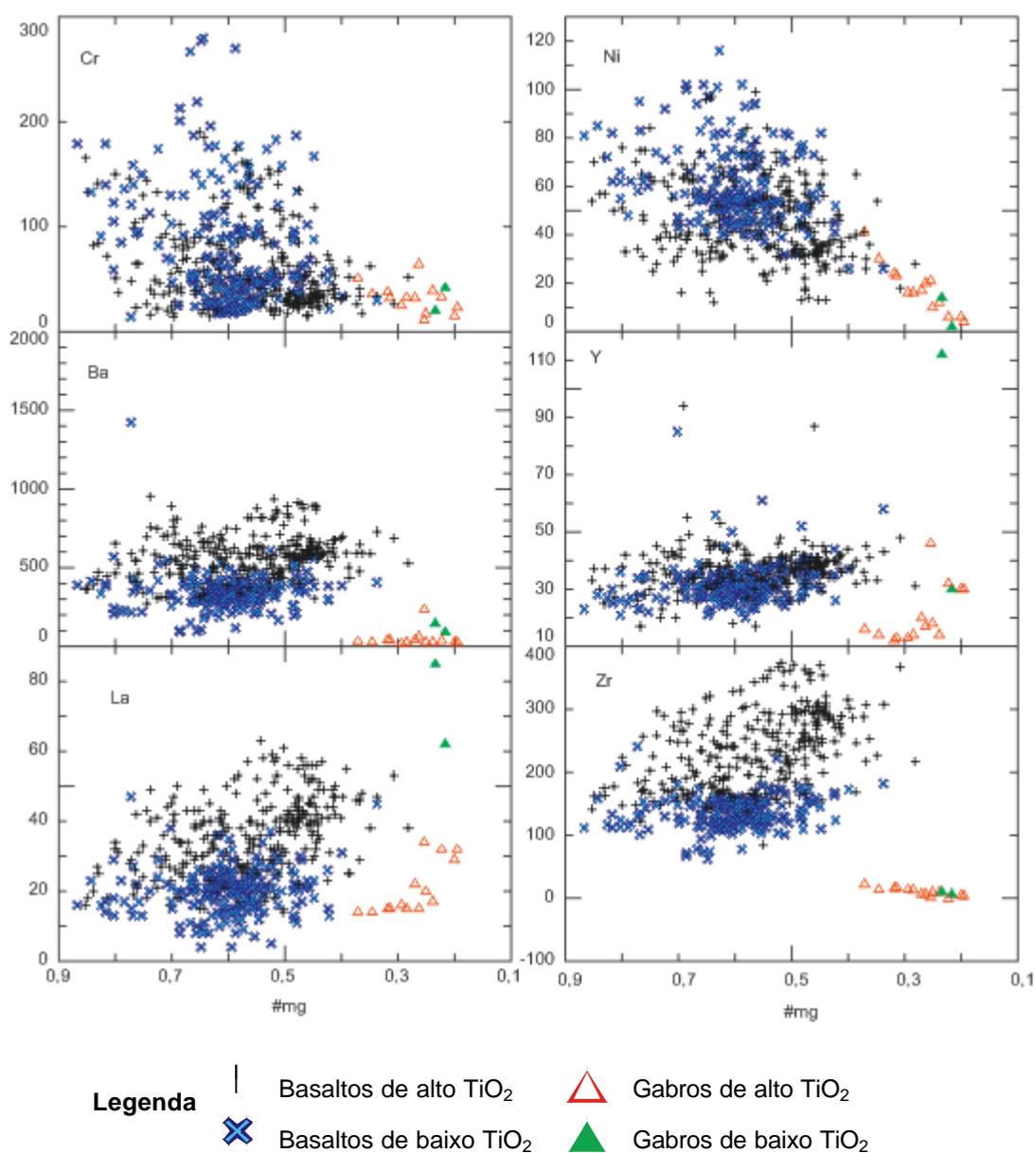


FIGURA 58 - Variações de teores de Cr, Ba, La, Ni, Y e Zr em função do # mg.

FONTES: LICHT & ARIOLI (2000, 2006); ARIOLI & LICHT (2008).

Os resultados apresentados acima caracterizam os gabros do Oeste do Paraná como diferenciados finais dos derrames tabulares de basaltos, à semelhança do que já foi descrito na província de Columbia River (Oregon) por PHILPOTTS (1990) e HOOPER (2003), em North Mountain (Canadá) por KONTAK *et al.* (2002) e GREENOUGH & DOSTAL (2004), na Formação Holyoke (EUA) por DRAGOVIC &

PHILPOTTS (2002) e BOUDREAU & PHILPOTTS (2002), na Série Keweenawan, na Província do Lago Superior (EUA), por CORNWALL (1951), na Formação Natkusiak (Canadá) por JEFFERSON *et al.* (1994) e nas ilhas Penghu (Taiwan) por GREENOUGH *et al.* (2004).

Elemento fortemente calcófilo, Cu é um indicador do fracionamento incompatível em sistemas magmáticos subsaturados em S, o que se confirma no diagrama de correlação com o número *#mg* ou teor de MgO (FIGURA 59). Na área de estudo, as amostras de basalto apresentam uma variação de teores de Cu coerente com a tendência do fracionamento incompatível, semelhante aos resultados obtidos por MILLER & ANDERSEN (2002) na Província Ígnea do Atlântico Norte e por MINCATO (2000) e ROMANINI & ALBUQUERQUE (2001) na Formação Serra Geral.

O enriquecimento em Cu nos basaltos da Bacia do Paraná, no curso da diferenciação magmática, é acompanhado pelo enriquecimento em EGP, ou pelo menos, Pt e Pd (FIGURA 59). No gráfico, os limites indicativos da tendência de variação de teores de Cu, sob condições de subsaturação em S, são representados de acordo com ANDERSEN *et al.* (2002). Os valores plotados correspondem a toda população de amostras analisadas na pesquisa, incluindo basaltos de alto e baixo TiO₂. Desta forma, intrusões básicas diferenciadas correlatas às fases mais evoluídas do sistema magmático podem deter o potencial de produzir mineralizações desses elementos, tanto em sulfetos quanto em óxidos (ANDERSEN *et al.*, 1998). Sob condições de magma ferro-basáltico e alta fugacidade de oxigênio, os hospedeiros preferenciais são os óxidos de Fe e Ti, principalmente os formados nas fases finais de cristalização (TOPLIS & CARROLL, 1996).

Os teores de Pt e Pd dosados nos basaltos Serra Geral comparam-se aos da seqüência vulcânica da Groenlândia Oriental (ANDERSEN *et al.*, 1998):

- Pt: variação de 5-20 ppb e média de $7,97 \pm 6,80$ ppb;
- Pd: variação de 4-48 ppb e média de $18,69 \pm 8,10$ ppb;
- Pt + Pd: variação de 21-68 ppb e média de $27,50 \pm 9,44$ ppb;
- Pd/Pt: variação de 1-10 e média de $2,34 \pm 1,34$.

A concentração de magnetita nos exocontatos dos gabros pegmatóides é uma chave para a identificação do controle do Fe sobre o enriquecimento de EGP no sistema magmático, que se manifesta regionalmente. As relações geoquímicas entre Pt, Pd e FeO_t em amostras do Oeste do Paraná corroboram esta observação (FIGURAS 60 e 61). Nos dois gráficos de dispersão, é patente o enriquecimento em Pt e Pd em basaltos com teores de FeO_t entre 11 e 16%.

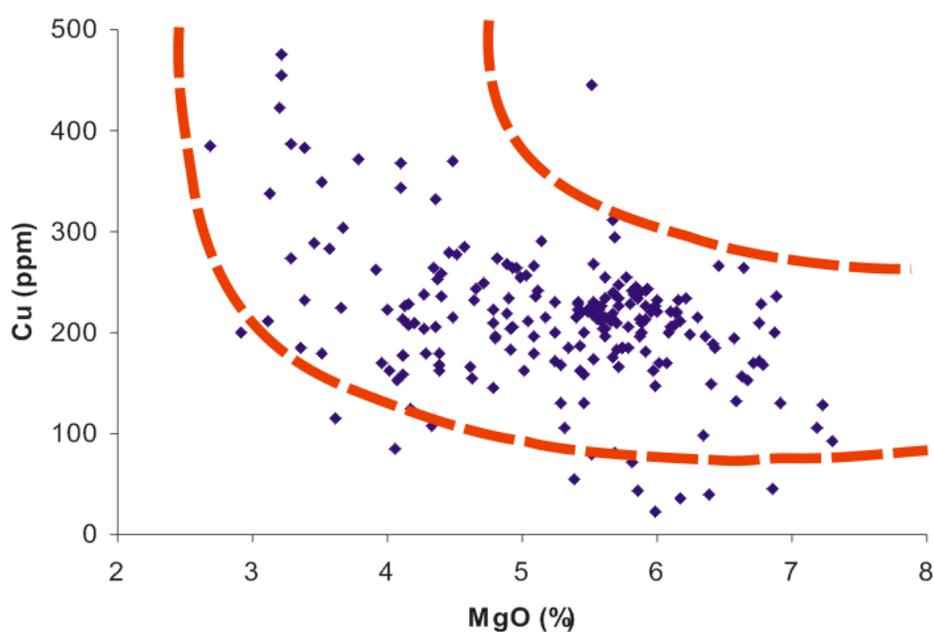


FIGURA 59 - Variação de teores de Cu em função de MgO.
FONTE: O autor (2008)

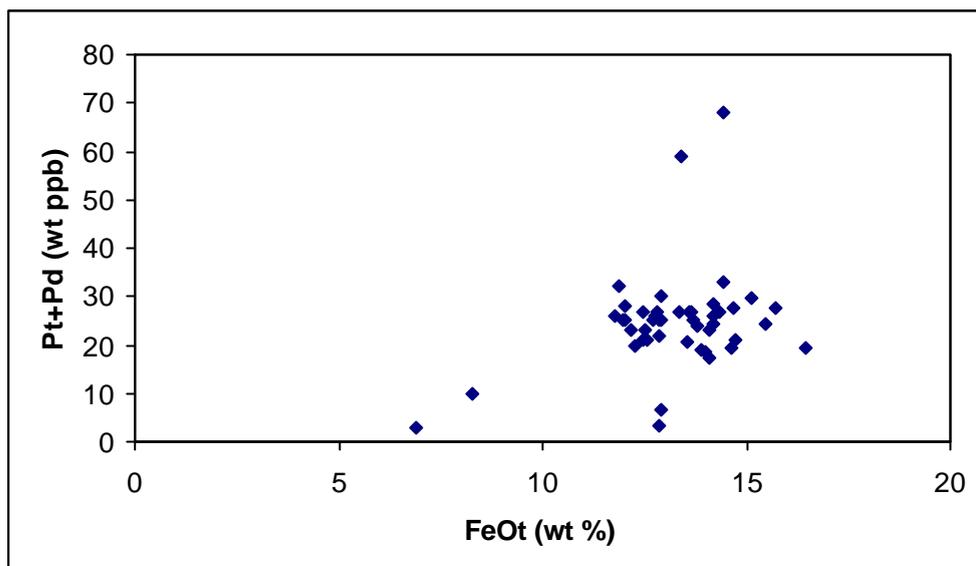


FIGURA 60 – Variação de teores de Pt + Pd em função de FeO_t.
FONTE: O autor (2008)

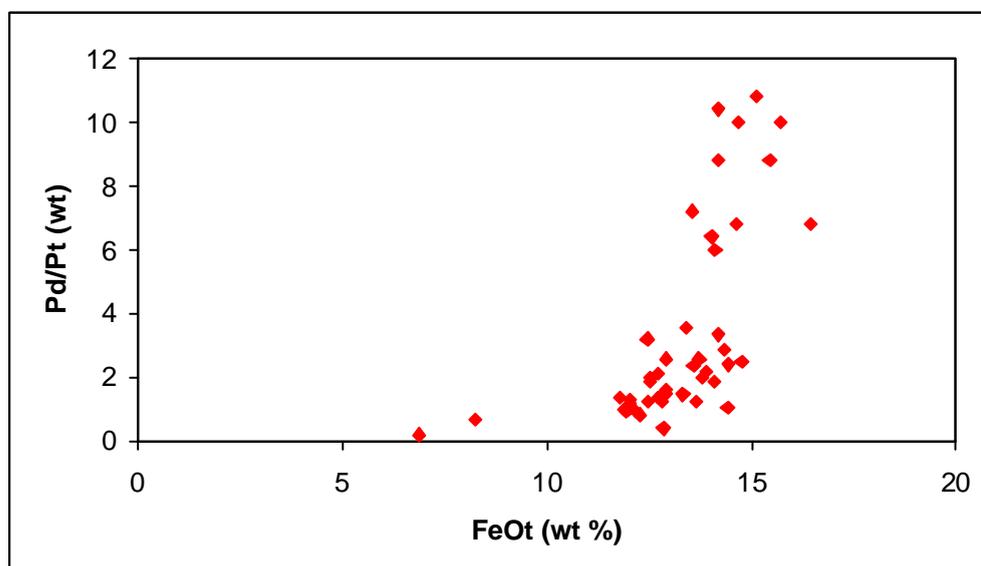


FIGURA 61 – Variação da razão Pd/Pt em função de FeO_t.
FONTE: O autor (2008)

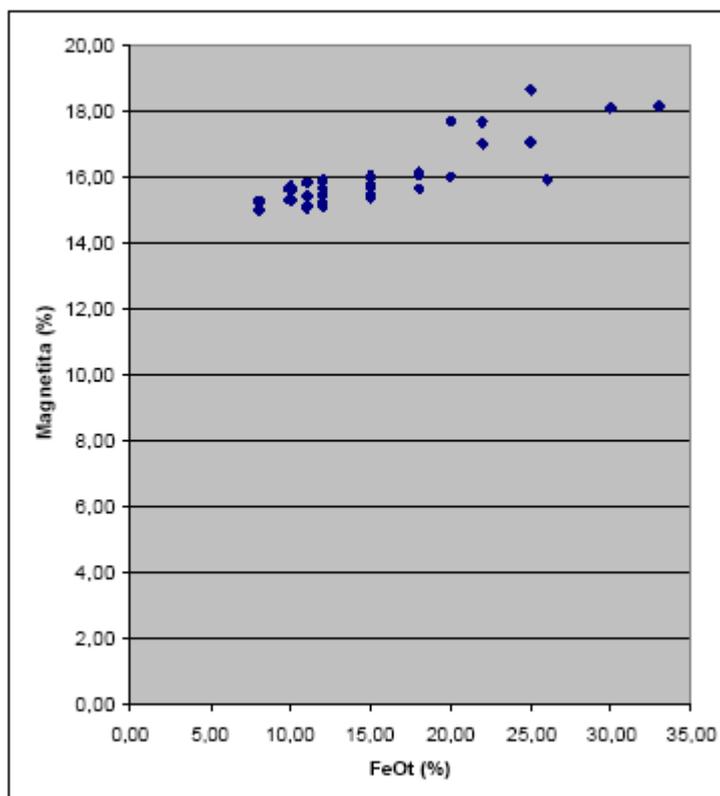


FIGURA 62 – Variação dos teores de magnetita em relação a FeO_t , em amostras de ferro-basalto.

FONTE: O autor (2008)

Análises de FeO_t e determinação dos teores de magnetita, por contagem de pontos em lâmina delgada, realizadas em 41 amostras de ferro-basalto, indicam relação direta entre esses valores (FIGURA 62), reforçando as relações descritas acima.

5.3.3 Microscopia eletrônica de varredura (MEV-EDS)

A microscopia eletrônica de varredura (MEV), combinada com a espectrometria de energia dispersiva (EDS), foi aplicada à análise de elementos menores e traços, em 12 amostras, nas quais foram efetuadas 125 medidas pontuais em cristais de magnetita, ilmenita e piroxênio.

O método permite observar em grande detalhe as feições texturais e relações intergranulares de basalto e gabro pegmatóide, bem como avaliar com maior precisão, nas imagens panorâmicas das amostras, os teores relativos de óxidos nas amostras. Com teores estimados de magnetita e ilmenita variando de 15 a 30% e média de 12,75%, as amostras selecionadas distinguem-se das demais, cujos laudos geoquímicos não acusam teores desses metais e contêm até 8% desses minerais opacos.

As FIGURAS 63 e 64 apresentam imagens representativas das amostras analisadas. As imagens (a) a (d) da FIGURA 63 são vistas gerais da textura de quatro amostras de basalto, com cristais subédricos a esqueléticos de magnetita, cujos diâmetros variam de 0,5 a 1,0 mm. Observa-se a tendência de os grãos esqueléticos se concentrar na fração mais fina dos óxidos, não apenas nas amostras analisadas em MEV, mas também em microscopia ótica, isto é, em uma população amostral mais representativa da Formação Serra Geral, dentro da área de estudo. As imagens (e) e (f) da mesma figura apresentam cristais isolados de magnetita, o primeiro com hábito euédrico e volume essencialmente isento de inclusões, e o segundo com lamelas de exsolução bastante evidentes.

As imagens (a) a (d) da FIGURA 64 apresentam espécimes mais abundantes de magnetita nos basaltos analisados, isto é, com abundantes inclusões de minerais da matriz, ainda não identificados a partir dos dados semiquantitativos de EDS, gerando uma textura poiquilítica. As proporções de inclusões dentro dos cristais de magnetita variam de 5 a 40%. As imagens selecionadas são de espécimes com teores de inclusões entre 15 e 30%. As imagens (e) e (f) da mesma figura apresentam o mesmo cristal de ilmenita, com diâmetro maior de aproximadamente 1 mm, visto em duas escalas de aumento. No maior aumento (f), podem ser observadas duas inclusões, com diâmetro maior de 1-3 μm , identificadas como calcopirita a partir dos dados de EDS.

Nos 125 pontos analisados, os dados semiquantitativos de EDS acusaram teores detectáveis de EGP e metais associados nas amostras OL-2084 e OL-2155. Os elementos Pt, Os, Ir e Au foram detectados em teores significativos, em duas séries de medidas tomadas em duas inclusões de dois cristais de magnetita, totalizando oito séries de medidas (TABELA 4). As medidas feitas aleatoriamente em

crístais de magnetita e ilmenita não acusaram teores significativos dos elementos estudados, fora das inclusões. Esses resultados são compatíveis com a metalogenia de EGP e metais associados, que podem se alojar, na forma de inclusões de sulfetos e ligas metálicas, em cristais de olivina, cromita, magnetita e ilmenita, nos basaltos toleíticos (PATTOU *et al.*, 1996; MITCHELL e KEAYS, 1981; MATHEZ e PEACH, 1997; TREDoux *et al.*, 1995).

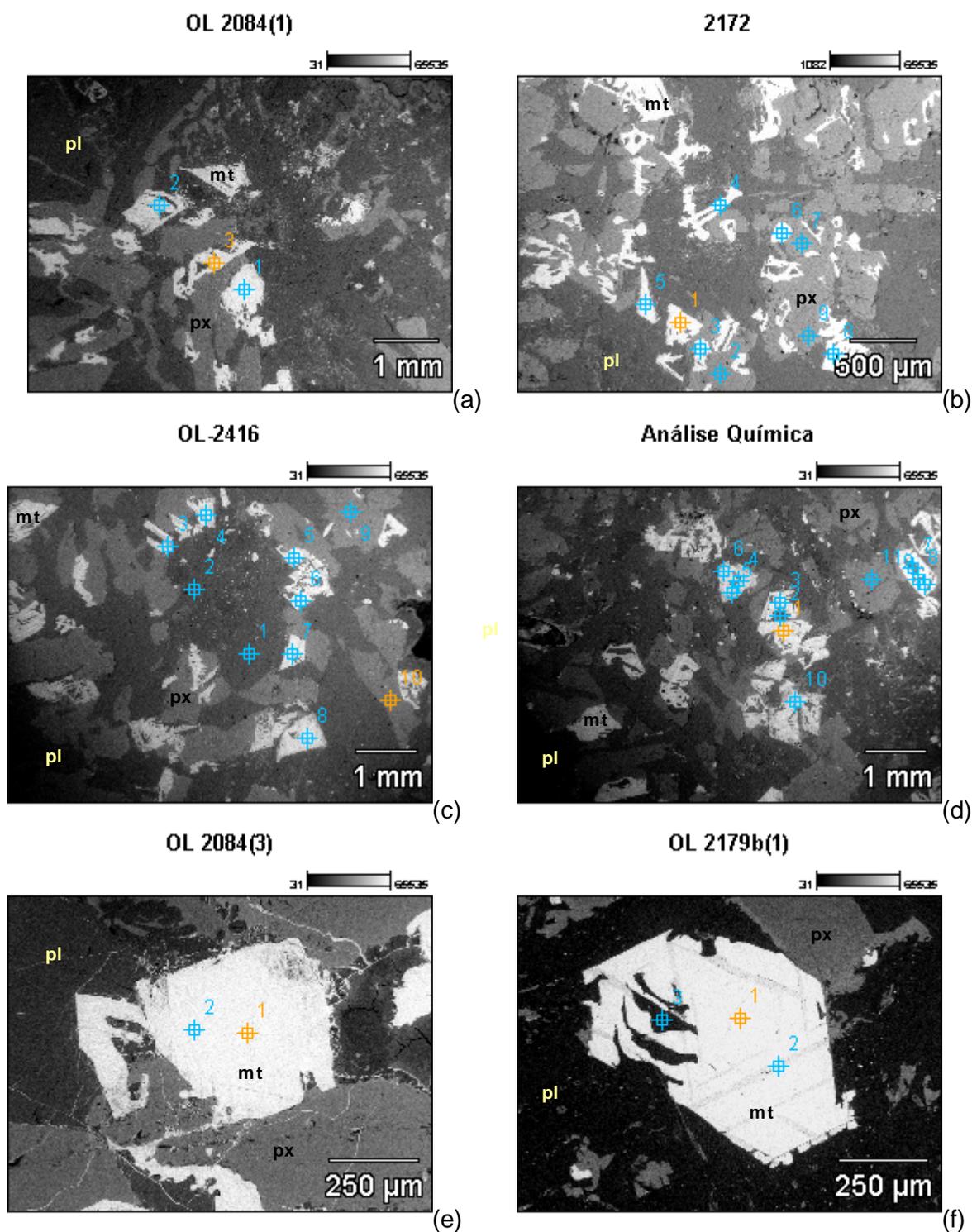


FIGURA 63 - Imagens de MEV em amostras de basalto e gabro pegmatóide. (a) a (d): aspecto geral da distribuição e das relações paragenéticas da magnetita e da ilmenita entre grãos de piroxênio e plagioclásio; (e) cristal euédrico de magnetita ladeado por cristais esqueléticos, entre cristais de piroxênio; (f) lamelas de exsolução em cristal de magnetita.

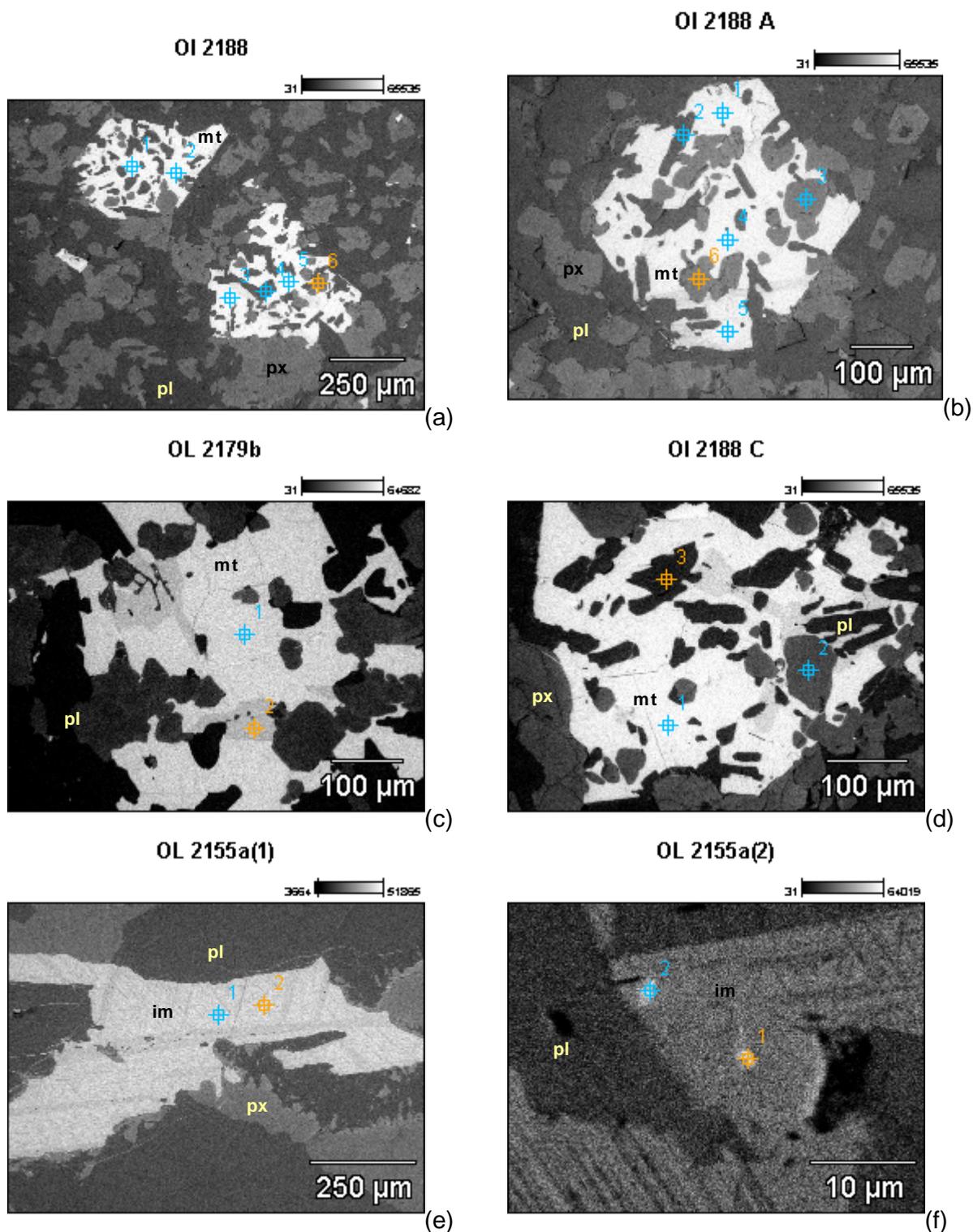


FIGURA 64 - Imagens de MEV em amostras de basalto. (a) a (d) cristais euédricos de magnetita com abundantes inclusões poiquilíticas, provavelmente de piroxênio; (e) cristal de ilmenita com lamelas de exsolução e inclusões orientadas ao longo de uma lamela; (f) inclusões de sulfeto (1 e 2) no cristal de ilmenita da imagem anterior.

TABELA 4 - Dados de EDS em amostra de basalto. Teores em ppm.

Elem.	OL2084.1	OL2084.2	OL2084.3	OL2084.4	OL2084.5	OL2084.6	OL2155.1	OL2155.2
S	1.12	1.23	0.12	-	-	-	-	-
Ti	40.84	39.86	42.32	9.57	10.74	9.74	7.52	5.87
V	1.97	2.33	1.98	-	0.39	0.66	-	-
Cr	0.07	0,27	0,30	0.00	0.00	0.04	-	-
Ni	2.46	1.75	2.72	0.16	0.14	0.00	-	-
Cu	1.70	0.00	1.94	0.08	0.00	0.40	16.78	19.73
Ru	1.25	0.00	2.36	0.12	0.32	0.29	-	-
Rh	0,73	0.13	0.00	0.17	0.16	0.16	-	-
Pd	0.13	0.34	0.00	0.04	0.25	0.00	-	-
Os	5.15	2.17	2.30	2.07	0.00	1.56	0.00	0.06
Ir	6.53	0.55	0.00	3.10	0.00	1.25	0.02	0.00
Pt	0.15	2.26	5.37	2.72	0.00	0.80	1.64	1.98
Au	0.00	13.90	3.09	1.94	0.00	0.00	3.07	1.56

Legenda: (-) elementos não detectados; (0.00) elementos com presença identificada abaixo do limite de detecção.

FONTE: O autor (2008)

CAPÍTULO 6 – DISCUSSÃO

A hipótese verificada nesta tese propõe que a concentração geoquímica de Pt, Pd, Cr, Ni, Cu, Ti e V ocorre em grãos de magnetita dos basaltos da Formação Serra Geral, com os maiores teores dependendo da combinação favorável de dois fatores: geometria dos derrames e composição química dos basaltos. O mapeamento geológico regional focado na arquitetura faciológica da seqüência vulcânica foi utilizado como método de pesquisa na verificação desta hipótese, porque ele permite analisar as possíveis relações entre os processos vulcânicos, principalmente volume e taxa de erupção e o quimismo do material extraído das câmaras magmáticas. O volume e a taxa de erupção determinam a geometria dos fluxos de lava, aqui caracterizados como tabulares e lobados, a qual pode influenciar a composição mineralógica do basalto, pelo controle que exerce sobre o tempo de cristalização. Embora o quimismo da lava seja variável independente, a distribuição dos elementos químicos, principalmente menores e traços, é influenciada pela marcha da cristalização, a qual é controlada também pelo volume do material em resfriamento, que se manifesta ao final do processo na geometria dos derrames (PHILPOTTS, 1990).

Os derrames tabulares, predominantemente maciços e com espessuras de pelo menos 20 metros, gerados por erupções com altas taxas de fluxo e acúmulo em zonas baixas do relevo, apresentam condições de resfriamento mais lento e favorável à cristalização de magnetita do que os derrames lobados. Estes derrames são portadores de gabros pegmatóides, resultantes do processo de diferenciação magmática *in situ* (PHILPOTTS *et al.*, 1996; CHEADLE *et al.*, 2004). Os derrames lobados, de pequeno volume e constituídos predominantemente por basalto vesicular, conseqüentemente gerados sob condições de resfriamento rápido, não apresentam diferenciados finais e contêm teores de magnetita menores do que os derrames tabulares.

Quanto ao papel da composição química dos basaltos na geração das concentrações geoquímicas anômalas dos elementos estudados, basaltos toleíticos com teores de FeO_t acima de 15%, classificados como ferro-basaltos, contêm

magnetita em concentrações maiores do que os basaltos toleíticos normais, aumentando o potencial concentrador dos elementos estudados. A impossibilidade de se aplicar ao presente estudo os recursos da microsonda, por indisponibilidade nos laboratórios das universidades brasileiras, durante a execução da pesquisa, impediu a verificação da hipótese de variações de teores no piroxênio reduzirem a importância da magnetita como hospedeira desses elementos. Objetivamente, a pesquisa constatou a relação direta entre teores de FeO_t e de magnetita.

A combinação destes fatores leva a um litotipo da Formação Serra Geral com maior potencial para ser a fonte das anomalias regionais de Ni-Cu-EGP e metais associados: derrames tabulares de ferro-basalto com teores mais elevados de magnetita, e portadores de diferenciados pegmatóides que concentram nos exocontatos teores adicionais desses metais. Os seguintes argumentos são apresentados para fundamentar a hipótese:

- a) Em diagrama AFM, os dados químicos de basaltos da Formação Serra Geral concentram-se na inflexão da tendência Fenner, indicando que cristalizaram sob condições de máxima fugacidade de oxigênio;
- b) Os pegmatitos básicos são fase importante nos depósitos de Ni-Cu-EGP associados aos óxidos – cromita, ilmenita, titano-magnetita e magnetita, a exemplo do complexo de Bushveld;
- c) Na Formação Serra Geral, os derrames tabulares de ferro-basalto maciço contêm maiores proporções de magnetita do que os derrames lobados e do que os derrames tabulares de basalto maciço com teores de FeO_t abaixo de 15%, o que se reflete no mapa regional de susceptibilidade magnética, medida em amostras de solo (FIGURA 1);
- d) O magmatismo básico da Bacia do Paraná é largamente comparável com o da Província Ígnea do Atlântico Norte. Aquela província contém mineralizações de Ni-Cu-EGP na forma de inclusões de ligas metálicas e sulfetos em óxidos: magnetita, ilmenita e cromita. Esta comparação é feita a seguir, com base na síntese apresentada no QUADRO 8.

CRITÉRIOS	MODELO NORIL'SK-TALNAKH	MODELO SKAERGAARD
Seqüência vulcânica	Espessa seqüência de basaltos continentais de composição picrítica e toleítica, com 3.500 m de espessura.	Espessa seqüência de basaltos continentais com predomínio de basaltos picríticos na base (800 m) e toleíticos no topo (2.800).
Controle tectônico	Intrusões mineralizadas situam-se sobre a falha de Kharaelakh.	Intrusões mineralizadas não têm conexão com falhas regionais.
Rochas encaixantes	Evaporitos e folhelhos ricos em C, Se e As, que foram absorvidos pelo magma, permitindo a extração de Ni-Cu-EGP pelos sulfetos.	Ortognaisses dioríticos a graníticos. Sem evaporitos e folhelhos cortados pelo magma.
Metassomatismo	Escarnitos com magnetita e sulfetos.	Sem escarnitos.
Intrusões mineralizadas	Muitas soleiras são fortemente diferenciadas de peridotito a granófiro.	Intrusões diferenciadas com gabro, leucogabro, ferro-gabro, anortosito e troctolito.
	Conólitos formados por erosão magmática ao longo dos condutos.	Câmara magmática clássica.
	Rochas ultramáficas associadas a grandes volumes de gabro-dolerito e falhas sinmagmáticas.	Rochas ultramáficas são cumulos da diferenciação magmática em sistema fechado.
Litogeoquímica	Altos teores de Pt e Pd, de até 500 ppb, indicam concentrações anômalas de EGP no sistema magmático.	Teores de Pt e Pd pouco superiores ao <i>background</i> de basaltos toleíticos: 5-50 ppb.
	Teores de S e As localmente elevados em gabro-doleritos.	Teores de S < 0,01%.
	Razões isotópicas $\delta^{34}\text{S}$ de 18-28‰ indicam contaminação crustal.	Razões isotópicas $\delta^{34}\text{S}$ indicam ausência de contaminação crustal.
	Depleção de EGP, Ni, Cu e Cr no nível estratigráfico correlato às intrusões mineralizadas e recuperação de teores em direção ao topo da seqüência vulcânica.	Sem depleção de EGP, Ni, Cu e Cr na seqüência estratigráfica.
Minerais de minério	Sulfetos maciços de Ni-Cu-EGP	Ligas metálicas e sulfetos disseminados de Au-Pd-Ti-Pt-V.
Processos metalogenéticos	Contaminação crustal por assimilação de rochas sedimentares ricas em SiO_2 e S.	Diferenciação magmática em sistema fechado.
	Pulsos magmáticos repetidos.	Pulso magmático único.
Origem do magma mineralizador	Evidências sedimentares e vulcânicas de plumas mantélicas e grandes câmaras magmáticas associadas.	Evidências sedimentares e vulcânicas de plumas mantélicas e grandes câmaras magmáticas associadas.

QUADRO 8 – Comparação entre os modelos metalogenéticos Noril'sk-Talnakh e Skaergaard.

FONTE: O autor (2008).

Do quadro acima, merecem destaque os seguintes critérios de comparação que favorecem a aplicação do modelo Skaergaard ao Sistema Magma Serra Geral, em detrimento do modelo Noril'sk-Talnakh:

- A ausência de magmatismo picrítico significativo.
- A ausência de efeitos metassomáticos, além de metamorfismo de contato de dimensões centimétricas, das intrusões Serra Geral sobre as encaixantes

sedimentares, tanto em afloramento quanto em testemunhos de sondagem (ROMANINI & ALBUQUERQUE, 2001; BARBOSA, 2004).

- A ocorrência de rochas ultramáficas nas intrusões Serra Geral limita-se a cumulos picríticos desenvolvidos em sistema fechado (ROMANINI & ALBUQUERQUE, 2001; WILDNER & BRITO, 2005).
- Os teores de Cu não registram depleção ao longo do processo de diferenciação do Sistema Magmático Serra Geral, revelando comportamento incompatível, sob condições de subsaturação em S.
- Teores de Pt e Pd pouco superiores ao *background* de basaltos toleíticos, dosados até 40-50 ppb nos basaltos e exocontatos de gabros pegmatóides do Oeste do Paraná.
- Teores de S abaixo do limite de detecção (< 0,01%), nos basaltos Serra Geral (ROMANINI & ALBUQUERQUE, 2001).
- Razões isotópicas $\delta^{34}\text{S}$ indicam ausência de contaminação crustal no Sistema Magmático Serra Geral (ROMANINI & ALBUQUERQUE, 2001).
- 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.
- 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, margas e calcário, contêm um significativo estoque de S, que representa um potencial mineralizador importante. Entretanto, 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.

CAPÍTULO 7 – CONCLUSÕES

O significado exploratório das anomalias geoquímicas de EGP e metais associados foi avaliado, nesta pesquisa, com base na premissa de que, de acordo com o modelo metalogenético geral de BIONDI (2003), a seqüência vulcânica não constitui o alvo de exploração no Sistema Magmático Serra Geral, mas é o produto extrusivo dos processos concentradores de elementos de interesse econômico, dentro da crosta continental. Os padrões de distribuição estratigráfica de EGP e metais associados podem indicar se, no ambiente intrusivo, ocorreu extração de sulfetos por contaminação crustal ou, alternativamente, concentração desses elementos, ao longo do processo de diferenciação magmática, em sistema fechado.

De acordo com o modelo Noril'sk-Talnakh, de separação de líquido sulfetado a partir de magma picrítico, rico em metais preciosos e em fluxo persistente ao longo dos mesmos condutos da crosta, a pilha vulcânica registra três etapas do processo metalogenético: (a) geração do magma parental picrítico; (b) depleção dos metais a partir do estágio de contaminação crustal; e (c) recuperação de teores à medida que o magma em cristalização se torna saturado em S.

No modelo metalogenético Skaergaard, de enriquecimento em EGP e outros metais preciosos nos estágios finais de fracionamento cristalino de magma ferro-basáltico, em sistema fechado, a seqüência vulcânica mantém a composição química típica dos basaltos toleíticos, sem alterações que possam revelar a intervenção de contaminação crustal como um fator metalogenético crucial.

O mapeamento geológico executado na escala de 1:250.000, nas folhas de Guaraniaçu e Guarapuava, com aplicação dos critérios da arquitetura faciológica de seqüências vulcânicas, foi utilizado para verificar qual desses dois modelos selecionados se aplica à Província Ígnea Continental Paraná-Etendeka. Em função deste enfoque, ele permitiu dividir a Formação Serra Geral em duas seqüências:

a) **Formação Serra Geral Inferior**, representada pela associação faciológica de derrames lobados de basalto vesicular, com abundantes intercalações vulcanoclásticas e sedimentares, capeada por extensos derrames tabulares de ferro-

basalto e que aflora mais extensamente ao longo do depocentro da Bacia do Paraná;

b) **Formação Serra Geral Superior**, representada pela associação faciológica de derrames tabulares de basalto maciço, que aflora principalmente a leste do depocentro da bacia e é capeada por delgada cobertura de derivados ácidos e intermediários.

A seção inferior da seqüência vulcânica registra a fase pré-rifte de preenchimento da bacia precursora do Atlântico Sul, no Jurássico Inferior (MENZIES & EBINGER, 2000), com vulcanismo de erupção predominantemente central equiparando-se volumetricamente à geração de sedimentos terrígenos continentais. Por outro lado, a seção superior corresponde à fase sin-rifte de abertura da bacia oceânica, com vulcanismo fissural de erupção contínua dominou a evolução geológica desta parte do supercontinente Gondwana.

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 cristais de 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 de magnetita, 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 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. Nesta tese, os derrames de ferro-basalto ocupam a seção de topo da associação faciológica de derrames lobados e registram possivelmente a transição do vulcanismo de aparelho central para vulcanismo fissural.

O controle metalogenético das concentrações de EGP e metais associados, no Sistema Magmático Serra Geral, é exercido, portanto, 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.

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.

Os objetivos da tese foram atingidos, no que diz respeito à avaliação do significado exploratório das anomalias geoquímicas de Ni-Cu-EGP e metais associados, e à indicação do modelo metalogenético aplicável a estudos mais avançados. A confirmação dos resultados desta tese, no que diz respeito aos controles petrogenéticos desses elementos nos basaltos da Província Ígnea Continental Paraná-Etendeka e à detecção de possíveis intrusões mineralizadas, depende de estudos de geologia, geoquímica e geofísica com suporte em dados de subsuperfície e na análise da arquitetura faciológica, em escala de detalhe.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABRAM, M.B.; BRITO, R.S.C. de; COSTA, V.S. Recursos minerais. In: JOST, H.; BRITO, R.S.C. de; WILDNER, W.; LICHT, O.A.B. **Geologia e Recursos Minerais do Sudoeste do Paraná**. Brasília: CPRM, Convênio CPRM/MINEROPAR, p. 78-88, 2006.
- 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, 187 p. (Relatório IPT nº 14.091). 1980.
- ALMEIDA, F.F.M. Síntese sobre a tectônica da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3, 198, São Paulo. **Atas do...** São Paulo: SBG, 1981. v. 1, p.1-20.
- ANDERSEN, J.C.Ø. The virtual Skaergaard intrusion, East Greenland. Camborne School of Mines, University of Exeter, *website* pessoal, 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*, Øulu, Finlândia, 2005.
- 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: L J Cabri (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*. 80 & 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*, 24, 557, 1973
- 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, relatório técnico, 2006.
- ARIOLI, E.E.; LICHT, O.A.B. **Mapeamento Geológico da Formação Serra Geral**: Relatório Final da Folha de Guarapuava. Curitiba, MINEROPAR, relatório técnico, 2008.
- ARIOLI, E.E.; SCHRANK, A.; VASCONCELLOS, E.M.G.; LICHT, O.A.B. 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, XLIII. Aracaju, SBG, 2006.
- 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.; BIRD, K.D.; BERNSTEIN, S.; ROSE, N.M.; MANNING, C.E. Petrology and geochemistry of the Kruise Fjord gabbro complex, East Greenland. *Geological Magazine*, v. 134, n. 1; p. 67-89, 1997.
- ASMUZ, H.E.; BAISCH, P.R. Geological evolution of the Brazilian continental margin. *Episodes*, v. 4, p. 3-9. 1983.
- BARBOSA, M.A.D. **Influência termal dos sills de Reserva, Prudentópolis e Irati nas rochas encaixantes da Formação Irati no Estado do Paraná.** 2004. Dissertação (Mestrado). Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná.
- BARKER, W.; FOURNELLE, J. Electron microscopy: theory and practice. University of Wisconsin, Department of Geology and Geophysics. Madison. 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.; LESHER, C.M.; LIGHTFOOT, P.C.; FARROW, C.E.G. (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.; BROTZU, P.; ERNESTO, M.; MELFI, A.J.; PACCA, I.G.; PICCIRILLO, E.M. Flood basalt to rhyolite suites in the southern Paraná plateau (Brazil): paleomagnetism, petrogenesis and geodynamic implications. *Journal of Petrology*, Oxford, v. 25, p. 579-618, 1984a.
- BELLIENI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MARQUES, L.S.; MELFI, A.J.; PICCIRILLO, E.M.; NARDY, A.J.R.; ROISENBERG, A. High- and low-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.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MARQUES, L.S.; MELFI, A.J.; NARDY, A.J.R.; PAPTRECHAS, C.; PICCIRILLO, E.M.; ROISENBERG, A.; STOLFA, D. Petrogenetic aspects of acid and basaltic lavas from the Paraná plateau (Brazil): geological, mineralogical and petrochemical relationships. *Journal of Petrology*, v. 27, p. 915-944, 1986.
- BENSON, G. T.; KITTLEMAN, L. R. Geometry of flow layering in silicic lavas. *American Journal of Science*, Vol. 266, April 1968, p. 265-276.

- BGS. BRITISH GEOLOGICAL SURVEY. **Regional geochemistry of the East Grampians area**. Londres, Keyworth, Nottingham. 95 p. 1991.
- BIONDI, J.C. **Depósitos de Minerais Metálicos de Filiação Magmática**, 1. ed. São Paulo, T. A. Queiroz, editor, v. 1. 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* 24 September 2004, Vol. 305, p. 1951-1953.
- BONDRE, N.R.; DURASWAIMI, R.A.; DOLE, G. A brief comparison between the lava flows from the Deccan Volcanic Province and the Columbia-Oregon Flood Basalts: implications for models of flood basalt emplacement. *In: H. C. Sheth and K. Pande (Eds) Magmatism in India through time. Proceedings of the Indian Academy of Sciences (Earth and Planetary Sciences)*, v. 113, p. 809-817, 2004.
- 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 da UFRGS, 264 p. 1982.
- BROOKS, C.K. The Skaergaard intrusion: from icon to precious metal deposit. *Geology Today*, v. 21, p. 218, November 2005.
- BROOKS, C.K.; KEAYS, R.R.; LAMBERT, D.D.; FRICK, L.R.; NIELSEN, T.E.D. 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.; NALDRETT, A.J.; ASIF, M.; LIGHTFOOT, P.C.; GORBACHEV, N.S.; FEDORENKO, V.A. Siderophile and chalcophile metals as tracers of the evolution of the Siberian Trap in the Noril'sk region, Russia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **57**: 2001-2018, 1993.
- CABRI, L.J.; NALDRETT, A.J. The nature and distribution and concentration of platinum-group elements in various geological environments: 27th INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, **Proceedings...** v. 10, p. 17-46, 1984.
- CAPOBIANCO, C.J. and DRAKE, M.J. Partitioning of rhenium, 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.; MAURY, R.C.; COTTEN, J.; CLÉMENT, J.-P. Segregation structures in vapor-differentiated basaltic flows. *Bulletin of Volcanology*, v. 62, n. 3, p. 171-187, August 2004.

- CAS, R.A.F.; WRIGHT, J.V. Volcanic successions: modern and ancient. London, Chapman & Hall, 1995, 525 p.
- 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, September 2004.
- 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*, 1966.
- CORNWALL, H.R. Differentiation in lavas of the Keweenaw 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. Cabo Frio, III SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, Soc. Bras. Geol. 2005.
- 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**. Washington, *United States Geological Survey Bulletin*, 1693, 379 p., 1986.
- CZAMANSKE, G.K.; ZEN'KO, T.E.; FEDORENKO, V.A.; CALK, L.C.; BUDAHN, J.R.; BULLOCK Jr., J.H.; FRIES, T.L.; KING, B.-S. W.; SIEMS, D.F. 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.
- 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. VII International Platinum Symposium Guidebook, Moscow, 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*, 37 th Annual Meeting, 2002.
- DUPARC, L.; TIKONOVITCH, M **La platine et les gites platinifères de l'Oural et du monde**. Geneva, *Sonor*, 542 p., 1920.
- ERLANK, A.J.; MARSH, J.S.; DUNCAN, A.R.; MILLER, R.M.; HAWKESWORTH, C.J.; BETTON, P.J.; REX, D.C. Geochemistry and Petrogenesis of the Etendeka

- Volcanic Rocks from SWA/Namibia. *Spec. Publ. Geol. Soc. S. Afr.*, **13**: 195-245, 1984.
- ERLANK, A.J.; DUNCAN, A.R.; MARSH, J.S.; SWEENEY, R.S.; HAWKESWORTH, C.J.; MILNER, S.C.; MILLER, R.; ROGERS, N.W. A laterally extensive geochemical discontinuity in the sub-continental Gondwana lithosphere. In: CONFERENCE ON GEOCHEMICAL EVOLUTION OF THE CONTINENTAL CRUST, 1988, Poços de Caldas, Brazil. **Abstracts...** São Paulo: Universidade de São Paulo, p. 1-9, 1988.
- ERNESTO, M.; HODO, 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.
- 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. Vol.* 5, p. 171-183, 1994.
- FEDORENKO, V.A.; LIGHTFOOT, P.C.; NALDRETT, A.J.; CZAMANSKE, G.K.; HAWKESWORTH, C.J.; WOODEN, J.L.; EBEL, D.S. Petrogenesis of the Flood-Basalt Sequence at Noril'sk, North Central Siberia. *International Geological Review*, v. 38, p. 99-135, 1996.
- FERREIRA, F. J. F. Alinhamentos Estruturais-Magnéticos da Região Centro-Oriental da Bacia do Paraná e seu Significado Tectônico. Publicações Científicas do Ipt, São Paulo, v. 1217, 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. Convênio CPRM/MINEROPAR, 2006.
- FINK, J. H.; ZIMBELMAN, J. R. Morphology and rheology of the Royal Gardens basalt flows, Kilauea Volcano. NASA Technical Memorandum. Vol 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-TiO₂ 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. *OUP Journal*, v. 38, 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, Convênio CPRM, Governo do Estado de Santa Catarina, Secretaria de Estado do Desenvolvimento Urbano e Meio Ambiente, Secretaria de Estado do Desenvolvimento e Extensão Rural, EPAGRI, 2002.
- 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, 2003.
- GERVILLA, F.; SÁNCHEZ-AGUITA, A.; ACEVEDO, R.D.; HACH-ALI, P.F.; PANIAGUA, A. Platinum-group element sulpharsenides and Pd bismuthotellurides in the metamorphosed Ni-Cu deposit at Las Aguilas (Province of San Luis, Argentina). *Miner. Magaz.*, v. 61, p. 861-877, Dec. 1997.
- GERVILLA, F.; PAPUNEN, H.; KOJONEN, K.; JOHANSON, B. Platinum-, palladium- and gold-rich arsenide ores from the Kymäkoski Ni-Cu deposit (Vammala Nickel Belt, SW Finland). *Miner. and Petrol.*, v. 64, p. 163-185, 1998.
- GOLDSCHMIDT, V.M. **Geochemistry**. Oxford, England. Oxford University Press, 730 p., 1954.
- 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. Tese (Doutorado em Geociências). Porto Alegre, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 1996.

- 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, December 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, February 2004.
- 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.
- HAWKESWORTH, C.J.; GALLAGHER, K.; KELLEY, S.; MANTOVANI, M.; PEATE, D.W. Lithosphere remobilisation during Paraná CFB Magmatism. *Journal of Petrology, Special Lithosphere Issue*, p. 205-223, 1988.
- HAWKESWORTH, C.J.; GALLAGHER, K.; KELLEY, S.; MANTOVANI, M.; PEATE, D.W.; REGELOUS, M.; ROGERS, N.W. 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.; LIGHTFOOT, P.C.; FEDORENKO, V.A.; BLAKE, S.; NALDRETT, A.J.; DOHERTY, W.; GORBACHEV, N.S. Magma differentiation and mineralization in the Siberian continental flood basalts. *Lithos*, n. 34, p. 61-88, 1995.
- HIRSCHMANN, M. M.; RENNE, P. R.; MCBIRNEY, A. R. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 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, 1997, p. 127.
- HOOPER, P.R. The Columbia River basalts and the Yellow Stone hot spot: a mantle plume? www.mantleplumes.org Acessado em 22 de setembro de 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**. Elsevier Sci. Publ., Amsterdam, 551 p., 1987.
- IRVINE, T. N. The emplacement of the Skaergaard intrusion. *Carnegie Institution of Washington Yearbook* 91, p. 91-96, 1992.
- 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.; HULBERT, L.J.; RAINBIRD, R.H.; HALL, G.E.M.; GRÉGOIRE, D.C.; GRINENKO, L.I. **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, 48 p., 1994.
- JERRAM, D.A. Volcanology and facies architecture of flood basalts. *Geological Society of America*, Special Papers, 362: 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* 6:1, 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. Foz do Iguaçu, SBG, IV SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 6 p., 2008.
- KABATA-PENDIAS, A.; PENDIAS, H. **Trace Elements in Soils and Plants**. 2 ed. London, CRC Press, 1992.
- KEAYS, R.R. The role of komatiitic magmatism and S-saturation in the formation of ore deposits. *Lithos*, Volume 34, p. 1-18, 1995.
- KEAYS, R.R.; LIGHTFOOT, P.C. Exploration for Platinum Group Element (PGE) Deposits in Mafic and Ultramafic Rocks. Billings, Montana, 9th INTERNATIONAL PLATINUM SYMPOSIUM, July 25-29, 2002.
- KERR, A.C.; MENZIES, M.A. **Phanerozoic volcanism**. 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, 2002.
- KESZTHELYI, L.; THORDARSON, T.; SELF, S. Rubbly pahoehoe: implications for flood basalt eruptions and their atmospheric effects. *Eos, Trans. Am. Geophys. Union*, 82:F1407, 2001.
- 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.
- 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**. Helsinki, *Geol. Survey of Finland*. 218 p., 1992.
- KONTAK, D.J.; DE 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: P.C. LIGHTFOOT & A.J. NALDRETT, eds., *Proceedings of the Sudbury-Noril'sk Symposium*. Ontario Geol. Surv. Spec. Vol. 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**, 164 p., 1989.
- LAUNAY, L. de. Les variations des filons métallifères en profondeur. *Revue Général 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.
- 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. Tese (Doutorado em Geologia). Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná.
- 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, relatório técnico, 2 v., 2005.
- LICHT, O.A.B.; ARIOLI, E.E. **Projeto de Prospecção Mineral no Terceiro Planalto**. Curitiba: MINEROPAR, relatório técnico, 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: VIII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA e I SIMPÓSIO DE GEOQUÍMICA DOS PAÍSES DO MERCOSUL, 2001, Curitiba. **Anais...** Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geoquímica.
- 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: VIII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA e I SIMPÓSIO DE GEOQUÍMICA DOS PAÍSES DO MERCOSUL, 2001, Curitiba. **Anais...** Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geoquímica.

- 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.
- LIGHTFOOT, P.C.; NALDRETT, A.J. Proceedings of the Sudbury-Noril'sk Symposium: Ontario Geological Survey Special Volume 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. Vol. 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. Vol. 5, p. 185-201, 1994.
- LONG, P.E.; WOOD, B.J. Structures, textures, and cooling histories of Columbia River basalt flows, *Geological Society of America Bulletin* **97**: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.** Dissertação (Mestrado em Geologia). Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná. 101 p., 2008.
- LYLE, P. The eruption environment of multi-tiered columnar basalt lava flows. *Journal Geol. Soc.*, 157, p. 715-722, 2000.
- MACHADO, F.B.; NARDY, A.J.R.; SQUISATO, E.; OLIVEIRA, M.A.F. de. O vulcanismo Serra Geral na porção NE da Bacia do Paraná: aspectos petrográficos e geoquímicos. Cabo Frio, III SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, Sociedade Brasileira de Geologia, 2005.
- MACKENZIE, A. Characterization of inorganic and organic materials: SEM/EDS Scanning Electron Microscopy/X-Ray micro analysis. Lakehead University Centre for Analytical Services. 2006.
- 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.d.e.], 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 Idaho. *Geological Society of America Bulletin*., v. 97, n. 11, p. 1306-1318, 1986.

- MANTOVANI, M.S.M.; CORDANI, U.G.; ROISENBERG, A. 1985a. Geoquímica isotópica em vulcânicas ácidas da bacia do Paraná e implicações genéticas associadas. *Rev. Bras. Geoc.*, **15**: 61-65.
- MANTOVANI, M.S.M.; MARQUES, L.S.; DE SOUSA, M.A.; CIVETTA, L.; ATALLA, L.; INOCCENTI, F. 1985b. 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.*, **26**: 187-209.
- 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*, Brasil, v. 67, n. 2, p. 163-169, 1995.
- MARQUES, A.; ZANOTTO, O.A.; FRANÇA, A.B.; ASTOLFI, M.A.M.; PAULA, O.B. de. Compartimentação tectônica da Bacia do Paraná. Petrobras, Núcleo de Exploração da Bacia do Paraná, Curitiba, 87 p., 1983.
- MARQUES, L.S. **Caracterização geoquímica das rochas vulcânicas da Bacia do Paraná: implicações petrogenéticas**, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, Tese de Doutorado, 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, 2004, p. 245-263.
- 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.*, 62: 464-486, 2001.
- MARTIN, B.S.; PETCOVIC, H.L.; REIDEL, S.P. Goldschmidt Conference 2005: Field trip guide to the Columbia River Basalt Group. U.S. Department of Energy, Pacific Northwest National Laboratory, Richland (WA), May 2005, 62 p.
- MATHEZ, E.A.; PEACH, C.L. Geochemistry of platinum-group elements in mafic and ultramafic rocks. [S.d.e.], 1997.
- MAVROGENES, J.A.; O'NEILL, H.St.C. The 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., 1989, Geological map of the Skaergaard intrusion, east Greenland, 1:20,000: Department of Geology, University of Oregon, 1 sheet.
- McDONALD, I. The need for a common framework for collection and interpretation 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. and EGAN, A.R., eds. *Trace Elements in Soil-Plant-Animal Systems*, Academic Press, New York, 1975, 83 p.
- 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.
- 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**. University of London, Department of Geology, 2006.
- MENZIES, M.A.; EBINGER, C.J. Volcanic rifted margins. *Geological Society of America, GSA Today*, 2000, p. 8-11.
- MENZIES, M.A.; KLEMPERER, S.L.; EBINGER, C.J.; BAKER, J. Characteristics of volcanic rifted margins. *Geological Society of America, Special Paper 362*, 2002, p. 1-14.
- MERTIE, J.B., Jr., Economic geology of the platinum metals. *United States Geological Survey Professional Paper 630*, 120 p., 1969.
- MILANI, E.J. **Evolução tectono-estratigráfica da bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do gondwana sul-ocidental**. 1997. 255 p. Tese (Doutorado em Geologia). Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- MILANI, E.J.; RAMOS, V.A. Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. São Paulo, *Revista Brasileira de Geociências*, 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. de 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.Ø. Attributes of Skaergaard-Type PGE Reefs. IX Intern. Symp. Platinum, 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.** Campinas, SP. 1994, 113 p. Dissertação (Mestrado em Geologia). Instituto de Geociências, UNICAMP.
- MINCATO, R.L. **Metalogenia dos elementos do grupo da platina com base na estratigrafia e geoquímica da Província Ígnea Continental do Paraná.** 2000, 172 p. Tese (Doutorado em Geologia). Instituto de Geociências, UNICAMP.
- 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, 1º, Brasília, 1993. 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, with a Special Session of IGCP Project 336: "Intraplate Magmatism and Metallogeny", Moscow – Noril'sk, 1994. Abstracts...* Moscow, 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. Theophrastus, 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, 1º, e ENCONTRO DE GEOLOGIA DO CONE SUL, 1º, Porto Alegre – RS, 1995. 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. Cabo Frio, III SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, Sociedade Brasileira de Geologia, 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, 78: 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. Belo Horizonte, 1998. Anais...* Belo Horizonte, SBG, p. 100.
- MINEROPAR. **Mapa Geológico do Estado do Paraná**, escala 1:650.000. Convênio MINEROPAR/DNPM, 1989.
- MINEROPAR. Programa de Mapeamento Geológico do Estado do Paraná: Folhas 1:100.000. 2006.
- 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. IX Intern. Symp. Platinum, Billings-Montana, Ext. Abstr. 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*, Springer Publisher, Berlin-Heidelberg, v. 143, n. 2, March 2002b.
- MOMME, P.; BROOKS, C. K.; KEAYS, R.R.; TEGNER, C. PGE geochemistry of East Greenland basalts and intrusions. Acesso em 2006.
<http://www.geo.au.dk/english/resarch/minpetr/mcp/pge/index.html>
- MORGAN, W.J. Convection plumes in the lower mantle. *Nature*, v. 230, p. 41-43, 1971.
- MUNGALL, J.E. Equilibrium crystallization of magmatic sulfide ores. Seattle, Geol. Soc. Amer., *Annual Meeting; Abstracts with Programs*, v. 35, n. 6, p. 101, September 2003.
- NALDRETT, A.J. **Magmatic sulfide deposits**. Oxford, 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 flood basalts. In: WHITING, B.H.; HODGSON, C.J.; MASON, R. (eds.). Giant ore deposits. *Spec. Publ. Soc. Econ. Geol.*, 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, USSR, with Implications for the Origin of the Ni-Cu Ores. *Econ. Geol.*, **87**: 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 flood basalts. In: WHITING, B.H.; HODGSON, C.J.; MASON, R. (eds.). Giant ore deposits. *Spec. Publ. Soc. Econ. Geol.*, **2**: 81-123, 1993.
- NARDY, A.J.R.. **Geologia e Petrologia do Vulcanismo Mesozóico da Região Central da Bacia do Paraná**. Rio Claro, SP. 1995, 316 p. Tese (Doutorado em Geologia), IGCE-UNESP.

- 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: Sociedade Brasileira de Geologia, 2001, p. 77.
- 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*, 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* **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, 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* 35, p. 431-455, 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, Université Libre de Bruxelles*, 1996, p. 337-354, 1996.
- PACCA, I.G.; HODO, 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**. Rio Claro, SP. Tese (Doutorado em Geologia). 2000, 185 p. IGCE-UNESP.
- 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* 379, p. 712-715, 22 February 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**. Tese (Doutorado em Geologia). Milton Keynes, The Open University, 1990.
- PEATE, D.W. The Paraná-Etendeka Province. In: MAHONEY, J.J.; COFFIN, M.F. (eds.). **Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism**. *Geophysical Monograph* **100**. AGU, p. 217-245, 1997.
- PEATE, D.W.; BAKER, J.A.; BLICHERT-TOFT, J.; HILTON, D.; STOREY, M.; KENT, A.J.R.; BROOK, C.K.; HANSEN, H.; PEDERSEN, A.K.; DUNCAN, R.A. 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. São Paulo, *Revista Brasileira de Geociências*, 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 Blossesville Kyst, East Greenland. *Journal of the Geological Society, London*, 154, 565-570, 1997.
- PEDREIRA, A.J.; MARTINS, A.A.M.; SAMPAIO, A.R.; LOUREIRO, H.S.C.; LOPES, J.N.; ARAÚJO, J.B.A.; FERNANDES FILHO, J.; GUIMARÃES, J.T.; BOMFIM, L.F.C.; SANTOS, R.C. dos; MELO, R.C. de. **Projeto Paulipetro: Geologia do Bloco SG.22-H (ACS-77)**. Relatório Final. São Paulo, Paulipetro (Consórcio CESP-IPT) - CPRM, 1981, 2 volumes.
- PEDREIRA, A.J.; LOPES, R. da C.; VASCONCELOS, A.M.; BAHIA, R.B.C. Bacias sedimentares Paleozóicas e Meso-Cenozóicas brasileiras. In: BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R.M.; GONÇALVES, J.H. (Ed.). **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil**. Brasília, DF: CPRM, 2003. 692 p.
- PEDREIRA, A. J.; LOPES, R. DA C.; VASCONCELOS, A.M.; BAHIA, R.B.C. Bacias sedimentares paleozóicas e meso-cenozóicas interiores. In: BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R.M.; GONÇALVES, J.H. (eds.) *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. Brasília: CPRM, 2003. 692 p.
- PHILPOTTS, A.R. **Principles of igneous and metamorphic petrology**. London, Prentice Hall, 498 p., 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.J. (eds.). **The Mesozoic flood volcanism of the Paraná basin**: petrogenetic and geophysical aspects. São Paulo, Instituto de Astronomia e Geofísica, Universidade de São Paulo, 1988. 600 p.
- PINESE, J.P.P. **Caracterização Petroológica e Geoquímica dos diques do Arco de Ponta Grossa**. Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, Dissertação de Mestrado, 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. Florianópolis, 1985. **Anais...** Florianópolis, Sociedade Brasileira de Geologia, 1985, p. 219-237.
- 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: 8TH INTERNATIONAL CONGRESS OF THE BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY e 5TH LATIN AMERICAN GEOPHYSICAL CONFERENCE, Rio de Janeiro, 14-18 de setembro de 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*, n. 153, p. 323-328, 1996.
- REICHOW, M.K.; SAUNDERS, A.D.; WHITE, R.V.; PRINGLE, M.S.; AL'MUKHAMEDOV, A.I.; MEDVEDEV, A.I.; KIRDA, N.P. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates from the West Siberian Basin: Siberian flood basalt province doubled, *Science*, **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* **98**: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, 1989.
- RENNE, P.; ERNESTO, M.; PACCA, I.G.; COE, R.S.; GLEN, J.M.; PRÉVOT, M.; PERRIN, M. The age of Paraná flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous boundary. *Science*, [S.I.], v. 258, n. 5084, p. 975-979. nov. 1992.
- REZENDE, W.M. de. Post Paleozoic geotectonics of South America related to plate tectonics and continental drift. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA,

- 26, 1972, Belém. **Anais...** Belém: Sociedade Brasileira de Geologia, 1972, v. 3, p. 205-210.
- ROISENBERG, A. **Petrologia e geoquímica do vulcanismo ácido Mesozóico da província meridional da bacia do Paraná.** Tese (Doutorado em Geologia). Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1989, 285 p.
- ROMANINI, S.J.; ALBUQUERQUE, L.F.F. de. Geological, geochemical and potentiality aspects of Ni-Cu-PGE deposits of the Paraná Basin magmatism. Porto Alegre, MME/CPRM, Informe de Recursos Minerais – Série Metais do Grupo da Platina e Associados, n. 29, 71 p., 2001.
- ROUTHIER, P. **Les gisements métallifères: géologie et principes de recherche,** 2 vol., Masson et Cie, Paris. 1963.
- 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.
- SAUNDERS, A.D.; FITTON, J.G.; KERR, A.C.; NORRY, M.J.; KENT, R.W. The North Atlantic igneous province. In Mahoney, J. J., and Coffin, M. F. (Eds.), *Large Igneous Provinces.* Geophys. Monogr., Am. Geophys. Union, 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.
- SCHLISCHE, R.W.; WITHJACK, M.O. Rift Basin Architecture and Evolution. *Geological Society of America Bulletin*, v. 32, n. 1, p. A-63. 2000.
- SELF, S. How do continental flood lava flows attain their great length and size? *American Geophysical Union*, Fall Meeting 2007, abstract V14A-04.
- SELF, S. How do continental flood lava flows attain their great length and size? Foz do Iguaçu, SBG, IV Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, Resumo Expandido, 2008.
- SELF, S.; THORDARSON, Th.; KESZTHELYI, L. Emplacement of continental flood basalt lava flows. American Geophysical Union, *Geophysical Monograph*, 100: 381-410, 1997.
- SHAW, H.R.; SWANSON, D.A. Eruption and flow rates of flood basalts. In: *Proceedings of the Second Columbia River Basalt Symposium*, Cheney 271–299, East Washington State College Press, 1970.
- 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, RJ. Anais disponíveis em <http://www.simpvulc2005.ggf.br>.
- 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, 1982, v.2, p. 143-156.
- 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. 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)*. Wiley, New Delhi, p. 321–332. 1994.
- SWANSON, D.A.; WRIGHT, T.L. Bedrock geology of the northern Columbia Plateau and adjacent areas. In: BAKER, V.R. and 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.
- SZUBERT, E.C.; GRAZIA, C.A.; SHINTAKU, I. **Projeto Cobre em Itapiranga**: relatório final. Porto Alegre, CPRM/SUREG PA, 1979, 2 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* **395**, p. 591–594, 1998.
- TEIXEIRA, W. Folhas SH.22/Porto Alegre, SI.22/Lagoa Mirim e SH.21/Uruguaiana. Interpretação de dados radiométricos e evolução geocronológica. In: **Projeto RADAM-BRASIL**. Florianópolis: DNPM, 1982.
- 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*. *Inst. Mining Metall.*, p. 103-113, 1982.
- THORDARSON, T. Emplacement of mafic lava flows: role of insulated transport and inflation. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 8, 10124, 2006.
- TOLAN, L.T.; REIDEL, S.P.; HOOPER, M.H.; BESSON, M.H.; ANDERSON, J.L.; FECHT, K.R.; SWANSON, D.A. 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.; REGELOUS, M.; KELLEY, S.; HAWKESWORTH, K.; MANTOVANI, M. S. M. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision ^{40}Ar - ^{39}Ar 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 Camará 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 of sea level, part 3: relative changes of sea level from coastal onlap.** Tulsa: *AAPG Memoir* 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; I SIMPÓSIO DE GEOQUÍMICA DOS PAÍSES DO MERCOSUL, 2001, Curitiba. **Anais...** Curitiba: Sociedade Brasileira de Geoquímica, 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.
- 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.** Tese (Doutorado em Geociências). Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2006, 285 p.
- WAICHEL, B.L.; LIMA, E.F.; LUBACHESKY, R.; SOMMER, C.A. Peperitos da Formação Serra Geral: um exemplo da porção oeste do Estado do Paraná, Brasil. In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 3, 2005, Cabo Frio, RJ. **Anais...** Cabo Frio, RJ: Sociedade Brasileira de Geologia, 2005, p. 213-217.
- WEDEPOHL, K. **Handbook of Geochemistry**, Springer, Berlin. 1978.
- WHITE, W.M. **Geochemistry**. Cornell University, *Online textbook*. July 2006. Disponível em: <http://www.geo.cornell.edu/geology/classes/Chapters/>. Último acesso em 12 de agosto de 2007.

- WHITE, I.C. Relatório final da Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brasil. Rio de Janeiro: DNPM, 1908. Parte I, p. 1-300; Parte II, p. 301-617.
- 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.
- 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-IG; UFRGS, 2005. 1 CD-ROM.
- WILDNER, W.; ARIOLI, E.E.. Aspectos gerais da área. 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, Convênio CPRM/ MINEROPAR, p. 6-8, 2006.
- WILDNER, W.; SANDER, A. Características litoquímicas do magmatismo. 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, Convênio CPRM/ MINEROPAR, p. 36-42, 2006.
- WILDNER, W.; ARIOLI, E.E.; LICHT, O.A.B.; COSTA, V.S.; CARRILHO, J.C.; LONGO, E.G.; CANTARINO, S. da C.; SANDER, A.; PERROTTA, M.; SOUZA FILHO, C.A. de. **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, Convênio CPRM/ MINEROPAR, p. 9-35, 2006.
- WILDNER, W.; BRITO, R.S.C. de; LICHT, O.A.B.; ARIOLI, E.E. **Geologia e Recursos Minerais do Sudoeste do Paraná**. Brasília: CPRM, Convênio CPRM/ MINEROPAR, p. 9-35, 2006.
- WILLIAMSON, I.T.; BELL, B.R. The Palaeocene lava field of west-central Skye, Scotland: stratigraphy, palaeogeography and structure. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 85: 39-75, 1994.
- WINTER, M. **WebElements**. 1998. Disponível em: <http://www.shef.ac.uk/~chem/web-elements>. Último acesso em 5 de julho de 2004.
- WOODEN, J.L.; CZAMANSKE, G.K.; FEDORENKO, V.A.; ARNDT, N.T.; CHAUVEL, C.; BOUSE, R.M.; KING, B.S.W.; KNIGHT, R.J.; SIEMS, D.E. 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.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; ASTOLFI, M.A.M.; VIEIRA, I.I.; APPI, V.T.; ZANOTTO, O.A. Tectônica e sedimentação da bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, **3**, 1987, Curitiba. **Atas...** Curitiba: Sociedade Brasileira de Geologia, 1987, v. 1, p. 441-477.
- 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. *Nauka, Novosibirsk*, 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.

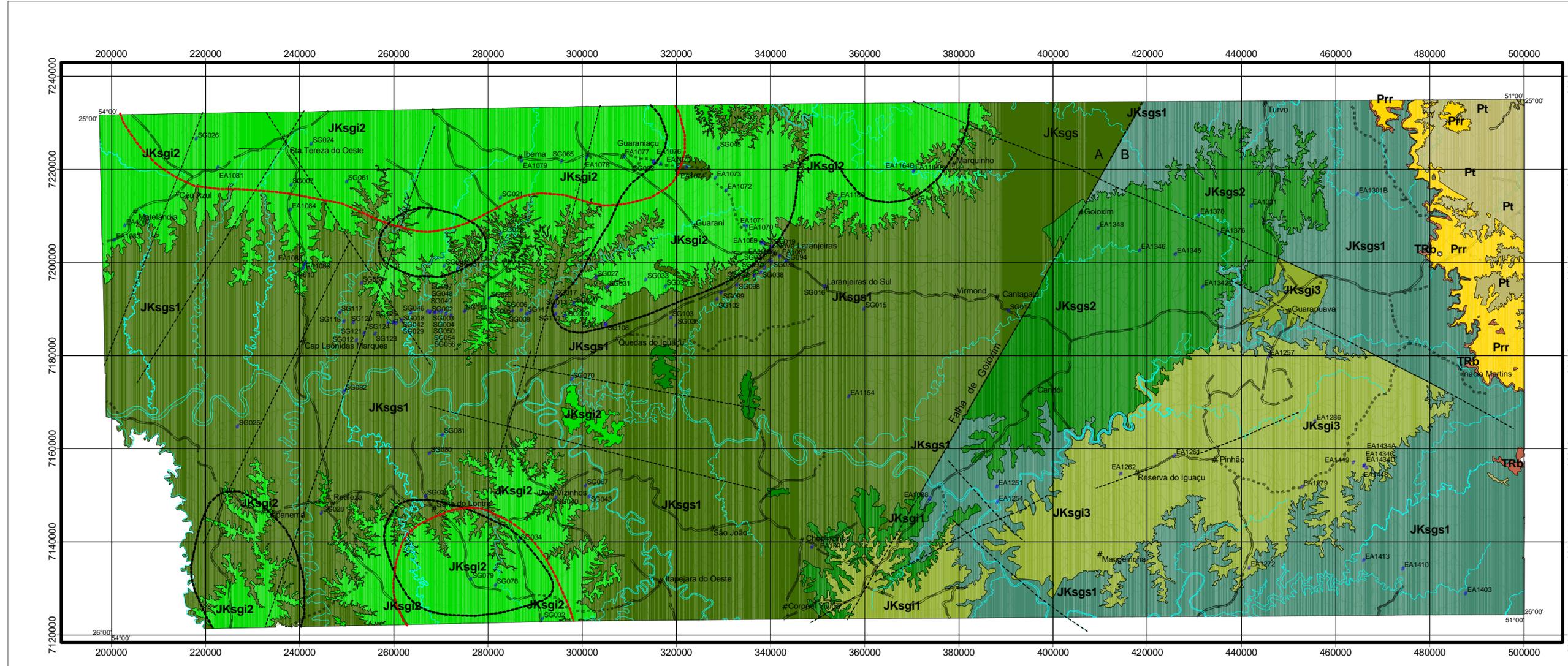
Traps of Siberia and the Deccan: Signatures of similarity and diversity.
Novobirsky, Nauka Press, p. 7-39, 1991.

ANEXOS

ANEXO 1 – Mapa geológico da área de estudo

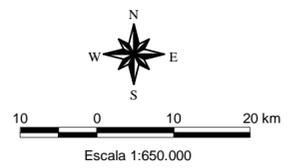
ANEXO 2 – Banco de dados litogeoquímicos

ANEXO 3 – Laudos de MEV-EDS



- ### Estratigrafia
- JKsgs3 - Rochas ácidas e intermediárias
 - JKsgs2 - Derrames tabulares com entablamento em leque
 - JKsgs1 - Derrames tabulares com entablamento sigmoidal
 - JKsgs2 - Derrames tabulares com entablamento em cunha
 - JKsgs1 - Derrames lobados
 - TRb - Formação Botucatu
 - Prr - Formação Rio do Rasto
 - Pt - Formação Teresina

- ### Convenções
- Limite maior ou igual a 216,5 ppm de Cr em SAD
 - Limite maior ou igual a 43,8 unidades de susceptibilidade magnética em solo
 - Fraturas
 - Hidrografia
 - Estradas principais
 - Sedes municipais
 - (EA1081) - Amostras analisadas



Cartografia geológica compilada de WILDNER et.al. (2006) e ARIOLI & LICHT(2008), com revisão e adequação à escala pelo autor.

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA - DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA
Anexo 1
Mapa Geológico da Área de Estudo

ANEXO 2 – BANCO DE DADOS LITOGEOQUÍMICOS

Amostras	UTM W	UTM S	Ba	Be	Co	Cu	Cs	Ga	Hf	Nb	Ni
EA1067	341759	7201376									
EA1068	339892	7203520									
EA1069	337847	7204144									
EA1070	334762	7207771									
EA1071	334192	7208090									
EA1072	330367	7215532									
EA1073	328094	7218144									
EA1074	321896	7220435									
EA1075	316433	7221224									
EA1076	314994	7221639									
EA1077	308798	7222781									
EA1078	300769	7222602									
EA1079	286923	7221844									
EA1080	250280	7233398									
EA1081	222384	7220381									
EA1082	202663	7207883									
EA1083	200502	7204901									
EA1084	237825	7211272									
EA1085	241024	7199936									
EA1086	240795	7199451									
EA1088	373584	7149178	23,7	0,3	23		0,19	6,4	0,34	15	
EA1091	348604	7138898	107,6	0,2	18,1		0,08	5,3	0,03	20	
EA1154	356419	7171203	73,6	0,6	24,9		0,13	6,5	0,04	20	
EA1162	371286	7212912	35,5	0,2	20,8		0,08	6,1	0,03	19	
EA1164A	370177	7219619	216	0,5	19,1		0,44	4,6	0,05	28	
EA1164B	370177	7219619	30,8	0,2	17,6		0,07	4,6	0,04	29	
EA1180	354362	7213730	25,4	0,2	21,2		0,04	5,9	0,04	15	
EA1251	387919	7151893	73,5	1,1	4,2		0,17	4,3	0,08	53	
EA1254	387967	7148590	36,7	0,2	16		0,09	6,1	0,18	7	

EA1257	445628	7179850	140,4	1	3,5		0,24	4,3	0,06	52	
EA1261	425609	7158543	55,2	0,7	3,6		0,14	4,5	0,07	50	
EA1262	414197	7154625	30	0,2	18,7		0,06	5,4	0,03	17	
EA1272	441461	7134411	260	4,2	4,5		0,9	3,9	0,06	47	
EA1279	452637	7151828	128,7	1,4	2,9		0,59	2,4	0,07	52	
EA1286	455437	7165914	92	0,7	15,4		0,85	5,1	0,04	36	
EA1301B	464438	7214673	13,7	0,1	14,2		0,22	4,6	0,03	13	
EA1331	441910	7212129	64,8	0,3	16,2		0,1	4,4	0,03	27	
EA1342	431600	7194803	2,9	1,6	9,8		0,04	33,8	0,5	37	
EA1345	425776	7201718	40,2	0,5	26,7		0,4	7,1	0,07	22	
EA1346	418203	7202621	75,8	0,4	14,1		0,12	4,6	0,12	31	
EA1348	409376	7207352	65,7	0,5	13,9		0,1	3,9	0,07	26	
EA1359	390324	7227880	39,5	0,2	22,8		0,06	6,4	0,06	14	
EA1376	435071	7206049	6	1,6	38,4		0,06	37,3	0,2	45	
EA1378	430767	7210198	105,7	0,4	17,9		0,24	5,2	0,05	28	
EA1403	487474	7128933	38,5	0,4	17,9		0,25	8	0,34	12	
EA1410	474103	7134264	32,7	0,3	19,7		0,72	6,5	0,05	11	
EA1413	465825	7136035	44,8	0,5	21,4		0,97	5,5	0,03	26	
EA1423B	480097	7149966	54,3	0,5	18		2,43	5,7	0,09	16	
EA1434A	465885	7156369	336,5	1,6	6,9		2,69	4,2	0,04	22	
EA1434B	465885	7156369	532,4	1,6	3,3		1,27	3,3	<.02	45	
EA1434C	465885	7156369	197,5	1,7	3,5		0,53	3,7	<.02	52	
EA1434D	465885	7156369	22,9	0,1	16,7		0,15	5,9	0,35	6	
EA1435	464192	7125837	23,3	0,3	14,3		0,2	5,2	0,05	9	
EA1448	466404	7155867	222,3	1,3	4,9		0,3	3,8	0,05	51	
EA1449	463609	7157030	117,2	1	14,9		0,69	4,1	0,08	51	
SG001	245386	7251964	48,8	0,1	14,4		0,2	5,4	0,1	13	
SG002	267497	7189356	323,64	<1	45,00	203,20	0,31	21,42	4,78	14,97	38,39
SG003	268485	7189267	247,82	<1	40,99	185,00	0,20	19,28	3,17	10,42	71,12
SG004	269965	7189469	320,41	<1	38,69	211,43	0,34	20,01	4,27	12,25	51,24
SG005	284975	7189555	312,28	<1	38,09	264,15	0,80	20,05	4,31	11,87	41,92
SG006	286848	7189733	334,15	<1	27,59	218,59	0,22	17,58	3,86	13,08	56,87

SG007	237951	7216704	293,10	<1	46,40	196,40	0,40	21,60	4,70	14,60	23,40
SG008	288047	7188941	323,56	<1	43,33	226,19	0,33	22,17	4,46	15,06	56,19
SG009	296134	7188609	320,51	<1	41,02	196,81	0,41	20,97	4,13	13,62	54,45
SG010	240537	7198748	301,70	1,00	45,60	211,70	<,1	21,10	4,40	15,00	21,60
SG011	304630	7186843	380,24	1	48,69	209,20	0,24	21,88	5,26	19,00	72,92
SG012	251820	7183293	280,20	<1	40,70	105,80	0,20	18,70	3,50	12,30	46,30
SG013	294146	7190689	322,50	<1	43,78	264,02	0,47	22,43	5,24	15,65	44,34
SG014	390324	7189619	444,40	2,00	39,50	108,20	0,40	24,50	7,10	26,60	15,60
SG015	359631	7190069	274,00	1,00	47,00	237,00	0,40	20,80	4,10	13,70	29,40
SG016	351191	7194891	284,80	1,00	46,30	213,40	0,40	20,50	3,70	13,60	38,90
SG017	294276	7192595	300,63	<1	41,76	210,30	0,17	21,66	5,33	15,63	36,95
SG018	259738	7187136	312,50	1,00	48,10	166,50	0,50	21,30	3,90	12,50	24,30
SG019	338371	7204011	282,60	1,00	43,30	231,50	0,30	20,10	3,70	13,50	32,90
SG020	298046	7191173	288,54	<1	44,50	198,08	0,24	21,04	3,91	12,63	67,36
SG021	282468	7213927	310,30	1,00	42,30	268,50	0,40	20,80	4,30	15,30	30,50
SG022	282526	7206223	436,20	1,00	39,30	199,20	0,90	22,90	6,00	22,70	10,40
SG023	280082	7192296	290,60	1,00	46,00	215,00	0,30	20,90	3,40	12,90	33,80
SG024	242247	7225527	363,40	2,00	45,30	369,10	0,20	21,40	5,90	19,20	21,30
SG025	226573	7164760	246,40	1,00	50,00	200,60	0,50	20,30	3,30	11,10	38,30
SG026	217830	7226566	516,90	2,00	33,80	337,20	0,40	22,00	7,30	25,60	12,50
SG027	302719	7196775	325,90	<1	43,67	245,67	0,38	21,33	4,28	14,07	57,45
SG028	244394	7146207	277,90	1,00	45,90	210,80	<,1	21,10	3,60	12,20	27,90
SG029	260307	7186948	248,60	<1	48,60	220,90	0,20	19,00	3,30	9,80	31,70
SG030	266535	7149846	262,20	1,00	41,40	208,20	<,1	19,10	3,40	12,00	27,60
SG031	305199	7194683	305,18	<1	40,16	233,74	0,12	20,14	4,08	13,27	54,74
SG032	291358	7123498	320,40	1,00	43,70	234,80	0,10	20,60	3,90	14,70	36,10
SG033	313354	7196348	453,31	1	39,99	371,81	0,42	24,62	6,74	23,19	13,69
SG034	286430	7140172	655,00	2,00	40,30	158,40	0,70	24,80	7,00	26,80	28,90
SG035	317437	7194865	326,12	<1	44,77	225,84	0,12	22,45	4,40	14,51	55,08
SG036	319731	7186560	482,77	1	34,66	232,29	0,77	25,05	6,92	23,28	14,32
SG037	336331	7197245	265,35	<1	44,02	226,66	0,11	21,25	3,61	10,84	63,78
SG038	337710	7197841	446,57	<1	35,44	1315,04	0,51	21,98	6,47	22,65	16,06

SG039	339973	7199966	323,96	<1	43,80	240,86	0,10	22,36	4,31	14,60	53,22
SG040	294188	7149482	480,70	2,00	38,00	214,20	0,20	22,00	5,80	22,50	24,20
SG041	339651	7200434	311,23	<1	40,94	273,15	0,20	21,94	4,77	14,91	40,59
SG042	261411	7187532	223,10	1,00	49,60	130,70	0,10	19,60	2,90	9,00	34,10
SG043	301296	7149746	444,70	1,00	35,10	208,50	0,20	22,10	6,60	24,20	20,60
SG044	262131	7187775	288,90	1,00	48,40	169,90	<,1	20,50	3,80	11,70	26,40
SG045	328767	7224511	334,92	<1	40,55	268,75	0,36	21,34	5,43	15,18	39,89
SG046	263378	7189178	263,00	1,00	48,60	153,70	0,10	19,90	3,50	10,30	49,20
SG047	266933	7189518	245,40	1,00	46,50	40,20	0,30	19,10	3,00	9,40	29,40
SG048	267545	7189341	318,90	1,00	45,50	54,80	0,10	20,70	4,40	13,50	28,30
SG049	268493	7189265	359,90	1,00	46,40	175,80	2,50	21,00	3,70	10,50	37,20
SG050	269292	7189492	374,00	1,00	48,80	214,10	0,20	22,70	5,80	19,00	39,00
SG051	270516	7199250	379,00	1,00	52,30	220,70	0,20	21,80	5,10	18,90	44,60
SG054	270899	7189016	279,10	1,00	46,70	219,30	0,40	21,40	4,40	13,60	52,10
SG056	271878	7188663	478,40	2,00	42,60	367,00	0,30	23,50	7,50	26,00	24,00
SG057	273359	7198824	647,50	1,00	45,10	177,30	0,30	23,20	6,50	24,50	22,70
SG058	252860	7195594	595,00	1,00	42,20	177,30	0,40	21,20	6,30	23,70	21,50
SG061	249786	7217417	498,30	2,00	42,00	208,20	0,80	22,70	7,00	23,70	24,60
SG065	295357	7221740	352,40	1,00	58,60	264,00	0,30	19,50	5,40	18,00	55,30
SG067	300514	7152080	484,20	2,00	37,50	228,00	0,20	22,70	6,80	26,90	26,60
SG069	311447	7156155	289,90	1,00	43,00	194,30	<,1	20,00	4,00	12,50	37,10
SG070	297606	7174909	270,00	1,00	42,60	182,50	0,40	20,80	4,50	14,30	26,40
SG071	295989	7108780	282,00	1,00	44,60	195,00	0,60	20,60	4,70	15,70	19,50
SG072	294860	7092375	250,30	2,00	44,60	129,30	0,30	19,50	4,20	12,60	23,30
SG073	292197	7082130	279,70	1,00	43,80	205,50	<,1	20,00	4,60	15,20	22,00
SG074	293262	7078493	401,70	2,00	36,30	184,40	0,80	21,50	7,80	24,00	15,40
SG075	271698	7084958	268,50	1,00	42,90	235,10	0,10	20,20	4,70	15,20	19,60
SG076	268600	7094296	371,00	1,00	36,40	387,40	0,40	20,80	6,80	21,30	10,80
SG077	245408	7089804	290,90	1,00	45,80	220,70	0,20	19,80	4,00	14,00	31,80
SG078	281382	7130750	279,70	1,00	43,10	162,60	0,30	20,20	3,80	12,90	30,00
SG079	276123	7132024	288,40	1,00	44,70	199,70	0,80	20,30	3,60	14,10	32,50
SG080	267345	7159022	280,30	1,00	42,70	200,10	0,30	18,20	3,80	11,90	29,20

SG081	270102	7163016	242,70	1,00	46,30	181,50	0,20	20,90	4,10	13,40	15,50
SG082	249187	7172364	288,80	2,00	44,40	195,60	0,30	21,40	5,10	14,60	39,20
SG083	295520	7104619	299,30	2,00	46,80	222,00	0,40	22,00	5,00	15,20	20,60
SG084	287158	7097835	287,30	1,00	46,30	228,70	1,30	20,30	4,80	13,90	21,90
SG085	272354	7095351	386,50	1,00	49,20	218,60	0,60	23,40	5,60	20,70	31,40
SG086	265910	7097042	476,70	2,00	43,80	294,80	0,50	25,10	6,70	24,00	22,90
SG087	264090	7102597	247,60	1,00	42,60	229,50	0,20	20,00	4,00	12,50	17,90
SG088	267824	7103465	305,20	1,00	49,90	228,80	0,20	21,50	4,10	13,80	33,50
SG089	267774	7103977	337,30	1,00	46,20	185,80	0,90	21,90	4,50	14,60	55,00
SG091	289058	7173534	277,90	1,00	46,50	80,00	0,30	20,60	3,90	10,70	27,70
SG092	314951	7221665	301,30	1,00	48,10	220,80	0,70	22,80	4,60	14,50	68,10
SG093	344473	7200151	292,20	1,00	48,00	255,30	0,30	21,90	4,10	14,60	34,80
SG094	343137	7200404	311,20	1,00	49,40	240,60	0,30	21,50	4,10	14,50	33,80
SG096	341789	7201331	314,10	1,00	50,00	182,30	0,50	22,30	4,10	14,00	27,00
SG097	338554	7198947	312,30	1,00	48,10	199,60	<,1	21,60	4,20	14,40	28,30
SG098	332677	7195163	297,70	1,00	46,80	42,50	0,70	21,10	3,90	11,80	25,90
SG099	329270	7193407	336,50	1,00	46,20	1134,20	0,90	21,10	5,10	15,80	14,90
SG102	328399	7192093	277,10	1,00	48,90	228,60	<,1	20,10	3,80	12,40	34,80
SG103	318635	7188119	321,50	1,00	59,00	243,60	0,20	21,90	4,20	13,90	40,60
SG108	304824	7186582	240,80	1,00	50,10	172,30	0,10	20,70	2,90	9,80	31,20
SG109	301066	7188870	290,40	1,00	48,10	44,80	0,20	21,50	3,50	12,30	37,70
SG110	294190	7188985	321,40	1,00	46,60	253,90	1,30	20,80	3,90	12,90	30,50
SG111	288769	7189226	284,70	1,00	46,80	204,00	0,20	20,40	4,10	13,50	33,20
SG113	275986	7190828	303,80	1,00	45,30	200,30	<,1	21,50	3,60	12,90	27,90
SG114	274823	7189552	298,90	1,00	47,00	266,40	1,10	20,20	3,10	10,60	41,70
SG117	248344	7189313	235,80	1,00	45,40	168,90	0,30	19,00	3,20	10,00	28,80
SG118	249191	7187302	263,70	1,00	47,50	106,60	0,20	20,60	3,40	10,80	44,90
SG120	251178	7187112	317,30	2,00	48,90	210,00	0,10	22,80	4,40	15,20	33,90
SG121	253486	7184773	286,10	2,00	49,10	213,10	0,60	22,90	4,20	13,80	62,30
SG123	255804	7184744	397,30	1,00	44,50	186,40	0,90	20,10	4,30	14,20	36,10
SG124	258559	7187069	322,10	1,00	47,70	147,40	0,50	20,10	4,30	13,40	27,90
SG125	259717	7187131	402,30	2,00	50,40	224,40	0,20	20,00	4,40	13,80	20,00

Amostras	UTM W	UTM S	Rb	Sn	Sr	Ta	Th	U	V	W	Y	Zr
EA1067	341759	7201376										
EA1068	339892	7203520										
EA1069	337847	7204144										
EA1070	334762	7207771										
EA1071	334192	7208090										
EA1072	330367	7215532										
EA1073	328094	7218144										
EA1074	321896	7220435										
EA1075	316433	7221224										
EA1076	314994	7221639										
EA1077	308798	7222781										
EA1078	300769	7222602										
EA1079	286923	7221844										
EA1080	250280	7233398										
EA1081	222384	7220381										
EA1082	202663	7207883										
EA1083	200502	7204901										
EA1084	237825	7211272										
EA1085	241024	7199936										
EA1086	240795	7199451										
EA1087	240950	7190970										
EA1088	373584	7149178	1,7	1,3	83,4	<.05	2,1	0,4	421	0,2		125,1
EA1091	348604	7138898	4,7	1,6	49,3	<.05	2,9	0,6	551	0,4		181
EA1154	356419	7171203	2,9	1,7	101,5	<.05	2,7	0,6	505	0,3		178,3
EA1162	371286	7212912	5,9	1,2	97,1	<.05	2,7	0,5	458	0,2		132,6
EA1164A	370177	7219619	6,7	2,3	57,1	<.05	4	0,7	450	0,3		246,5
EA1164B	370177	7219619	2,3	2,1	66,2	<.05	4,1	0,8	445	0,5		243,9
EA1180	354362	7213730	1,2	1,3	91,8	<.05	2,7	0,5	474	0,2		131,8
EA1251	387919	7151893	6	4,9	23,9	<.05	10	2,2	40	0,8		540

EA1254	387967	7148590	1,4	1,1	66,8	<.05	2,5	0,5	354	0,2		88,8
EA1257	445628	7179850	4,5	4,9	27,9	<.05	9,7	2,1	40	0,8		520,5
EA1261	425609	7158543	4,6	4,9	23,2	<.05	9,8	2,1	39	0,8		514,6
EA1262	414197	7154625	4,2	1,1	83,5	<.05	2,7	0,5	445	0,2		123,4
EA1272	441461	7134411	33,9	4,8	43,5	<.05	9,7	2,1	38	0,9		497,9
EA1279	452637	7151828	6,9	5,1	29,9	<.05	9,5	2	45	0,9		524,5
EA1286	455437	7165914	13,9	2,7	50,9	<.05	6	1,4	90	0,7		271,3
EA1301B	464438	7214673	3,5	1,4	24,4	<.05	2,8	0,6	477	0,3		130,9
EA1331	441910	7212129	6,7	2,1	67,6	<.05	3,9	0,7	404	0,4		208,9
EA1342	431600	7194803	0,1	3,1	<.5	<.05	3,1	3,8	910	0,5		307,3
EA1345	425776	7201718	2,5	1,7	94,7	<.05	3	0,6	505	0,3		181,6
EA1346	418203	7202621	8,7	2,2	59,7	<.05	3,7	0,7	477	0,5		227,2
EA1348	409376	7207352	6,8	2,1	61,5	<.05	3,5	0,7	456	0,3		221,4
EA1359	390324	7227880	1,6	1,1	80	<.05	2,3	0,4	443	0,2		111,5
EA1376	435071	7206049	0,1	4,1	<.5	<.05	5,8	10,1	1130	0,7		402,6
EA1403	487474	7128933	3,4	1,8	45,8	<.05	4,8	1,1	378	0,4		119,4
EA1410	474103	7134264	8,8	1,4	73,4	<.05	3,7	0,9	361	0,3		98,3
EA1413	465825	7136035	6,4	2,4	131,9	<.05	4,1	0,9	417	0,4		222,3
EA1423B	480097	7149966	4,3	1,8	76,5	<.05	5,2	1	395	0,4		143,6
EA1434A	465885	7156369	34,1	2,6	27,7	<.05	8,3	1,8	39	1,2		202,2
EA1434B	465885	7156369	14,6	4,5	49,3	<.05	13	3	38	1,1		446,9
EA1434C	465885	7156369	6	4,4	40,3	<.05	9,6	1,8	43	0,7		490,2
EA1434D	465885	7156369	6,6	0,8	155,3	<.05	0,9	0,2	370	0,1		59,3
EA1435	464192	7125837	3,8	1,2	49	<.05	3,1	0,6	362	0,1		104,1
EA1448	466404	7155867	4,8	4,6	32,9	<.05	10	1,9	54	0,7		549,9
EA1449	463609	7157030	17,6	4,8	20,7	<.05	13,6	3,1	50	1,1		487,8
SG001	245386	7251964	5,1	1,6	51,8	<.05	2,6	0,6	471	0,5		171
SG002	267497	7189356	27,40	1,23	267	0,97	2,48	0,47	436,64	<0.5	34,06	177,25
SG003	268485	7189267	21,64	<1	305	0,70	1,74	0,31	382,23	<0.5	23,62	119,66
SG004	269965	7189469	27,41	<1	277	0,85	2,72	0,51	440,07	<0.5	32,93	155,19
SG005	284975	7189555	61,53	<1	264	0,85	2,76	0,54	492,45	<0.5	32,80	155,12
SG006	286848	7189733	17,31	<1	330	0,88	2,39	0,55	422,26	<0.5	30,47	151,67

SG007	237951	7216704	26,00	2,00	260	0,90	3,30	0,70	518,00	0,40	40,00	167,60
SG008	288047	7188941	28,63	1,17	357	1,04	2,55	0,53	435,78	<0.5	31,61	171,05
SG009	296134	7188609	30,50	<1	348	0,95	2,23	0,42	420,74	<0.5	28,52	158,36
SG010	240537	7198748	6,20	1,00	323	0,90	2,60	0,40	517,00	0,30	36,00	159,70
SG011	304630	7186843	27,65	1,33	380	1,30	2,63	0,53	477,73	<0.5	28,85	202,14
SG012	251820	7183293	12,20	<1	371	0,70	2,60	0,40	461,00	0,40	26,00	123,10
SG013	294146	7190689	30,22	1,29	240	1,04	2,47	0,46	440,35	<0.5	42,10	199,91
SG014	390324	7189619	41,00	2,00	489	1,70	4,10	0,80	514,00	0,40	38,60	256,20
SG015	359631	7190069	24,00	1,00	353	0,80	2,50	0,50	507,00	0,30	32,40	142,20
SG016	351191	7194891	23,20	1,00	392	0,80	2,80	0,50	484,00	0,30	28,20	138,00
SG017	294276	7192595	28,07	1,11	235	1,04	2,55	0,47	408,82	<0.5	38,37	188,09
SG018	259738	7187136	51,70	1,00	401	0,80	2,80	0,40	452,00	0,30	29,10	134,70
SG019	338371	7204011	14,80	1,00	397	0,80	2,80	0,50	491,00	0,40	28,60	139,10
SG020	298046	7191173	24,91	<1	342	0,88	2,23	0,48	408,76	<0.5	27,79	138,36
SG021	282468	7213927	36,90	1,00	397	0,90	2,50	0,50	514,00	0,30	30,50	150,10
SG022	282526	7206223	157,30	2,00	355	1,30	3,50	0,80	520,00	0,90	41,90	209,80
SG023	280082	7192296	18,70	1,00	385	0,80	2,70	0,40	504,00	0,30	27,00	131,50
SG024	242247	7225527	32,40	3,00	301	1,20	3,60	0,70	800,00	0,50	40,10	199,20
SG025	226573	7164760	18,00	2,00	387	0,70	1,90	0,40	436,00	0,30	23,70	113,70
SG026	217830	7226566	72,00	2,00	346	1,50	4,70	0,80	336,00	0,50	41,80	262,30
SG027	302719	7196775	23,55	<1	368	1,00	2,36	0,45	423,45	<0.5	27,54	153,40
SG028	244394	7146207	20,20	1,00	333	0,70	1,90	0,40	453,00	0,40	27,90	128,70
SG029	260307	7186948	18,70	1,00	314	0,60	2,50	0,30	454,00	0,40	31,40	116,00
SG030	266535	7149846	8,10	1,00	332	0,80	2,00	0,40	462,00	0,20	27,70	125,40
SG031	305199	7194683	21,31	<1	354	0,95	2,29	0,42	432,91	<0.5	25,96	142,59
SG032	291358	7123498	22,40	1,00	356	0,80	2,90	0,60	467,00	0,20	32,70	143,30
SG033	313354	7196348	48,58	1,31	347	1,59	3,69	0,73	497,46	<0.5	39,22	247,13
SG034	286430	7140172	34,30	3,00	479	1,70	4,20	0,80	469,00	0,60	60,30	254,10
SG035	317437	7194865	23,30	<1	389	0,99	2,32	0,45	441,47	<0.5	27,74	153,14
SG036	319731	7186560	161,14	1,31	367	1,63	3,90	0,80	397,31	<0.5	42,93	259,40
SG037	336331	7197245	14,88	<1	321	0,73	2,19	0,50	420,46	<0.5	28,07	126,76
SG038	337710	7197841	56,88	1,54	328	1,61	3,33	0,54	555,92	<0.5	32,94	223,75

SG039	339973	7199966	21,36	<1	398	0,95	2,32	0,42	434,01	<0.5	27,97	155,33
SG040	294188	7149482	28,70	2,00	437	1,50	3,80	0,50	521,00	0,30	34,60	207,30
SG041	339651	7200434	31,91	1,08	265	1,01	2,55	0,50	420,25	<0.5	36,66	175,00
SG042	261411	7187532	16,40	1,00	340	0,50	1,20	0,20	394,00	0,30	34,20	104,40
SG043	301296	7149746	13,40	2,00	437	1,50	4,00	0,80	440,00	0,40	37,60	227,20
SG044	262131	7187775	14,80	1,00	353	0,80	1,90	0,40	453,00	0,40	32,40	129,70
SG045	328767	7224511	29,05	3,05	266	1,08	2,62	0,50	428,21	<0.5	39,35	189,22
SG046	263378	7189178	19,70	1,00	332	0,60	2,20	0,40	414,00	0,20	47,60	114,50
SG047	266933	7189518	33,10	1,00	323	0,70	1,80	0,30	381,00	0,30	27,70	108,70
SG048	267545	7189341	23,10	2,00	333	0,80	2,50	0,60	473,00	0,60	35,90	147,10
SG049	268493	7189265	31,20	1,00	316	0,60	2,70	0,40	445,00	0,80	34,50	128,40
SG050	269292	7189492	26,60	2,00	442	1,20	3,60	0,70	503,00	0,40	34,30	191,50
SG051	270516	7199250	26,00	1,00	438	1,10	3,00	0,60	483,00	0,30	33,80	186,50
SG054	270899	7189016	19,30	1,00	388	0,90	2,50	0,70	438,00	0,20	35,20	148,90
SG056	271878	7188663	37,00	2,00	448	1,50	4,20	0,80	433,00	0,50	47,60	253,10
SG057	273359	7198824	38,50	2,00	479	1,60	4,20	0,90	447,00	0,60	45,40	235,10
SG058	252860	7195594	36,00	2,00	444	1,50	4,00	0,90	415,00	0,40	43,40	225,50
SG061	249786	7217417	37,40	2,00	471	1,60	4,10	0,80	428,00	0,40	43,50	243,80
SG065	295357	7221740	24,40	1,00	417	1,00	2,80	0,60	447,00	0,30	32,90	176,50
SG067	300514	7152080	17,60	2,00	440	1,60	3,60	0,80	451,00	0,40	40,70	247,70
SG069	311447	7156155	7,70	1,00	375	0,80	2,30	0,40	417,00	0,20	25,60	126,70
SG070	297606	7174909	23,30	2,00	242	0,90	2,70	0,50	481,00	0,40	38,10	162,80
SG071	295989	7108780	27,60	1,00	243	1,00	2,90	0,50	451,00	0,40	40,90	177,70
SG072	294860	7092375	21,90	1,00	253	0,80	2,00	0,40	461,00	0,20	34,20	146,70
SG073	292197	7082130	24,10	2,00	238	1,00	2,40	0,50	458,00	0,30	39,50	173,90
SG074	293262	7078493	38,90	3,00	222	1,40	3,90	0,80	424,00	0,40	55,70	264,70
SG075	271698	7084958	23,00	1,00	240	1,10	2,00	0,50	435,00	0,40	39,60	173,80
SG076	268600	7094296	33,20	2,00	231	1,40	3,70	0,70	420,00	0,60	52,40	240,70
SG077	245408	7089804	13,20	2,00	380	0,90	2,50	0,50	436,00	0,20	28,20	136,80
SG078	281382	7130750	20,20	1,00	350	0,80	2,00	0,30	434,00	0,20	29,50	134,00
SG079	276123	7132024	26,80	1,00	358	0,90	3,70	0,50	447,00	0,20	32,80	147,20
SG080	267345	7159022	19,80	1,00	346	0,80	2,20	0,60	406,00	0,10	27,50	126,30

SG081	270102	7163016	7,20	1,00	308	0,80	3,00	0,40	452,00	0,40	34,00	148,50
SG082	249187	7172364	26,10	2,00	247	0,90	2,70	0,60	448,00	0,50	39,60	172,50
SG083	295520	7104619	30,30	2,00	254	0,90	2,70	0,40	454,00	0,50	41,60	180,70
SG084	287158	7097835	17,40	2,00	264	0,80	2,20	0,40	452,00	0,20	38,00	162,30
SG085	272354	7095351	25,10	2,00	414	1,20	2,50	0,70	502,00	1,30	33,60	196,20
SG086	265910	7097042	17,40	2,00	422	1,40	3,90	0,80	487,00	0,40	38,80	238,30
SG087	264090	7102597	23,80	1,00	225	0,70	2,50	0,50	377,00	0,40	33,30	146,40
SG088	267824	7103465	20,30	1,00	350	0,80	2,90	0,50	469,00	0,40	33,00	143,50
SG089	267774	7103977	21,40	2,00	403	0,80	2,60	0,50	441,00	0,30	32,80	149,20
SG091	289058	7173534	13,70	1,00	303	0,70	2,60	0,40	444,00	0,30	31,50	126,40
SG092	314951	7221665	23,80	2,00	398	0,90	2,70	0,70	440,00	0,30	34,40	155,20
SG093	344473	7200151	23,70	2,00	360	0,80	3,30	0,50	442,00	0,30	32,90	148,40
SG094	343137	7200404	24,90	2,00	370	0,90	3,00	0,60	434,00	0,50	33,90	149,90
SG096	341789	7201331	32,90	2,00	358	0,80	2,80	0,40	438,00	0,20	32,40	147,00
SG097	338554	7198947	19,50	1,00	391	0,80	2,40	0,50	449,00	0,30	29,40	147,50
SG098	332677	7195163	25,00	1,00	306	0,60	2,50	0,40	450,00	0,30	30,00	126,90
SG099	329270	7193407	82,30	2,00	289	0,90	3,40	0,70	599,00	0,40	40,30	175,90
SG102	328399	7192093	17,20	1,00	376	0,70	2,00	0,50	442,00	0,20	30,50	125,90
SG108	304824	7186582	15,30	<1	326	0,60	2,20	0,40	397,00	0,30	25,70	109,80
SG109	301066	7188870	19,40	1,00	375	0,70	2,60	0,40	421,00	0,30	26,10	128,30
SG110	294190	7188985	19,20	2,00	359	0,80	2,30	0,50	439,00	0,30	30,90	137,10
SG111	288769	7189226	14,90	2,00	343	0,90	2,60	0,60	434,00	0,30	31,60	141,00
SG113	275986	7190828	19,70	1,00	370	0,80	2,40	0,40	428,00	0,30	29,50	134,00
SG114	274823	7189552	21,30	1,00	296	0,70	2,60	0,40	417,00	0,20	63,80	115,50
SG117	248344	7189313	22,90	1,00	318	0,60	1,90	0,30	373,00	0,20	27,00	107,20
SG118	249191	7187302	23,70	1,00	314	0,70	2,80	0,50	435,00	0,30	30,10	122,00
SG120	251178	7187112	26,40	2,00	375	1,00	2,60	0,60	446,00	0,40	35,90	154,60
SG121	253486	7184773	28,30	2,00	386	0,90	3,00	0,60	446,00	0,30	34,60	143,60
SG123	255804	7184744	26,40	2,00	384	0,90	3,10	0,60	409,00	0,30	34,20	149,60
SG124	258559	7187069	32,30	2,00	350	0,80	2,80	0,60	446,00	0,80	32,50	139,20
SG125	259717	7187131	12,50	1,00	314	0,90	2,30	0,60	409,00	0,40	36,50	154,50

Anexo 2 - Banco de dados litogeoquímicos
Óxidos de elementos maiores

Amostras	UTM W	UTM S	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	MnO	LOI	SUM
EA1067	341759	7201376	48,95	13,64	13,39	1,65	6,72	10,52	2,09	1,03	0,18	0,18	1,40	99,79
EA1068	339892	7203520	49,59	13,72	13,47	1,68	6,75	10,77	2,22	0,73	0,18	0,18	0,60	99,93
EA1069	465885	7156369	48,49	12,31	16,67	4,1	4,27	8,26	2,55	1,34	0,52	0,22	1,6	99,9
EA1070	409376	7207352	52,49	12,33	16,78	2,09	4,27	8,53	2,61	0,92	0,23	0,25	-0,2	99,89
EA1071	465825	7136035	48,59	12,51	16,75	4,11	4,11	8,27	2,61	1,27	0,49	0,22	1,1	99,89
EA1072	465885	7156369	47,81	12,7	16,67	4,02	4,01	7,94	2,4	1,24	0,65	0,22	2,8	100,01
EA1073	245386	7251964	50,16	12,55	16,78	2,58	4,72	8,81	2,4	1,14	0,27	0,23	0,6	99,86
EA1074	321896	7220435	50,30	13,04	14,81	2,10	5,50	9,63	2,39	0,70	0,27	0,22	0,90	99,88
EA1075	259738	7187136	52,26	11,21	17,01	3,03	3,28	5,59	2,66	2,41	0,43	0,21	2,04	100,12
EA1076	262131	7187775	50,01	11,39	17,67	3,51	3,78	7,31	2,63	1,60	0,40	0,22	1,81	100,34
EA1077	261411	7187532	50,01	11,39	17,67	3,51	3,78	7,31	2,63	1,60	0,40	0,22	1,81	100,34
EA1078	300769	7222602	50,16	13,21	13,94	2,17	5,93	9,97	2,36	0,97	0,25	0,20	0,70	99,89
EA1079	328767	7224511	52,26	11,21	17,01	3,03	3,28	5,59	2,66	2,41	0,43	0,21	2,04	100,12
EA1080	250280	7233398	49,30	12,72	15,32	2,19	5,61	10,02	2,22	0,89	0,30	0,18	1,00	99,78
EA1081	300514	7152080	50,04	11,68	18,11	3,54	2,91	5,42	2,60	3,50	0,37	0,24	1,30	99,72
EA1082	295989	7108780	50,34	10,21	18,14	3,47	4,48	7,16	2,40	1,41	0,33	0,18	1,60	99,72
EA1083	293262	7078493	53,18	11,38	16,72	2,76	3,13	6,07	2,50	2,37	0,43	0,13	1,70	99,68
EA1084	264090	7102597	50,48	12,29	16,82	2,28	4,93	9,20	2,34	1,12	0,28	0,21	0,60	99,77
EA1085	267774	7103977	50,94	11,47	17,69	3,14	3,36	7,46	2,51	1,65	0,43	0,18	0,90	99,74
EA1086	240795	7199451	50,65	11,34	17,08	2,66	4,41	7,30	2,78	2,21	0,29	0,19	0,90	99,82
EA1088	373584	7149178	46,29	12,74	14,26	2,46	5,74	8,09	4,67	0,79	0,25	0,18	4,4	100,01
EA1091	348604	7138898	49,18	13,14	14,02	2,46	5,74	9,67	2,56	1,14	0,24	0,19	1,4	99,87
EA1154	356419	7171203	49,1	13,16	14,23	2,42	5,67	9,97	2,41	1,03	0,25	0,2	1,3	99,87
EA1162	371286	7212912	48,91	12,96	14,31	2,47	5,61	9,03	3,08	0,92	0,24	0,2	2	99,87

EA1164A	314951	7221665	50,29	12,47	16,67	2,34	5,10	9,05	2,32	1,08	0,30	0,22	0,50	99,76
EA1164B	343137	7200404	50,40	11,32	18,65	3,09	3,29	7,47	2,51	1,47	0,43	0,17	0,90	99,71
EA1180	354362	7213730	48,5	11,91	16,99	2,41	4,6	9,75	2,42	0,61	0,23	0,21	2,1	99,87
EA1251	387919	7151893	49,5	13,57	13,83	2,06	5,79	9,91	2,23	0,77	0,2	0,2	1,7	99,87
EA1254	387967	7148590	48,28	12,44	15,80	3,5	4,38	7,61	2,11	1,83	0,38	0,22	3,3	100
EA1257	445628	7179850	47,66	12,14	15,26	3,14	5,54	9,2	2,16	0,88	0,34	0,23	3,3	100,01
EA1261	425609	7158543	49,96	12,93	14,18	2,43	5,49	9,23	2,28	1,34	0,28	0,15	1,6	99,99
EA1262	414197	7154625	50,53	12,42	15,02	3,48	4	8,14	2,86	0,89	0,49	0,2	1,8	100,01
EA1272	441461	7134411	50,32	12,48	15,15	3,45	4,13	8,08	2,61	1,59	0,49	0,25	1,3	100,01
EA1279	452637	7151828	48,82	13,2	14,34	2,53	5,57	9,56	2,29	0,95	0,28	0,21	2	99,87
EA1286	455437	7165914	49,94	14,39	12,54	1,25	6,59	10,66	2,4	0,72	0,14	0,19	1	99,91
EA1301B	464438	7214673	49,63	13,01	14,25	2,51	5,56	9,4	2,34	1,4	0,25	0,16	1,4	100,04
EA1331	441910	7212129	50,65	12,02	14,69	3,38	3,02	6,53	2,61	2,21	0,14	0,18	3	99,91
EA1342	431600	7194803	53,08	11,92	14,62	3,37	2,66	6,08	2,63	2,21	0,09	0,2	1,5	99,91
EA1345	425776	7201718	49,25	15,24	11,28	0,94	7,3	11,62	2,24	0,59	0,11	0,17	1,1	99,93
EA1346	418203	7202621	50,1	14,77	12,05	1,1	7,23	11,07	2,27	0,62	0,13	0,19	0,3	99,91
EA1348	334762	7207771	50,10	13,39	14,70	1,88	5,31	9,97	2,56	1,08	0,22	0,17	0,50	99,91
EA1376	435071	7206049	49,88	13,51	14,59	1,52	5,87	10,32	2,46	0,5	0,17	0,24	0,9	100,04
EA1378	430767	7210198	53,78	12,72	14,59	1,88	3,51	7,26	2,6	1,69	0,28	0,23	1,4	100,03
EA1403	487474	7128933	49,07	12,49	15,82	3,83	3,95	8,09	2,58	1,33	0,65	0,21	1,7	99,88
EA1410	474103	7134264	47,95	12,97	15,84	3,19	5,09	8,99	2,37	1,03	0,35	0,24	1,7	99,87
EA1413	334192	7208090	48,42	13,49	13,49	1,92	6,85	10,44	2,26	1,01	0,21	0,16	1,50	99,78
EA1434A	337847	7204144	49,01	13,21	14,50	1,84	6,45	9,84	2,25	0,93	0,21	0,20	1,30	99,77
EA1434C	465885	7156369	49,03	13,32	14,84	2,01	5,71	9,85	2,32	0,64	0,24	0,22	1,6	99,9
EA1434D	330367	7215532	48,54	13,39	13,61	1,95	6,77	10,70	2,15	0,90	0,19	0,17	1,50	99,91
EA1448	466404	7155867	51,6	14,24	13,66	1,48	5,01	7,98	2,55	1,54	0,19	0,2	1,5	100,04
EA1449	463609	7157030	50,74	13,73	13,17	1,33	5,46	9,07	2,33	0,91	0,21	0,19	2,7	99,93
SG001	328094	7218144	48,39	12,93	15,12	2,08	5,86	9,68	2,47	1,13	0,22	0,21	1,80	99,92
SG002	267497	7189356	51,28	12,92	14,91	2,21	4,91	8,59	2,58	1,23	0,25	0,24	0,89	100,01
SG003	268485	7189267	50,51	13,87	12,53	1,70	6,43	10,69	2,37	0,87	0,18	0,18	1,06	100,37
SG004	269965	7189469	51,26	12,97	14,75	2,10	5,04	9,23	2,55	1,10	0,26	0,21	0,81	100,28
SG005	284975	7189555	51,55	11,93	14,85	2,09	4,93	7,89	2,90	1,80	0,25	0,18	1,86	100,22

SG006	286848	7189733	48,82	13,10	14,70	2,29	5,67	9,72	2,42	1,13	0,28	0,19	2,07	100,39
SG007	237951	7216704	49,11	11,43	17,41	1,69	3,38	9,59	2,19	1,10	0,20	0,17	1,50	99,81
SG008	288047	7188941	49,85	13,15	14,60	2,32	5,59	9,90	2,44	1,04	0,31	0,21	0,95	100,35
SG009	296134	7188609	49,72	13,12	14,98	2,11	5,61	9,98	2,46	1,12	0,25	0,21	0,92	100,47
SG010	240537	7198748	49,55	11,60	16,88	2,30	5,38	8,53	2,47	1,00	0,31	0,18	1,70	99,93
SG011	304630	7186843	48,82	11,69	15,68	2,66	6,75	9,30	2,31	1,19	0,32	0,22	1,17	100,12
SG012	251820	7183293	49,64	13,05	14,57	1,83	5,67	9,93	2,18	0,94	0,25	0,21	1,60	99,90
SG013	294146	7190689	50,72	12,69	15,73	2,38	4,95	8,95	2,57	1,06	0,28	0,23	0,96	100,52
SG014	390324	7189619	48,74	12,12	14,89	2,74	5,87	9,60	2,18	1,16	0,36	0,19	2,00	99,87
SG015	359631	7190069	48,43	11,97	15,71	2,72	6,10	9,39	2,19	1,16	0,38	0,20	1,60	99,87
SG016	351191	7194891	48,90	13,29	14,82	2,30	5,51	10,03	2,40	0,48	0,33	0,20	1,60	99,89
SG017	294276	7192595	49,19	13,29	13,99	4,29	4,38	8,00	2,72	1,57	0,5	0,19	1,7	100,05
SG018	316433	7221224	49,12	12,77	15,45	2,11	5,98	9,66	2,23	1,13	0,26	0,19	1,00	99,93
SG019	338371	7204011	50,45	12,49	15,63	3,23	4,10	8,05	2,50	1,57	0,51	0,17	1,10	99,82
SG020	298046	7191173	51,59	13,41	14,13	1,72	4,63	8,64	2,49	1,13	0,24	0,21	1,7	100,04
SG021	282468	7213927	49,60	11,35	17,29	2,67	4,12	8,36	2,47	1,53	0,59	0,20	1,50	99,70
SG022	282526	7206223	49,77	12,40	15,24	3,54	4,11	8,46	2,47	1,54	0,59	0,20	1,50	99,84
SG023	280082	7192296	49,83	12,31	15,60	3,15	4,15	8,27	2,44	1,13	0,52	0,21	2,20	99,83
SG024	242247	7225527	48,97	12,13	16,95	1,63	5,64	9,37	2,17	1,13	0,35	0,20	1,30	99,87
SG025	226573	7164760	50,42	12,50	15,84	2,21	5,08	9,29	2,42	1,10	0,28	0,21	0,40	99,76
SG026	217830	7226566	48,77	11,70	17,08	2,31	5,58	8,91	2,26	0,56	0,25	0,20	2,10	99,74
SG027	302719	7196775	49,55	11,41	16,86	1,26	4,63	9,31	2,2	0,37	0,13	0,18	2,9	99,9
SG028	244394	7146207	46,55	13,26	13,63	1,97	7,18	10,54	2,18	0,66	0,22	0,15	3,40	99,78
SG029	260307	7186948	50,28	13,32	14,10	2,15	5,67	9,95	2,52	1,02	0,24	0,20	1,06	100,5
SG030	266535	7149846	49,84	11,95	15,55	3,87	4,33	8,19	2,41	1,80	0,57	0,19	1,00	99,71
SG031	305199	7194683	48,56	11,45	17,52	1,39	5,34	10,34	2,31	0,46	0,18	0,21	2,2	100,05
SG032	291358	7123498	49,33	11,01	16,98	2,21	5,83	9,99	2,29	1,00	0,29	0,20	0,60	99,76
SG033	313354	7196348	51,29	11,49	17,45	1,31	4,78	8,90	2,62	1,16	0,28	0,20	0,52	100,01
SG034	286430	7140172	49,54	11,92	17,06	2,06	4,91	10,52	2,25	1,05	0,25	0,18	1,00	99,77
SG035	317437	7194865	49,41	11,41	16,95	1,98	5,24	10,25	2,39	0,99	0,24	0,19	1,24	100,29
SG036	319731	7186560	49,36	12,29	15,26	3,70	4,29	8,39	2,64	1,61	0,55	0,24	1,87	100,19
SG037	336331	7197245	49,05	13,31	13,40	1,92	6,21	10,50	2,37	0,73	0,20	0,19	0,99	98,88

SG038	337710	7197841	50,03	13,25	14,27	2,18	5,68	10,04	2,49	1,05	0,25	0,20	1,03	100,46
SG039	339973	7199966	50,05	13,29	14,20	2,14	5,84	10,01	2,45	0,98	0,24	0,20	1,05	100,45
SG040	294188	7149482	49,24	12,19	16,81	2,14	5,00	10,34	2,30	0,85	0,25	0,19	0,40	99,74
SG041	339651	7200434	49,95	13,33	13,87	2,11	5,62	10,04	2,49	1,04	0,24	0,21	1,31	100,21
SG042	308798	7222781	49,53	13,05	14,44	2,17	5,88	10,02	2,28	0,98	0,25	0,17	1,10	99,89
SG043	301296	7149746	48,92	12,78	15,12	2,44	5,53	9,81	2,25	1,23	0,27	0,16	1,20	99,74
SG044	314994	7221639	50,76	13,16	13,62	2,15	5,45	10,16	2,27	0,94	0,24	0,18	0,80	99,76
SG045	286923	7221844	48,90	13,08	14,48	2,18	5,55	10,12	2,19	0,76	0,30	0,20	2,10	99,90
SG046	263378	7189178	50,23	13,37	14,19	2,13	5,91	10,06	2,49	0,98	0,23	0,20	0,64	100,45
SG047	266933	7189518	51,30	11,99	15,92	2,84	3,38	5,78	2,77	3,24	0,42	0,17	1,69	99,5
SG048	267545	7189341	49,73	13,32	13,95	1,81	5,98	10,18	2,34	0,80	0,21	0,19	1,63	100,12
SG049	268493	7189265	54,24	10,36	15,40	3,05	3,61	6,99	2,73	1,99	0,37	0,34	1,20	100,28
SG050	269292	7189492	49,93	13,21	14,14	2,13	5,81	10,19	2,45	0,98	0,24	0,21	0,82	100,1
SG051	270516	7199250	50,73	12,64	15,01	2,30	4,82	8,78	2,56	1,33	0,27	0,21	0,50	99,15
SG054	270899	7189016	51,43	12,49	15,33	2,24	4,88	8,75	2,61	1,30	0,27	0,22	0,71	100,24
SG056	271878	7188663	49,78	12,90	13,73	2,04	5,72	10,34	2,12	1,35	0,23	0,17	1,50	99,91
SG057	273359	7198824	49,88	13,19	14,30	1,83	5,96	10,25	2,16	0,78	0,24	0,18	1,10	99,91
SG058	252860	7195594	49,43	13,55	12,91	1,59	6,91	11,16	2,28	0,72	0,19	0,16	1,00	99,95
SG061	249786	7217417	48,81	13,05	14,26	2,01	6,07	9,97	2,18	0,82	0,23	0,17	2,30	99,90
SG065	295357	7221740	49,25	11,40	17,39	1,67	5,67	9,66	2,18	0,78	0,21	0,17	1,50	99,92
SG067	222384	7220381	48,55	12,98	14,67	2,23	5,70	9,92	2,26	1,22	0,28	0,18	1,90	99,91
SG070	297606	7174909	48,42	13,02	14,68	2,09	6,30	10,29	2,26	0,85	0,23	0,19	1,40	99,76
SG071	202663	7207883	48,83	12,83	15,05	2,23	5,61	10,00	2,22	1,08	0,27	0,19	1,40	99,74
SG073	292197	7082130	48,78	13,56	13,46	1,74	6,87	10,97	2,21	0,77	0,21	0,18	1,00	99,78
SG074	200502	7204901	48,86	13,18	14,79	2,28	5,43	10,05	2,29	0,74	0,34	0,20	1,70	99,88
SG076	268600	7094296	49,43	13,20	14,52	1,95	6,17	10,02	2,29	0,94	0,23	0,18	0,80	99,75
SG077	245408	7089804	48,78	13,01	14,51	2,02	6,13	10,14	2,18	0,75	0,23	0,19	1,80	99,77
SG078	281382	7130750	49,15	11,76	16,77	2,36	5,71	9,13	2,21	1,01	0,33	0,20	1,10	99,76
SG079	276123	7132024	49,62	11,26	16,69	3,28	4,11	8,50	2,67	0,99	0,51	0,21	1,80	99,66
SG080	267345	7159022	49,47	12,69	14,89	3,05	4,48	9,13	2,37	1,36	0,38	0,16	1,70	99,69
SG081	270102	7163016	48,99	11,16	17,45	3,25	4,20	8,86	2,51	0,88	0,49	0,20	1,70	99,71
SG082	249187	7172364	49,55	12,43	15,63	3,30	4,15	8,64	2,59	1,20	0,50	0,19	1,50	99,70

SG083	295520	7104619	49,10	13,27	13,49	1,90	6,57	10,97	2,10	0,69	0,24	0,18	1,20	99,75
SG084	287158	7097835	50,27	12,69	15,79	2,31	4,92	9,17	2,33	1,01	0,26	0,19	0,80	99,76
SG085	272354	7095351	50,54	12,48	15,93	2,38	4,80	8,88	2,43	1,21	0,29	0,20	0,60	99,77
SG086	265910	7097042	50,38	12,98	15,27	2,08	5,46	9,67	2,35	0,91	0,24	0,21	0,20	99,78
SG087	237825	7211272	49,10	13,24	14,90	2,29	5,92	9,51	2,26	1,03	0,32	0,20	1,10	99,89
SG089	241024	7199936	49,91	13,16	14,76	2,33	5,70	9,78	2,28	1,07	0,34	0,19	0,20	99,75
SG092	370177	7219619	49,28	13,12	13,84	2,39	5,79	9,92	2,42	1,04	0,25	0,2	1,5	99,89
SG094	370177	7219619	49,6	13,33	14,20	2,02	5,86	9,7	2,46	1,03	0,22	0,2	1,1	99,86
SG097	338554	7198947	49,21	13,04	14,78	2,07	6,00	10,49	2,20	0,86	0,26	0,20	0,60	99,75
SG098	332677	7195163	49,21	13,20	14,34	1,97	5,97	10,34	2,25	0,91	0,26	0,20	1,10	99,78
SG099	329270	7193407	49,12	12,96	15,37	2,28	5,24	10,09	2,28	1,12	0,30	0,18	0,80	99,76
SG102	328399	7192093	48,73	13,37	14,28	1,93	6,08	10,06	2,38	1,09	0,23	0,18	1,40	99,77
SG103	318635	7188119	48,58	12,94	14,69	2,17	5,91	9,75	2,11	0,38	0,25	0,20	2,90	99,90
SG108	304824	7186582	50,81	12,60	16,73	2,32	4,80	8,98	2,42	1,14	0,27	0,22	0,30	99,92
SG110	294190	7188985	50,21	12,60	15,97	2,34	4,79	8,93	2,47	1,19	0,27	0,21	0,90	99,90
SG111	288769	7189226	48,90	12,87	16,81	2,32	5,42	9,17	2,22	0,90	0,26	0,21	1,50	99,90
SG114	274823	7189552	48,55	12,31	15,87	2,98	5,55	9,08	2,29	1,25	0,35	0,20	1,40	99,86
SG117	248344	7189313	45,75	12,65	15,86	3,32	5,69	8,11	2,45	1,30	0,44	0,25	4,00	99,84
SG118	249191	7187302	49,90	12,88	15,41	2,16	5,24	9,20	2,31	1,14	0,25	0,20	1,20	99,91
SG120	251178	7187112	49,38	13,01	14,94	2,23	5,80	9,77	2,20	0,98	0,27	0,18	1,10	99,89
SG121	253486	7184773	48,60	13,04	14,98	2,28	5,35	10,16	2,32	0,54	0,32	0,18	2,10	99,90
SG123	255804	7184744	49,43	13,15	14,75	1,85	5,51	9,83	2,14	0,86	0,22	0,17	2,00	99,94
SG124	258559	7187069	48,64	13,08	14,72	2,28	5,56	9,95	2,32	0,60	0,33	0,19	2,20	99,90
SG125	259717	7187131	49,36	13,20	14,51	2,36	5,77	9,85	2,27	1,02	0,30	0,20	1,00	99,88

Project: 12-06-2007

ANEXO 3
IMAGENS E LAUDOS DE MEV-EDS

OL 2084

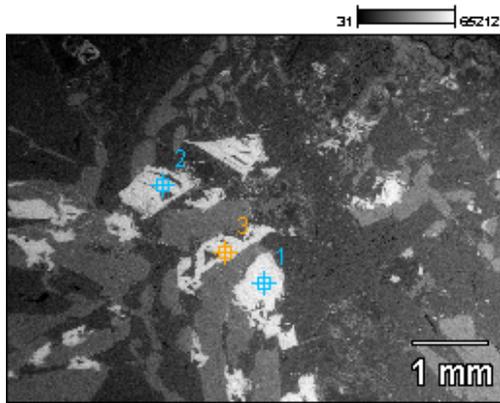


Image Name: OL 2084

Accelerating Voltage: 15.0 kV

Magnification: 18

Net Counts

	C	O	Na	Mg	Al	Si	Ca	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Ni	Cu	Ru	Rh	Pd	Os	Ir	Pt	Au
OL 2084_pt1	1935	9760	598	499	2211	5925	550	7383	314	0	0	12725	40	15	99	141	33	112	142	99	54
OL 2084_pt2	2470	13088	722	773	3460	9340	1451	10292	0	0	0	17014	43	0	337	172	245	0	0	0	0
OL 2084_pt3	1832	12293	599	1081	2484	8316	1146	8367	472	26	352	14169	0	80	267	147	0	91	62	32	0

Net Counts Error

	C	O	Na	Mg	Al	Si	Ca	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Ni	Cu	Ru	Rh	Pd	Os	Ir	Pt	Au
OL 2084_pt1	+255	+138	+93	+76	+85	+164	+78	+177	+36	+232	+48	+49	+191	+222	+18	+73	+69	+68	+61		
OL 2084_pt2	+268	+132	+80	+85	+97	+191	+169	+207	+81	+142	+260	+55	+0	+206	+240	+19	+30	+30	+27	+25	
OL 2084_pt3	+258	+137	+76	+86	+158	+184	+83	+191	+78	+64	+74	+246	+26	+52	+183	+186	+87	+76	+73	+72	+24

Weight %

	C	O	Na	Mg	Al	Si	Ca	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Ni	Cu	Ru	Rh	Pd	Os	Ir	Pt	Au
OL 2084_pt1	7.59	33.24	0.78	0.43	1.45	3.27	0.50	9.57	0.00	0.00	0.00	32.66	0.16	0.08	0.12	0.17	0.04	2.07	3.10	2.72	1.94
OL 2084_pt2	7.87	35.31	0.75	0.55	1.88	4.40	1.04	10.74	0.39	0.00	0.00	36.15	0.14	0.00	0.32	0.16	0.25	0.00	0.00	0.00	0.00
OL 2084_pt3	6.56	36.37	0.77	0.84	1.49	4.37	0.92	9.74	0.66	0.01	0.74	33.21	0.00	0.40	0.29	0.16	0.00	1.56	1.75	0.80	0.00

Weight % Error

	C	O	Na	Mg	Al	Si	Ca	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Ni	Cu	Ru	Rh	Pd	Os	Ir	Pt	Au
OL 2084_pt1	+1.00	+0.47	+0.12	+0.06	+0.06	+0.09	+0.07	+0.21	+0.00	+0.00	+0.00	+0.19	+0.26	+0.23	+0.27	+0.24	+0.35	+0.31	+0.87	+2.20	
OL 2084_pt2	+0.85	+0.41	+0.09	+0.08	+0.05	+0.09	+0.12	+0.22	+0.10	+0.00	+0.00	+0.55	+0.18	+0.00	+0.20	+0.21	+0.20	+0.00	+0.00	+0.00	+0.00
OL 2084_pt3	+0.92	+0.40	+0.09	+0.07	+0.09	+0.10	+0.07	+0.22	+0.11	+0.09	+0.16	+0.58	+0.00	+0.26	+0.20	+0.20	+0.00	+0.30	+0.47	+0.80	+0.00

Atom %

	C	O	Na	Mg	Al	Si	Ca	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Ni	Cu	Ru	Rh	Pd	Os	Ir	Pt	Au
OL 2084_pt1	16.67	54.82	0.85	0.46	1.41	3.17	0.33	5.27	0.19	0.00	0.00	15.43	0.07	0.03	0.03	0.04	0.01	0.29	0.43	0.37	0.26
OL 2084_pt2	16.14	54.35	0.85	0.56	1.71	3.86	0.64	5.52	0.33	0.00	0.00	15.94	0.06	0.00	0.08	0.04	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00
OL 2084_pt3	13.76	57.20	0.75	0.87	1.39	3.87	0.58	5.13	0.33	0.02	0.34	14.99	0.00	0.16	0.07	0.04	0.00	0.21	0.16	0.10	0.00

Atom % Error

	C	O	Na	Mg	Al	Si	Ca	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Ni	Cu	Ru	Rh	Pd	Os	Ir	Pt	Au
OL 2084_pt1	+2.20	+0.77	+0.14	+0.07	+0.05	+0.09	+0.05	+0.13	+0.00	+0.28	+0.09	+0.11	+0.06	+0.07	+0.07	+0.06	+0.19	+0.21	+0.25	+0.29	
OL 2084_pt2	+1.75	+0.63	+0.09	+0.05	+0.08	+0.07	+0.11	+0.05	+0.00	+0.24	+0.08	+0.00	+0.00	+0.05	+0.05	+0.05	+0.00	+0.00	+0.00	+0.00	+0.00
OL 2084_pt3	+1.94	+0.64	+0.10	+0.07	+0.09	+0.04	+0.12	+0.05	+0.04	+0.07	+0.26	+0.00	+0.10	+0.05	+0.05	+0.00	+0.17	+0.19	+0.23	+0.00	

Standard Name

	C	O	Na	Mg	Al	Si	Ca	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Ni	Cu	Ru	Rh	Pd	Os	Ir	Pt	Au
OL 2084_pt1																					
OL 2084_pt2																					
OL 2084_pt3																					

OL 2084

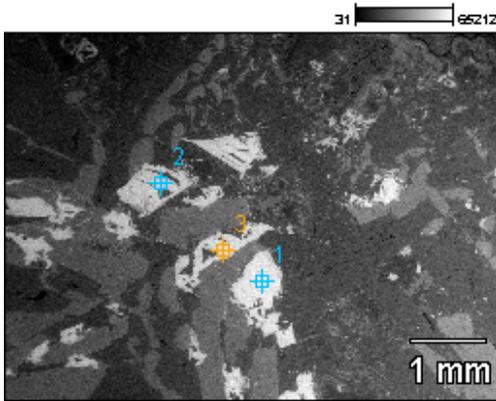


Image Name: OL 2084

Accelerating Voltage: 15.0 kV

Magnification: 18

Net Counts

	C	O	Na	Mg	Al	Si	Ca	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Ni	Cu	Ru	Rh	Pd	Os	Ir	Pt	Au
OL 2084_pt1	1935	9780	598	499	2211	5925	550	7385				12725	40	15	99	141	33	112	142	99	54
OL 2084_pt2	2470	13088	722	778	3460	9340	1451	10292	314	0		17014	43	0	337	172	245	0	0	0	0
OL 2084_pt3	1832	12293	599	1081	2484	8316	1146	8367	472	26	382	14169	0	80	267	147	0	91	62	32	0

Net Counts Error

	C	O	Na	Mg	Al	Si	Ca	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Ni	Cu	Ru	Rh	Pd	Os	Ir	Pt	Au
OL 2084_pt1	±255	±138	±93	±76	±85	±164	±78	±177		±36		±232	±48	±49	±191	±222	±18	±73	±69	±68	±61
OL 2084_pt2	±268	±152	±80	±85	±97	±191	±169	±207	±81	±42		±260	±55	±0	±206	±240	±19	±30	±30	±27	±25
OL 2084_pt3	±258	±137	±76	±86	±155	±184	±83	±101	±78	±61	±71	±216	±76	±53	±183	±186	±87	±56	±73	±73	±74

Weight %

	C	O	Na	Mg	Al	Si	Ca	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Ni	Cu	Ru	Rh	Pd	Os	Ir	Pt	Au
OL 2084_pt1	7.59	33.24	0.78	0.43	1.45	3.37	0.50	9.57		0.00		32.66	0.16	0.08	0.12	0.17	0.04	2.07	3.10	2.72	1.94
OL 2084_pt2	7.87	35.31	0.75	0.55	1.88	4.40	1.04	10.74	0.39	0.00		36.15	0.14	0.00	0.32	0.16	0.25	0.00	0.00	0.00	0.00
OL 2084_pt3	6.56	26.23	0.72	0.84	1.49	4.32	0.92	9.74	0.66	0.01	0.74	33.71	0.00	0.40	0.20	0.16	0.00	1.56	1.75	0.80	0.00

Weight % Error

	C	O	Na	Mg	Al	Si	Ca	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Ni	Cu	Ru	Rh	Pd	Os	Ir	Pt	Au
OL 2084_pt1	±1.00	±0.47	±0.12	±0.06	±0.09	±0.07	±0.23	±0.50		±0.00		±4.00	±0.19	±0.20	±0.23	±0.21	±0.24	±1.33	±0.21	±1.87	±2.20
OL 2084_pt2	±0.85	±0.41	±0.09	±0.06	±0.05	±0.09	±0.12	±0.30	±0.00			±0.55	±0.18	±0.00	±0.20	±0.23	±0.20	±0.00	±0.00	±0.00	±0.00
OL 2084_pt3	±0.92	±0.40	±0.09	±0.07	±0.09	±0.10	±0.07	±0.32	±0.11	±0.00	±0.06	±3.55	±0.07	±0.20	±0.20	±0.01	±0.20	±0.47	±1.80	±0.00	

Atom %

	C	O	Na	Mg	Al	Si	Ca	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Ni	Cu	Ru	Rh	Pd	Os	Ir	Pt	Au
OL 2084_pt1	16.67	54.82	0.89	0.46	1.41	3.17	0.33	5.27		0.00		15.43	0.07	0.03	0.03	0.04	0.01	0.29	0.43	0.37	0.26
OL 2084_pt2	16.14	54.35	0.85	0.56	1.71	3.86	0.64	5.52	0.19	0.00		15.94	0.06	0.00	0.08	0.04	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00
OL 2084_pt3	13.76	52.20	0.76	0.87	1.39	3.87	0.55	5.13	0.33	0.02	0.34	14.99	0.00	0.16	0.07	0.01	0.00	0.21	0.16	0.10	0.00

Atom % Error

	C	O	Na	Mg	Al	Si	Ca	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Ni	Cu	Ru	Rh	Pd	Os	Ir	Pt	Au
OL 2084_pt1	±2.20	±0.77	±0.14	±0.07	±0.05	±0.09	±0.05	±0.13	±0.00			±4.28	±0.09	±0.11	±0.06	±0.07	±0.06	±0.19	±0.21	±0.25	±0.27
OL 2084_pt2	±1.75	±0.63	±0.09	±0.06	±0.05	±0.08	±0.07	±0.11	±0.05	±0.00		±0.24	±0.08	±0.00	±0.05	±0.05	±0.05	±0.00	±0.00	±0.00	±0.00
OL 2084_pt3	±1.94	±0.64	±0.10	±0.07	±0.09	±0.09	±0.04	±0.12	±0.05	±0.04	±0.07	±0.26	±0.00	±0.10	±0.05	±0.05	±0.00	±0.17	±0.19	±0.23	±0.00

Standard Name

	C	O	Na	Mg	Al	Si	Ca	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Ni	Cu	Ru	Rh	Pd	Os	Ir	Pt	Au
OL 2084_pt1																					
OL 2084_pt2																					
OL 2084_pt3																					

Project: 12-06-2007

OL 2084(1)

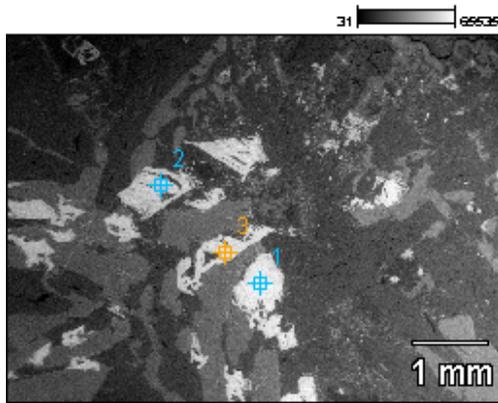


Image Name: OL 2084(1)

Accelerating Voltage: 15.0 kV

Magnification: 18

Net Counts

	F	Mg	S	Ti	V	Cr	Ni	Cu	Ru	Rh	Pd	Os	Ir	Pt	Au
OL 2084(1)_pt1	2409	661	430	7709	304	10	156	79	258	154	25	70	75	1	0
OL 2084(1)_pt2	3052	986	638	10604	509	52	159	0	0	37	90	43	9	30	141
OL 2084(1)_pt3	2389	1296	49	8656	331	45	187	98	535	0	0	34	0	53	24

Net Counts Error

	F	Mg	S	Ti	V	Cr	Ni	Cu	Ru	Rh	Pd	Os	Ir	Pt	Au
OL 2084(1)_pt1	+/-177	+/-73	+/-124	+/-183	+/-74	+/-61	+/-50	+/-50	+/-205	+/-232	+/-186	+/-74	+/-71	+/-70	+/-21
OL 2084(1)_pt2	+/-194	+/-82	+/-128	+/-209	+/-83	+/-67	+/-56	+/-0	+/-88	+/-194	+/-184	+/-78	+/-74	+/-74	+/-68
OL 2084(1)_pt3	+/-216	+/-79	+/-88	+/-192	+/-76	+/-64	+/-54	+/-52	+/-162	+/-92	+/-85	+/-75	+/-26	+/-72	+/-65

Weight %

	F	Mg	S	Ti	V	Cr	Ni	Cu	Ru	Rh	Pd	Os	Ir	Pt	Au
OL 2084(1)_pt1	35.69	2.21	1.12	40.84	1.97	0.07	2.46	1.70	1.25	0.73	0.13	5.15	6.53	0.15	0.00
OL 2084(1)_pt2	32.93	2.28	1.23	39.86	2.33	0.27	1.75	0.00	0.00	0.13	0.34	2.17	0.55	2.26	13.90
OL 2084(1)_pt3	33.49	4.01	0.12	42.32	1.98	0.30	2.72	1.94	2.36	0.00	0.00	2.30	0.12	5.37	3.09

Weight % Error

	F	Mg	S	Ti	V	Cr	Ni	Cu	Ru	Rh	Pd	Os	Ir	Pt	Au
OL 2084(1)_pt1	+/-2.62	+/-0.24	+/-0.32	+/-0.97	+/-0.48	+/-0.45	+/-0.79	+/-1.08	+/-1.00	+/-1.10	+/-0.97	+/-5.44	+/-6.18	+/-10.60	+/-0.00
OL 2084(1)_pt2	+/-2.09	+/-0.19	+/-0.25	+/-0.79	+/-0.38	+/-0.35	+/-0.62	+/-0.00	+/-0.00	+/-0.67	+/-0.70	+/-3.94	+/-4.54	+/-5.58	+/-6.70
OL 2084(1)_pt3	+/-3.03	+/-0.24	+/-0.21	+/-0.94	+/-0.45	+/-0.43	+/-0.78	+/-1.03	+/-0.71	+/-0.00	+/-0.00	+/-5.08	+/-0.27	+/-7.29	+/-8.37

Atom %

	F	Mg	S	Ti	V	Cr	Ni	Cu	Ru	Rh	Pd	Os	Ir	Pt	Au
OL 2084(1)_pt1	61.63	2.98	1.15	27.97	1.27	0.05	1.37	0.88	0.41	0.23	0.04	0.89	1.11	0.03	0.00
OL 2084(1)_pt2	60.20	3.26	1.33	28.90	1.59	0.18	1.04	0.00	0.00	0.04	0.11	0.40	0.10	0.40	2.45
OL 2084(1)_pt3	58.46	5.48	0.12	29.30	1.29	0.19	1.53	1.01	0.77	0.00	0.00	0.40	0.00	0.91	0.52

Atom % Error

	F	Mg	S	Ti	V	Cr	Ni	Cu	Ru	Rh	Pd	Os	Ir	Pt	Au
OL 2084(1)_pt1	+/-4.53	+/-0.33	+/-0.33	+/-0.66	+/-0.31	+/-0.28	+/-0.44	+/-0.56	+/-0.32	+/-0.35	+/-0.30	+/-0.94	+/-1.05	+/-1.78	+/-0.00
OL 2084(1)_pt2	+/-3.83	+/-0.27	+/-0.27	+/-0.57	+/-0.26	+/-0.23	+/-0.37	+/-0.00	+/-0.00	+/-0.22	+/-0.23	+/-0.72	+/-0.82	+/-0.99	+/-1.18
OL 2084(1)_pt3	+/-5.29	+/-0.33	+/-0.22	+/-0.65	+/-0.30	+/-0.28	+/-0.44	+/-0.54	+/-0.23	+/-0.00	+/-0.00	+/-0.89	+/-0.00	+/-1.24	+/-1.41

OL 2084(2)

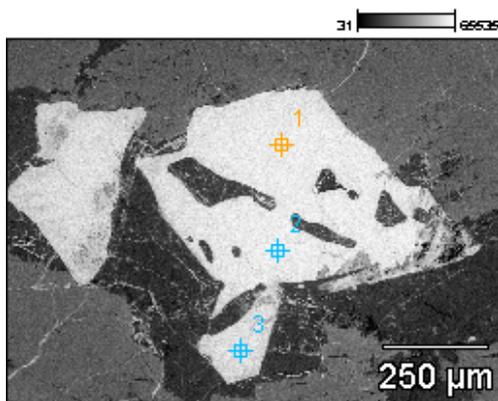


Image Name: OL 2084(2)

Accelerating Voltage: 15.0 kV

Magnification: 100

Net Counts

	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>V</i>	<i>Mn</i>	<i>Fe</i>
<i>OL 2084(2)_pt1</i>	5193	8931	539	600	2118	6625	934	5772		297	7722
<i>OL 2084(2)_pt2</i>	5770	8103	431	644	1923	6458	934	5591	304		8237
<i>OL 2084(2)_pt3</i>	5579	9416	732	852	2760	8221	995	5849			8446

Net Counts Error

	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>V</i>	<i>Mn</i>	<i>Fe</i>
<i>OL 2084(2)_pt1</i>	+/-136	+/-243	+/-75	+/-81	+/-146	+/-168	+/-77	+/-164		+/-70	+/-205
<i>OL 2084(2)_pt2</i>	+/-152	+/-813	+/-75	+/-77	+/-84	+/-164	+/-149	+/-166	+/-67		+/-208
<i>OL 2084(2)_pt3</i>	+/-164	+/-349	+/-142	+/-148	+/-167	+/-184	+/-149	+/-165			+/-208

Weight %

	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>V</i>	<i>Mn</i>	<i>Fe</i>
<i>OL 2084(2)_pt1</i>	20.35	37.67	0.75	0.56	1.54	4.29	0.98	8.85		0.83	24.16
<i>OL 2084(2)_pt2</i>	22.23	35.37	0.60	0.60	1.40	4.15	0.97	8.52	0.56		25.61
<i>OL 2084(2)_pt3</i>	20.88	36.91	0.94	0.73	1.86	4.93	0.97	8.32			24.47

Weight % Error

	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>V</i>	<i>Mn</i>	<i>Fe</i>
<i>OL 2084(2)_pt1</i>	+/-0.53	+/-1.03	+/-0.10	+/-0.08	+/-0.11	+/-0.11	+/-0.08	+/-0.25		+/-0.20	+/-0.64
<i>OL 2084(2)_pt2</i>	+/-0.59	+/-3.55	+/-0.10	+/-0.07	+/-0.06	+/-0.11	+/-0.16	+/-0.25	+/-0.12		+/-0.65
<i>OL 2084(2)_pt3</i>	+/-0.61	+/-1.37	+/-0.18	+/-0.13	+/-0.11	+/-0.11	+/-0.15	+/-0.23			+/-0.60

Atom %

	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>V</i>	<i>Mn</i>	<i>Fe</i>
<i>OL 2084(2)_pt1</i>	34.08	47.36	0.66	0.46	1.15	3.07	0.49	3.72		0.30	8.70
<i>OL 2084(2)_pt2</i>	37.14	44.36	0.52	0.49	1.04	2.97	0.49	3.57	0.22		9.20
<i>OL 2084(2)_pt3</i>	34.79	46.18	0.81	0.60	1.38	3.51	0.48	3.48			8.77

Atom % Error

	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>V</i>	<i>Mn</i>	<i>Fe</i>
<i>OL 2084(2)_pt1</i>	+/-0.89	+/-1.29	+/-0.09	+/-0.06	+/-0.08	+/-0.08	+/-0.04	+/-0.11		+/-0.07	+/-0.23
<i>OL 2084(2)_pt2</i>	+/-0.98	+/-4.45	+/-0.09	+/-0.06	+/-0.05	+/-0.08	+/-0.08	+/-0.11	+/-0.05		+/-0.23
<i>OL 2084(2)_pt3</i>	+/-1.02	+/-1.71	+/-0.16	+/-0.10	+/-0.08	+/-0.08	+/-0.07	+/-0.10			+/-0.22

OL 2084(3)

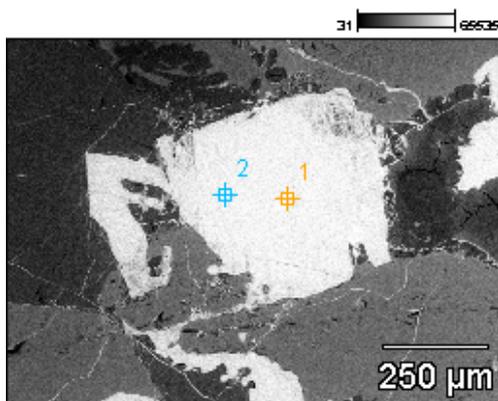


Image Name: OL 2084(3)

Accelerating Voltage: 15.0 kV

Magnification: 100

Net Counts

	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>
<i>OL 2084(3)_pt1</i>	5025	8506		687	1870	6368	914	5624	8449
<i>OL 2084(3)_pt2</i>	4969	9322	495	519	2236	6732	849	6429	9270

Net Counts Error

	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>
<i>OL 2084(3)_pt1</i>	+/-160	+/-336		+/-79	+/-143	+/-166	+/-149	+/-165	+/-208
<i>OL 2084(3)_pt2</i>	+/-163	+/-344	+/-75	+/-81	+/-149	+/-171	+/-77	+/-169	+/-143

Weight %

	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>
<i>OL 2084(3)_pt1</i>	20.19	36.66		0.66	1.41	4.24	0.98	8.81	27.05
<i>OL 2084(3)_pt2</i>	18.80	36.73	0.67	0.47	1.57	4.17	0.81	9.32	27.46

Weight % Error

	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>
<i>OL 2084(3)_pt1</i>	+/-0.64	+/-1.45		+/-0.08	+/-0.11	+/-0.11	+/-0.16	+/-0.26	+/-0.67
<i>OL 2084(3)_pt2</i>	+/-0.62	+/-1.36	+/-0.10	+/-0.07	+/-0.10	+/-0.11	+/-0.07	+/-0.25	+/-0.42

Atom %

	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>
<i>OL 2084(3)_pt1</i>	34.34	46.80		0.55	1.06	3.09	0.50	3.76	9.90
<i>OL 2084(3)_pt2</i>	32.46	47.60	0.61	0.40	1.20	3.08	0.42	4.04	10.20

Atom % Error

	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>
<i>OL 2084(3)_pt1</i>	+/-1.09	+/-1.85		+/-0.06	+/-0.08	+/-0.08	+/-0.08	+/-0.11	+/-0.24
<i>OL 2084(3)_pt2</i>	+/-1.06	+/-1.76	+/-0.09	+/-0.06	+/-0.08	+/-0.08	+/-0.04	+/-0.11	+/-0.16

OL 2084(3)

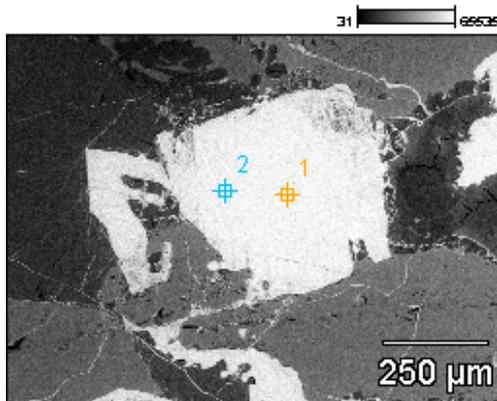


Image Name: OL 2084(3)

Accelerating Voltage: 15.0 kV

Magnification: 100

Net Counts

	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>
<i>OL 2084(3)_pt1</i>	5025	8506		687	1870	6368	914	5624	8449
<i>OL 2084(3)_pt2</i>	4969	9322	495	519	2236	6732	849	6429	9270

Net Counts Error

	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>
<i>OL 2084(3)_pt1</i>	+/-160	+/-336		+/-79	+/-143	+/-166	+/-149	+/-165	+/-208
<i>OL 2084(3)_pt2</i>	+/-163	+/-344	+/-75	+/-81	+/-149	+/-171	+/-77	+/-169	+/-143

Weight %

	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>
<i>OL 2084(3)_pt1</i>	20.19	36.66		0.66	1.41	4.24	0.98	8.81	27.05
<i>OL 2084(3)_pt2</i>	18.80	36.73	0.67	0.47	1.57	4.17	0.81	9.32	27.46

Weight % Error

	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>
<i>OL 2084(3)_pt1</i>	+/-0.64	+/-1.45		+/-0.08	+/-0.11	+/-0.11	+/-0.16	+/-0.26	+/-0.67
<i>OL 2084(3)_pt2</i>	+/-0.62	+/-1.36	+/-0.10	+/-0.07	+/-0.10	+/-0.11	+/-0.07	+/-0.25	+/-0.42

Atom %

	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>
<i>OL 2084(3)_pt1</i>	34.34	46.80		0.55	1.06	3.09	0.50	3.76	9.90
<i>OL 2084(3)_pt2</i>	32.46	47.60	0.61	0.40	1.20	3.08	0.42	4.04	10.20

Atom % Error

	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>
<i>OL 2084(3)_pt1</i>	+/-1.09	+/-1.85		+/-0.06	+/-0.08	+/-0.08	+/-0.08	+/-0.11	+/-0.24
<i>OL 2084(3)_pt2</i>	+/-1.06	+/-1.76	+/-0.09	+/-0.06	+/-0.08	+/-0.08	+/-0.04	+/-0.11	+/-0.16

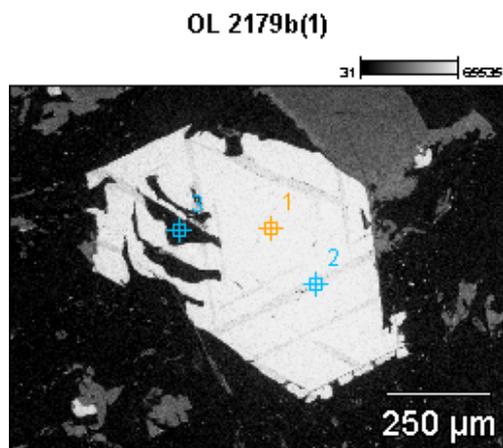


Image Name: OL 2179b(1)

Accelerating Voltage: 15.0 kV

Magnification: 100

Net Counts

	<i>C</i>	<i>N</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>K</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>
<i>OL 2179b(1)_pt1</i>	4428		9659	344	346	2489	6634		769	5233	9806
<i>OL 2179b(1)_pt2</i>	3702		7603	552	568	1956	6778	307	553	9267	7248
<i>OL 2179b(1)_pt3</i>	5720	1801	12919	2565		8518	35966	3042	918	1001	2044

Net Counts Error

	<i>C</i>	<i>N</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>K</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>
<i>OL 2179b(1)_pt1</i>	+/-153		+/-308	+/-72	+/-80	+/-148	+/-167		+/-75	+/-163	+/-222
<i>OL 2179b(1)_pt2</i>	+/-146		+/-285	+/-72	+/-79	+/-145	+/-170	+/-70	+/-74	+/-183	+/-129
<i>OL 2179b(1)_pt3</i>	+/-138	+/-162	+/-167	+/-111		+/-220	+/-294	+/-75	+/-62	+/-55	+/-78

Weight %

	<i>C</i>	<i>N</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>K</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>
<i>OL 2179b(1)_pt1</i>	17.60		37.03	0.49	0.32	1.81	4.27		0.79	7.79	29.90
<i>OL 2179b(1)_pt2</i>	15.83		36.67	0.82	0.56	1.52	4.65	0.31	0.61	15.07	23.95
<i>OL 2179b(1)_pt3</i>	17.79	13.11	41.80	1.81		3.53	14.06	1.97	0.66	1.05	4.23

Weight % Error

	<i>C</i>	<i>N</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>K</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>
<i>OL 2179b(1)_pt1</i>	+/-0.61		+/-1.18	+/-0.10	+/-0.07	+/-0.11	+/-0.11		+/-0.08	+/-0.24	+/-0.68
<i>OL 2179b(1)_pt2</i>	+/-0.62		+/-1.37	+/-0.11	+/-0.08	+/-0.11	+/-0.12	+/-0.07	+/-0.08	+/-0.30	+/-0.43
<i>OL 2179b(1)_pt3</i>	+/-0.43	+/-1.18	+/-0.54	+/-0.08		+/-0.09	+/-0.11	+/-0.05	+/-0.04	+/-0.06	+/-0.16

Atom %

	<i>C</i>	<i>N</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>K</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>
<i>OL 2179b(1)_pt1</i>	30.85		48.71	0.45	0.28	1.41	3.20		0.41	3.42	11.27
<i>OL 2179b(1)_pt2</i>	28.30		49.21	0.77	0.50	1.21	3.56	0.17	0.33	6.75	9.21
<i>OL 2179b(1)_pt3</i>	25.09	15.86	44.25	1.33		2.21	8.48	0.85	0.28	0.37	1.28

Atom % Error

	<i>C</i>	<i>N</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>K</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>
<i>OL 2179b(1)_pt1</i>	+/-1.07		+/-1.55	+/-0.09	+/-0.06	+/-0.08	+/-0.08		+/-0.04	+/-0.11	+/-0.26
<i>OL 2179b(1)_pt2</i>	+/-1.12		+/-1.84	+/-0.10	+/-0.07	+/-0.09	+/-0.09	+/-0.04	+/-0.04	+/-0.13	+/-0.16
<i>OL 2179b(1)_pt3</i>	+/-0.61	+/-1.43	+/-0.57	+/-0.06		+/-0.06	+/-0.07	+/-0.02	+/-0.02	+/-0.02	+/-0.05

OL 2155a

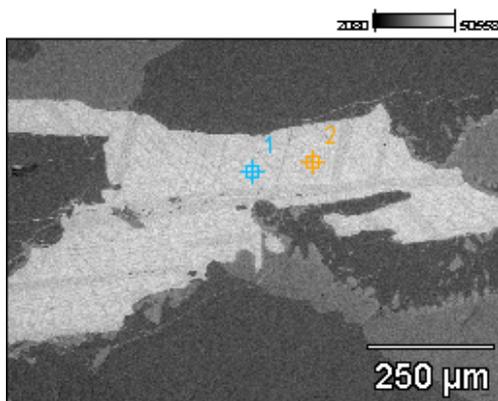


Image Name: OL 2155a

Accelerating Voltage: 15.0 kV

Magnification: 120

Net Counts

	C	O	F	Na	Mg	Al	Si	Ca	Ti	V	Fe
OL 2155a_pt1	3677	7254	262	349	728	2720	6894	1105	9600		7802
OL 2155a_pt2	4108	7835		471	649	2535	6930	1159	6156	239	8888

Net Counts Error

	C	O	F	Na	Mg	Al	Si	Ca	Ti	V	Fe
OL 2155a_pt1	+/-129	+/-119	+/-159	+/-68	+/-76	+/-146	+/-166	+/-136	+/-172		+/-182
OL 2155a_pt2	+/-137	+/-182		+/-76	+/-72	+/-84	+/-160	+/-136	+/-156	+/-61	+/-191

Weight %

	C	O	F	Na	Mg	Al	Si	Ca	Ti	V	Fe
OL 2155a_pt1	15.63	34.33	1.24	0.51	0.70	2.04	4.59	1.17	15.01		24.77
OL 2155a_pt2	17.69	34.60		0.70	0.64	1.93	4.68	1.25	9.66	0.45	28.41

Weight % Error

	C	O	F	Na	Mg	Al	Si	Ca	Ti	V	Fe
OL 2155a_pt1	+/-0.55	+/-0.56	+/-0.75	+/-0.10	+/-0.07	+/-0.11	+/-0.11	+/-0.14	+/-0.27		+/-0.58
OL 2155a_pt2	+/-0.59	+/-0.80		+/-0.11	+/-0.07	+/-0.06	+/-0.11	+/-0.15	+/-0.24	+/-0.12	+/-0.61

Atom %

	C	O	F	Na	Mg	Al	Si	Ca	Ti	V	Fe
OL 2155a_pt1	28.36	46.76	1.42	0.48	0.63	1.65	3.56	0.63	6.83		9.67
OL 2155a_pt2	31.47	46.20		0.65	0.56	1.53	3.56	0.66	4.31	0.19	10.87

Atom % Error

	C	O	F	Na	Mg	Al	Si	Ca	Ti	V	Fe
OL 2155a_pt1	+/-1.00	+/-0.77	+/-0.86	+/-0.09	+/-0.07	+/-0.09	+/-0.09	+/-0.08	+/-0.12		+/-0.23
OL 2155a_pt2	+/-1.05	+/-1.07		+/-0.10	+/-0.06	+/-0.05	+/-0.08	+/-0.08	+/-0.11	+/-0.05	+/-0.23

Project: 12-06-2007

OL 2155a(1)

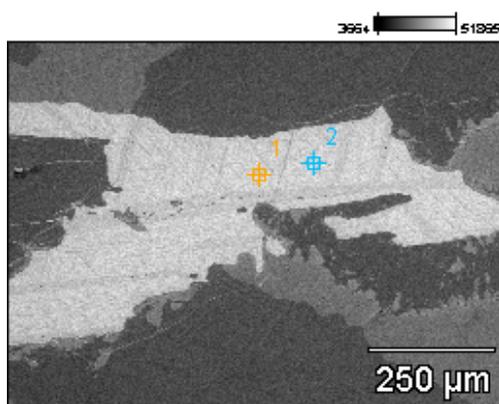


Image Name: OL 2155a(1)

Accelerating Voltage: 15.0 kV

Magnification: 120

Net Counts

	C	O	Na	Mg	Al	Si	Ca	Ti	Fe	Os	Ir	Pt	Au
OL 2155a(1)_pt1	4525	9058			2859	7144	1149	5354	10166	0	0	54	77
OL 2155a(1)_pt2	4545	9509	310	696	2968	7361	1129	4136	10120	0	0	64	38

Net Counts Error

	C	O	Na	Mg	Al	Si	Ca	Ti	Fe	Os	Ir	Pt	Au
OL 2155a(1)_pt1	+/-134	+/-261			+/-148	+/-204	+/-140	+/-153	+/-202	+/-24	+/-23	+/-59	+/-55
OL 2155a(1)_pt2	+/-143	+/-264	+/-69	+/-77	+/-148	+/-190	+/-138	+/-141	+/-203	+/-25	+/-24	+/-59	+/-54

Weight %

	C	O	Na	Mg	Al	Si	Ca	Ti	Fe	Os	Ir	Pt	Au
OL 2155a(1)_pt1	17.27	34.48			1.93	4.27	1.12	7.52	28.70	0.00	0.00	1.64	3.07
OL 2155a(1)_pt2	17.84	35.13	0.41	0.61	2.03	4.47	1.11	5.87	28.98	0.00	0.00	1.98	1.56

Weight % Error

	C	O	Na	Mg	Al	Si	Ca	Ti	Fe	Os	Ir	Pt	Au
OL 2155a(1)_pt1	+/-0.51	+/-0.99			+/-0.10	+/-0.12	+/-0.14	+/-0.22	+/-0.57	+/-0.00	+/-0.00	+/-1.79	+/-2.19
OL 2155a(1)_pt2	+/-0.56	+/-0.98	+/-0.09	+/-0.07	+/-0.10	+/-0.12	+/-0.14	+/-0.20	+/-0.58	+/-0.00	+/-0.00	+/-1.83	+/-2.21

Atom %

	C	O	Na	Mg	Al	Si	Ca	Ti	Fe	Os	Ir	Pt	Au
OL 2155a(1)_pt1	31.68	47.47			1.57	3.35	0.61	3.46	11.32	0.22	0.18	0.19	0.34
OL 2155a(1)_pt2	31.98	47.25	0.39	0.54	1.62	3.43	0.60	2.64	11.17	0.16	0.25	0.22	0.17

Atom % Error

	C	O	Na	Mg	Al	Si	Ca	Ti	Fe	Os	Ir	Pt	Au
OL 2155a(1)_pt1	+/-0.94	+/-1.37			+/-0.08	+/-0.10	+/-0.07	+/-0.10	+/-0.22	+/-0.00	+/-0.00	+/-0.20	+/-0.25
OL 2155a(1)_pt2	+/-1.01	+/-1.31	+/-0.09	+/-0.06	+/-0.08	+/-0.09	+/-0.07	+/-0.09	+/-0.22	+/-0.00	+/-0.00	+/-0.20	+/-0.24

OL 2155a(1)

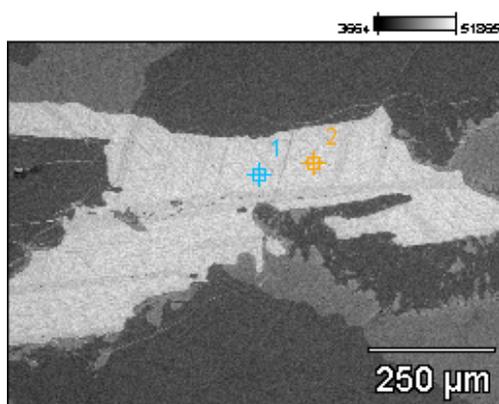


Image Name: OL 2155a(1)

Accelerating Voltage: 15.0 kV

Magnification: 120

Net Counts

	C	O	Na	Mg	Al	Si	Ca	Ti	Fe	Os	Ir	Pt	Au
OL 2155a(1)_pt1	4529	9058			2859	7144	1149	5354	10166	0	0	54	77
OL 2155a(1)_pt2	4545	9509	310	696	2968	7361	1129	4136	10120	0	0	64	38

Net Counts Error

	C	O	Na	Mg	Al	Si	Ca	Ti	Fe	Os	Ir	Pt	Au
OL 2155a(1)_pt1	+/-134	+/-261			+/-148	+/-204	+/-140	+/-153	+/-202	+/-24	+/-23	+/-59	+/-55
OL 2155a(1)_pt2	+/-143	+/-264	+/-69	+/-77	+/-148	+/-190	+/-138	+/-141	+/-203	+/-25	+/-24	+/-59	+/-54

Weight %

	C	O	Na	Mg	Al	Si	Ca	Ti	Fe	Os	Ir	Pt	Au
OL 2155a(1)_pt1	17.27	34.48			1.93	4.27	1.12	7.52	28.70	0.00	0.00	1.64	3.07
OL 2155a(1)_pt2	17.84	35.13	0.41	0.61	2.03	4.47	1.11	5.87	28.98	0.00	0.00	1.98	1.56

Weight % Error

	C	O	Na	Mg	Al	Si	Ca	Ti	Fe	Os	Ir	Pt	Au
OL 2155a(1)_pt1	+/-0.51	+/-0.99			+/-0.10	+/-0.12	+/-0.14	+/-0.21	+/-0.57	+/-0.00	+/-0.00	+/-1.79	+/-2.19
OL 2155a(1)_pt2	+/-0.56	+/-0.98	+/-0.09	+/-0.07	+/-0.10	+/-0.12	+/-0.14	+/-0.20	+/-0.58	+/-0.00	+/-0.00	+/-1.83	+/-2.22

Atom %

	C	O	Na	Mg	Al	Si	Ca	Ti	Fe	Os	Ir	Pt	Au
OL 2155a(1)_pt1	31.68	47.47			1.57	3.35	0.61	3.46	11.32	0.00	0.00	0.19	0.34
OL 2155a(1)_pt2	31.98	47.25	0.39	0.54	1.62	3.43	0.60	2.64	11.17	0.00	0.00	0.22	0.17

Atom % Error

	C	O	Na	Mg	Al	Si	Ca	Ti	Fe	Os	Ir	Pt	Au
OL 2155a(1)_pt1	+/-0.94	+/-1.37			+/-0.08	+/-0.10	+/-0.07	+/-0.10	+/-0.22	+/-0.00	+/-0.00	+/-0.21	+/-0.24
OL 2155a(1)_pt2	+/-1.01	+/-1.31	+/-0.09	+/-0.06	+/-0.08	+/-0.09	+/-0.07	+/-0.09	+/-0.22	+/-0.00	+/-0.00	+/-0.20	+/-0.24

OL 2155a(2)

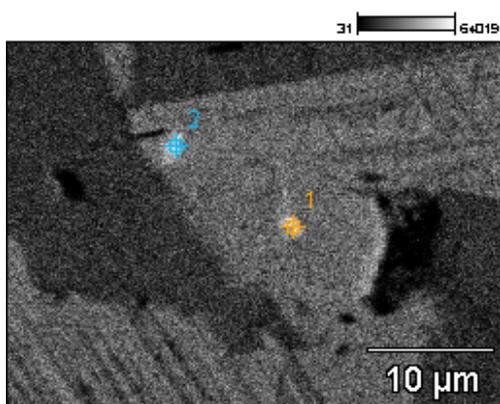


Image Name: OL 2155a(2)

Accelerating Voltage: 15.0 kV

Magnification: 3000

Net Counts

	C	O	F	Mg	Al	Si	S	K	Ca	Ti	Fe	Cu	In
OL 2155a(2)_pt1	3257	8518	823	669	1893	8861	7159	384	745	2173	7681	3210	
OL 2155a(2)_pt2		7055	138	506	2034	8928	7493		818	2542	7426	3370	582

Net Counts Error

	C	O	F	Mg	Al	Si	S	K	Ca	Ti	Fe	Cu	In
OL 2155a(2)_pt1	+/-134	+/-300	+/-268	+/-88	+/-157	+/-180	+/-186	+/-71	+/-141	+/-132	+/-196	+/-155	
OL 2155a(2)_pt2		+/-146	+/-247	+/-88	+/-158	+/-180	+/-188		+/-141	+/-137	+/-193	+/-154	+/-119

Weight %

	C	O	F	Mg	Al	Si	S	K	Ca	Ti	Fe	Cu	In
OL 2155a(2)_pt1	15.96	28.55	2.55	0.59	1.27	5.16	4.61	0.32	0.68	2.85	19.50	17.95	
OL 2155a(2)_pt2		27.99	0.53	0.64	1.91	7.17	6.52		0.98	4.36	24.42	24.34	1.13

Weight % Error

	C	O	F	Mg	Al	Si	S	K	Ca	Ti	Fe	Cu	In
OL 2155a(2)_pt1	+/-0.66	+/-1.01	+/-0.83	+/-0.08	+/-0.11	+/-0.10	+/-0.12	+/-0.06	+/-0.13	+/-0.17	+/-0.50	+/-0.87	
OL 2155a(2)_pt2		+/-0.58	+/-0.94	+/-0.11	+/-0.15	+/-0.14	+/-0.16		+/-0.17	+/-0.24	+/-0.63	+/-1.11	+/-0.23

Atom %

	C	O	F	Mg	Al	Si	S	K	Ca	Ti	Fe	Cu	In
OL 2155a(2)_pt1	30.45	40.90	3.07	0.56	1.08	4.21	3.30	0.19	0.39	1.36	8.00	6.48	
OL 2155a(2)_pt2		53.35	0.85	0.80	2.16	7.79	6.20		0.75	2.78	13.33	11.68	0.30

Atom % Error

	C	O	F	Mg	Al	Si	S	K	Ca	Ti	Fe	Cu	In
OL 2155a(2)_pt1	+/-1.25	+/-1.44	+/-1.00	+/-0.07	+/-0.09	+/-0.09	+/-0.09	+/-0.04	+/-0.07	+/-0.08	+/-0.20	+/-0.31	
OL 2155a(2)_pt2		+/-1.10	+/-1.51	+/-0.14	+/-0.17	+/-0.16	+/-0.16		+/-0.13	+/-0.15	+/-0.35	+/-0.53	+/-0.06

OL 2155a(3)

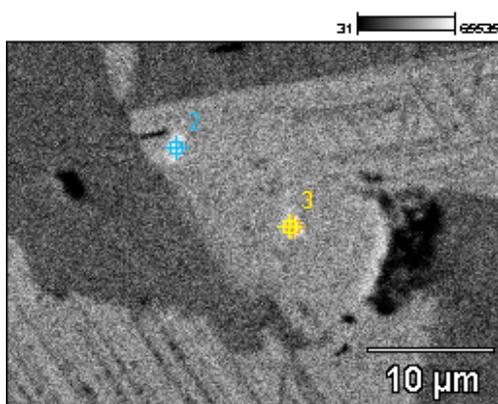


Image Name: OL 2155a(3)

Accelerating Voltage: 15.0 kV

Magnification: 3000

Net Counts

	C	O	F	Mg	Al	Si	S	K	Ca	Ti	Fe	Cu	Os
OL 2155a(3)_pt1	3328	9724	821	685	2233	9683	7404	487	657	2157	8825	3222	3
OL 2155a(3)_pt2	3017	9066	733	498	2334	9767	8240	479	761	2643	8020	3782	0

Net Counts Error

	C	O	F	Mg	Al	Si	S	K	Ca	Ti	Fe	Cu	Os
OL 2155a(3)_pt1	+/-137	+/-312	+/-278	+/-89	+/-160	+/-186	+/-188	+/-72	+/-73	+/-138	+/-208	+/-158	+/-91
OL 2155a(3)_pt2	+/-134	+/-302	+/-269	+/-90	+/-163	+/-187	+/-196	+/-74	+/-145	+/-143	+/-200	+/-159	+/-40

Weight %

	C	O	F	Mg	Al	Si	S	K	Ca	Ti	Fe	Cu	Os
OL 2155a(3)_pt1	15.12	29.54	2.37	0.56	1.40	5.25	4.44	0.38	0.56	2.63	20.90	16.78	0.06
OL 2155a(3)_pt2	14.32	28.37	2.11	0.42	1.48	5.35	4.98	0.38	0.65	3.24	18.96	19.73	0.00

Weight % Error

	C	O	F	Mg	Al	Si	S	K	Ca	Ti	Fe	Cu	Os
OL 2155a(3)_pt1	+/-0.62	+/-0.95	+/-0.80	+/-0.07	+/-0.10	+/-0.10	+/-0.11	+/-0.06	+/-0.06	+/-0.17	+/-0.49	+/-0.82	+/-1.84
OL 2155a(3)_pt2	+/-0.64	+/-0.95	+/-0.78	+/-0.08	+/-0.10	+/-0.10	+/-0.12	+/-0.06	+/-0.12	+/-0.18	+/-0.47	+/-0.83	+/-0.00

Atom %

	C	O	F	Mg	Al	Si	S	K	Ca	Ti	Fe	Cu	Os
OL 2155a(3)_pt1	28.95	42.47	2.87	0.53	1.19	4.30	3.19	0.22	0.32	1.26	8.61	6.07	0.01
OL 2155a(3)_pt2	28.14	41.84	2.62	0.40	1.29	4.50	3.66	0.23	0.38	1.60	8.01	7.33	0.00

Atom % Error

	C	O	F	Mg	Al	Si	S	K	Ca	Ti	Fe	Cu	Os
OL 2155a(3)_pt1	+/-1.19	+/-1.36	+/-0.97	+/-0.07	+/-0.09	+/-0.08	+/-0.08	+/-0.03	+/-0.04	+/-0.08	+/-0.20	+/-0.30	+/-0.22
OL 2155a(3)_pt2	+/-1.25	+/-1.39	+/-0.96	+/-0.07	+/-0.09	+/-0.09	+/-0.09	+/-0.04	+/-0.07	+/-0.09	+/-0.20	+/-0.31	+/-0.00

Análise Química

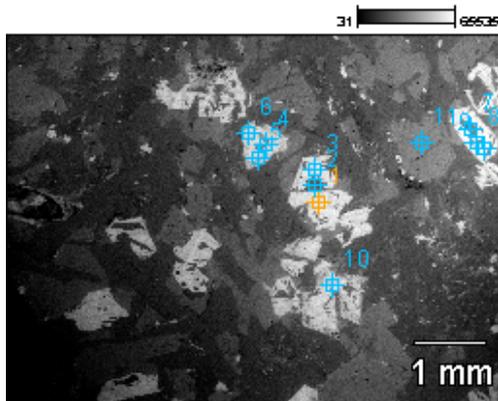


Image Name: Análise Química

Accelerating Voltage: 15.0 kV

Magnification: 17

Net Counts

	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>P</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>
<i>Análise Química_pt1</i>	6013	1800		284	848	2004		319	944	1527
<i>Análise Química_pt2</i>	6006	2184	733		1570	5368		432	255	656
<i>Análise Química_pt3</i>	5390	2319			924	2462		269	1424	1165
<i>Análise Química_pt4</i>	6539	5968	208	426	1874	4986		924	1955	4862
<i>Análise Química_pt5</i>	6245	6972			2353	6165		842	2592	4695
<i>Análise Química_pt6</i>	6362	6708	480	428	2251	6135		952	2685	5789
<i>Análise Química_pt7</i>	792	209			208	357				
<i>Análise Química_pt8</i>	824	213			218	321	90			
<i>Análise Química_pt9</i>	722	270			199	324				
<i>Análise Química_pt10</i>	5422	2169			680	2095		285	499	1227
<i>Análise Química_pt11</i>	2263	716			395	425				

Net Counts Error

	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>P</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>
<i>Análise Química_pt1</i>	+/-149	+/-120		+/-65	+/-67	+/-72		+/-67	+/-119	+/-82
<i>Análise Química_pt2</i>	+/-148	+/-254	+/-97		+/-88	+/-146		+/-53	+/-48	+/-62
<i>Análise Química_pt3</i>	+/-142	+/-118			+/-68	+/-77		+/-65	+/-68	+/-78
<i>Análise Química_pt4</i>	+/-160	+/-243	+/-79	+/-76	+/-82	+/-142		+/-145	+/-137	+/-115
<i>Análise Química_pt5</i>	+/-178	+/-351			+/-151	+/-165		+/-147	+/-142	+/-185
<i>Análise Química_pt6</i>	+/-178	+/-357	+/-80	+/-85	+/-153	+/-167		+/-76	+/-145	+/-194
<i>Análise Química_pt7</i>	+/-52	+/-34			+/-32	+/-53				
<i>Análise Química_pt8</i>	+/-53	+/-34			+/-32	+/-33	+/-33			
<i>Análise Química_pt9</i>	+/-50	+/-34			+/-30	+/-32				
<i>Análise Química_pt10</i>	+/-141	+/-115			+/-63	+/-68		+/-61	+/-59	+/-136
<i>Análise Química_pt11</i>	+/-69	+/-50			+/-40	+/-42				

	Weight %									
	C	O	Na	Mg	Al	Si	P	Ca	Ti	Fe
Análise Química_pt1	48.58	27.78		0.63	1.53	3.31		0.93	4.02	13.23
Análise Química_pt2	50.40	30.26	1.86		2.41	7.78		1.15	1.00	5.14
Análise Química_pt3	43.59	34.05			1.63	3.99		0.77	6.02	9.96
Análise Química_pt4	31.36	35.86	0.36	0.50	1.76	4.23		1.32	4.05	20.56
Análise Química_pt5	28.90	39.01			2.08	4.94		1.14	5.11	18.83
Análise Química_pt6	28.66	35.50	0.76	0.46	1.91	4.69		1.21	4.97	21.84
Análise Química_pt7	58.78	32.49			3.29	5.44				
Análise Química_pt8	59.24	31.61			3.24	4.59	1.32			
Análise Química_pt9	53.43	38.45			3.17	4.95				
Análise Química_pt10	46.57	33.66			1.32	3.72		0.90	2.31	11.53
Análise Química_pt11	55.42	39.60			2.46	2.52				

	Weight % Error									
	C	O	Na	Mg	Al	Si	P	Ca	Ti	Fe
Análise Química_pt1	+/-1.20	+/-1.85		+/-0.14	+/-0.12	+/-0.12		+/-0.20	+/-0.51	+/-0.71
Análise Química_pt2	+/-1.24	+/-3.52	+/-0.25		+/-0.14	+/-0.21		+/-0.14	+/-0.19	+/-0.49
Análise Química_pt3	+/-1.15	+/-1.73			+/-0.12	+/-0.12		+/-0.19	+/-0.29	+/-0.67
Análise Química_pt4	+/-0.77	+/-1.46	+/-0.14	+/-0.09	+/-0.08	+/-0.12		+/-0.21	+/-0.28	+/-0.49
Análise Química_pt5	+/-0.82	+/-1.96			+/-0.13	+/-0.13		+/-0.20	+/-0.28	+/-0.74
Análise Química_pt6	+/-0.80	+/-1.89	+/-0.13	+/-0.09	+/-0.13	+/-0.13		+/-0.10	+/-0.27	+/-0.73
Análise Química_pt7	+/-3.86	+/-5.29			+/-0.51	+/-0.81				
Análise Química_pt8	+/-3.81	+/-5.05			+/-0.48	+/-0.47	+/-0.48			
Análise Química_pt9	+/-3.70	+/-4.84			+/-0.48	+/-0.49				
Análise Química_pt10	+/-1.21	+/-1.78			+/-0.12	+/-0.12		+/-0.19	+/-0.27	+/-1.28
Análise Química_pt11	+/-1.69	+/-2.77			+/-0.25	+/-0.25				

	Atom %									
	C	O	Na	Mg	Al	Si	P	Ca	Ti	Fe
Análise Química_pt1	63.94	27.45		0.41	0.90	1.87		0.37	1.33	3.75
Análise Química_pt2	62.85	28.33	1.21		1.34	4.15		0.43	0.31	1.38
Análise Química_pt3	57.76	33.87			0.96	2.26		0.31	2.00	2.84
Análise Química_pt4	46.71	40.09	0.28	0.37	1.17	2.69		0.59	1.51	6.58
Análise Química_pt5	43.21	43.78			1.38	3.16		0.51	1.91	6.05
Análise Química_pt6	44.03	40.93	0.61	0.35	1.31	3.08		0.56	1.91	7.22
Análise Química_pt7	67.59	28.05			1.69	2.67				
Análise Química_pt8	68.18	27.31			1.66	2.26	0.59			
Análise Química_pt9	62.26	33.63			1.64	2.47				
Análise Química_pt10	60.22	32.67			0.76	2.06		0.35	0.75	3.20
Análise Química_pt11	63.47	34.04			1.26	1.23				

	Atom % Error									
	C	O	Na	Mg	Al	Si	P	Ca	Ti	Fe
Análise Química_pt1	+/-1.58	+/-1.83		+/-0.09	+/-0.07	+/-0.07		+/-0.08	+/-0.17	+/-0.20
Análise Química_pt2	+/-1.55	+/-3.29	+/-0.16		+/-0.08	+/-0.11		+/-0.05	+/-0.06	+/-0.13
Análise Química_pt3	+/-1.52	+/-1.72			+/-0.07	+/-0.07		+/-0.07	+/-0.10	+/-0.19
Análise Química_pt4	+/-1.14	+/-1.63	+/-0.11	+/-0.07	+/-0.05	+/-0.08		+/-0.09	+/-0.11	+/-0.16
Análise Química_pt5	+/-1.23	+/-2.20			+/-0.09	+/-0.08		+/-0.09	+/-0.10	+/-0.24
Análise Química_pt6	+/-1.23	+/-2.18	+/-0.10	+/-0.07	+/-0.09	+/-0.08		+/-0.04	+/-0.10	+/-0.24
Análise Química_pt7	+/-4.44	+/-4.56			+/-0.26	+/-0.40				
Análise Química_pt8	+/-4.39	+/-4.36			+/-0.24	+/-0.23	+/-0.22			
Análise Química_pt9	+/-4.31	+/-4.23			+/-0.25	+/-0.24				
Análise Química_pt10	+/-1.57	+/-1.73			+/-0.07	+/-0.07		+/-0.07	+/-0.09	+/-0.35
Análise Química_pt11	+/-1.94	+/-2.38			+/-0.13	+/-0.12				

OL-2416

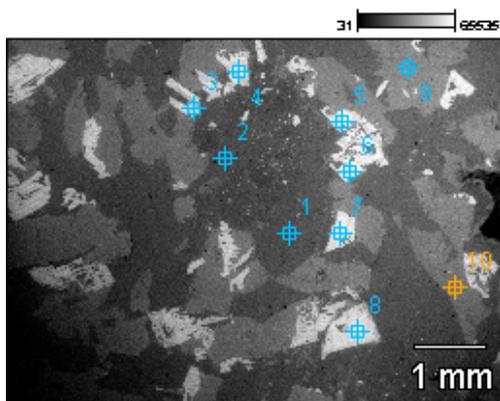


Image Name: OL-2416

Accelerating Voltage: 15.0 kV

Magnification: 17

Net Counts

	C	O	Na	Mg	Al	Si	K	Ca	Ti	Fe	Ni	Ba
OL-2416_pt1	5013	2221	1746		4396	9873		1474		318	81	195
OL-2416_pt2	5731	6382	2359		10039	21414		2883		530		
OL-2416_pt3	7440	11629	2003	629	5025	30516	1136	1180	811	1384		
OL-2416_pt4	6220	4961			1155	5986		774	1883	3220		
OL-2416_pt5	4246				451	1519						
OL-2416_pt6	4299				458	1641						
OL-2416_pt7	3812	1044	285		650	2037		347		956		
OL-2416_pt8	2830	509			400	1336				378		465
OL-2416_pt9	1078	239			399	474						
OL-2416_pt10	766	180			206	362						

Net Counts Error

	C	O	Na	Mg	Al	Si	K	Ca	Ti	Fe	Ni	Ba
OL-2416_pt1	+/-114	+/-121	+/-118		+/-106	+/-170		+/-57		+/-51	+/-46	+/-65
OL-2416_pt2	+/-131	+/-199	+/-121		+/-230	+/-240		+/-129		+/-56		
OL-2416_pt3	+/-154	+/-170	+/-120	+/-134	+/-225	+/-272	+/-64	+/-65	+/-57	+/-71		
OL-2416_pt4	+/-171	+/-334			+/-142	+/-159		+/-133	+/-128	+/-164		
OL-2416_pt5	+/-100				+/-55	+/-61						
OL-2416_pt6	+/-103				+/-57	+/-95						
OL-2416_pt7	+/-103	+/-79	+/-64		+/-61	+/-65		+/-58		+/-133		
OL-2416_pt8	+/-89	+/-67			+/-52	+/-58				+/-61		+/-82
OL-2416_pt9	+/-56	+/-39			+/-33	+/-35						
OL-2416_pt10	+/-48	+/-33			+/-29	+/-48						

Weight %

	C	O	Na	Mg	Al	Si	K	Ca	Ti	Fe	Ni	Ba
OL-2416_pt1	45.72	26.05	3.48		5.53	12.05		3.29		2.06	0.82	1.01
OL-2416_pt2	33.80	36.21	2.66		7.03	14.75		3.63		1.93		
OL-2416_pt3	29.91	43.30	1.77	0.40	2.65	15.16	0.95	1.08	1.09	3.69		
OL-2416_pt4	34.17	36.92			1.23	5.79		1.29	4.61	15.99		
OL-2416_pt5	90.60				2.18	7.22						
OL-2416_pt6	90.31				2.14	7.54						
OL-2416_pt7	51.84	25.13	1.37		1.81	5.25		1.60		13.00		
OL-2416_pt8	56.55	20.11			1.80	5.54				8.18		7.82
OL-2416_pt9	61.24	28.76			4.63	5.37						
OL-2416_pt10	60.53	30.28			3.40	5.79						

Weight % Error

	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>K</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>	<i>Ni</i>	<i>Ba</i>
<i>OL-2416_pt1</i>	+/-1.04	+/-1.42	+/-0.23		+/-0.13	+/-0.21		+/-0.13		+/-0.33	+/-0.46	+/-0.34
<i>OL-2416_pt2</i>	+/-0.77	+/-1.13	+/-0.14		+/-0.16	+/-0.17		+/-0.16		+/-0.20		
<i>OL-2416_pt3</i>	+/-0.62	+/-0.63	+/-0.11	+/-0.09	+/-0.12	+/-0.14	+/-0.05	+/-0.06	+/-0.08	+/-0.19		
<i>OL-2416_pt4</i>	+/-0.94	+/-2.49			+/-0.15	+/-0.15		+/-0.22	+/-0.31	+/-0.81		
<i>OL-2416_pt5</i>	+/-2.13				+/-0.27	+/-0.29						
<i>OL-2416_pt6</i>	+/-2.16				+/-0.27	+/-0.44						
<i>OL-2416_pt7</i>	+/-1.40	+/-1.90	+/-0.31		+/-0.17	+/-0.17		+/-0.27		+/-1.81		
<i>OL-2416_pt8</i>	+/-1.78	+/-2.65			+/-0.23	+/-0.24				+/-1.32		+/-1.38
<i>OL-2416_pt9</i>	+/-3.18	+/-4.69			+/-0.38	+/-0.40						
<i>OL-2416_pt10</i>	+/-3.79	+/-5.55			+/-0.48	+/-0.77						

Atom %

	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>K</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>	<i>Ni</i>	<i>Ba</i>
<i>OL-2416_pt1</i>	59.85	25.60	2.38		3.22	6.75		1.29		0.58	0.22	0.12
<i>OL-2416_pt2</i>	46.11	37.08	1.90		4.27	8.60		1.48		0.57		
<i>OL-2416_pt3</i>	41.04	44.60	1.27	0.27	1.62	8.89	0.40	0.45	0.38	1.09		
<i>OL-2416_pt4</i>	48.88	39.66			0.78	3.54		0.56	1.65	4.92		
<i>OL-2416_pt5</i>	95.71				1.03	3.26						
<i>OL-2416_pt6</i>	95.58				1.01	3.41						
<i>OL-2416_pt7</i>	66.67	24.27	0.92		1.04	2.89		0.62		3.60		
<i>OL-2416_pt8</i>	73.19	19.54			1.03	3.07				2.28		0.89
<i>OL-2416_pt9</i>	70.24	24.77			2.36	2.64						
<i>OL-2416_pt10</i>	69.38	26.05			1.74	2.84						

Atom % Error

	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>K</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>	<i>Ni</i>	<i>Ba</i>
<i>OL-2416_pt1</i>	+/-1.36	+/-1.39	+/-0.16		+/-0.08	+/-0.12		+/-0.05		+/-0.09	+/-0.12	+/-0.04
<i>OL-2416_pt2</i>	+/-1.05	+/-1.16	+/-0.10		+/-0.10	+/-0.10		+/-0.07		+/-0.06		
<i>OL-2416_pt3</i>	+/-0.85	+/-0.65	+/-0.08	+/-0.06	+/-0.07	+/-0.08	+/-0.02	+/-0.02	+/-0.03	+/-0.06		
<i>OL-2416_pt4</i>	+/-1.34	+/-2.67			+/-0.10	+/-0.09		+/-0.10	+/-0.11	+/-0.25		
<i>OL-2416_pt5</i>	+/-2.25				+/-0.13	+/-0.13						
<i>OL-2416_pt6</i>	+/-2.29				+/-0.13	+/-0.20						
<i>OL-2416_pt7</i>	+/-1.80	+/-1.84	+/-0.21		+/-0.10	+/-0.09		+/-0.10		+/-0.50		
<i>OL-2416_pt8</i>	+/-2.30	+/-2.57			+/-0.13	+/-0.13				+/-0.37		+/-0.16
<i>OL-2416_pt9</i>	+/-3.65	+/-4.04			+/-0.20	+/-0.19						
<i>OL-2416_pt10</i>	+/-4.35	+/-4.78			+/-0.24	+/-0.38						

OL-2086

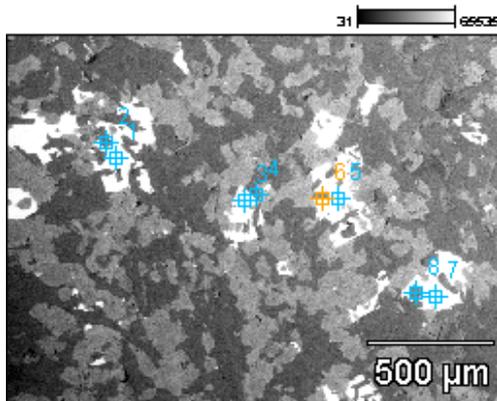


Image Name: OL-2086

Accelerating Voltage: 15.0 kV

Magnification: 60

Net Counts

	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>	<i>As</i>
<i>OL-2086_pt1</i>	5568	9612	363	765	3672	8384	1442	5831	8151	64
<i>OL-2086_pt2</i>	5929	11103	2216	1098	13038	23135	4191	1370	2459	
<i>OL-2086_pt3</i>	5182	7216		716	2529	6789	1073	3832	5992	
<i>OL-2086_pt4</i>	5296	8041	936	3843	2179	17471	1900		2237	
<i>OL-2086_pt5</i>	4867	5491	255	525	1689	5079	702	2959	4353	112
<i>OL-2086_pt6</i>	4778	5720	409	515	2434	5630	1123	2705	4606	
<i>OL-2086_pt7</i>	4353	4083		341	1297	3419	692	1936	3309	
<i>OL-2086_pt8</i>	4326	4299	358	428	1692	3961	670	2060	3265	

Net Counts Error

	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>	<i>As</i>
<i>OL-2086_pt1</i>	+/-173	+/-367	+/-86	+/-93	+/-173	+/-188	+/-165	+/-173	+/-214	+/-58
<i>OL-2086_pt2</i>	+/-156	+/-172	+/-117	+/-124	+/-247	+/-254	+/-159	+/-116	+/-86	
<i>OL-2086_pt3</i>	+/-166	+/-344		+/-88	+/-158	+/-171	+/-78	+/-154	+/-198	
<i>OL-2086_pt4</i>	+/-127	+/-193	+/-112	+/-108	+/-108	+/-196	+/-128		+/-141	
<i>OL-2086_pt5</i>	+/-134	+/-227	+/-76	+/-76	+/-81	+/-140	+/-72	+/-144	+/-181	+/-65
<i>OL-2086_pt6</i>	+/-158	+/-309	+/-79	+/-85	+/-152	+/-162	+/-145	+/-82	+/-182	
<i>OL-2086_pt7</i>	+/-151	+/-298		+/-70	+/-74	+/-124	+/-134	+/-131	+/-102	
<i>OL-2086_pt8</i>	+/-151	+/-304	+/-72	+/-73	+/-78	+/-140	+/-68	+/-133	+/-168	

Weight %

	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>	<i>As</i>
<i>OL-2086_pt1</i>	20.63	36.67	0.44	0.62	2.40	4.92	1.37	8.11	22.99	1.86
<i>OL-2086_pt2</i>	24.87	41.01	2.01	0.72	7.04	12.08	3.85	1.85	6.58	
<i>OL-2086_pt3</i>	23.96	36.98		0.76	2.14	5.18	1.36	7.08	22.53	
<i>OL-2086_pt4</i>	29.22	40.70	1.22	3.56	1.71	12.65	2.47		8.46	
<i>OL-2086_pt5</i>	27.25	34.26	0.44	0.62	1.69	4.57	1.03	6.34	18.82	4.97
<i>OL-2086_pt6</i>	26.35	36.04	0.76	0.65	2.46	5.15	1.71	6.03	20.84	
<i>OL-2086_pt7</i>	29.91	35.91		0.58	1.76	4.20	1.43	5.84	20.35	
<i>OL-2086_pt8</i>	29.37	35.90	0.85	0.69	2.19	4.64	1.32	5.93	19.12	

Weight % Error

	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>	<i>As</i>
<i>OL-2086_pt1</i>	+/-0.64	+/-1.40	+/-0.10	+/-0.08	+/-0.11	+/-0.11	+/-0.16	+/-0.24	+/-0.60	+/-1.69
<i>OL-2086_pt2</i>	+/-0.65	+/-0.64	+/-0.11	+/-0.08	+/-0.13	+/-0.13	+/-0.15	+/-0.16	+/-0.23	
<i>OL-2086_pt3</i>	+/-0.77	+/-1.76		+/-0.09	+/-0.13	+/-0.13	+/-0.10	+/-0.28	+/-0.74	
<i>OL-2086_pt4</i>	+/-0.70	+/-0.98	+/-0.15	+/-0.10	+/-0.08	+/-0.14	+/-0.17		+/-0.53	
<i>OL-2086_pt5</i>	+/-0.75	+/-1.42	+/-0.13	+/-0.09	+/-0.08	+/-0.13	+/-0.11	+/-0.31	+/-0.78	+/-2.89
<i>OL-2086_pt6</i>	+/-0.87	+/-1.95	+/-0.15	+/-0.11	+/-0.15	+/-0.15	+/-0.22	+/-0.18	+/-0.82	
<i>OL-2086_pt7</i>	+/-1.04	+/-2.62		+/-0.12	+/-0.10	+/-0.15	+/-0.28	+/-0.40	+/-0.63	
<i>OL-2086_pt8</i>	+/-1.03	+/-2.54	+/-0.17	+/-0.12	+/-0.10	+/-0.16	+/-0.13	+/-0.38	+/-0.98	

Atom %

	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>	<i>As</i>
<i>OL-2086_pt1</i>	34.64	46.23	0.38	0.51	1.79	3.53	0.69	3.42	8.30	0.50
<i>OL-2086_pt2</i>	36.37	45.01	1.53	0.52	4.58	7.55	1.69	0.68	2.07	
<i>OL-2086_pt3</i>	38.46	44.56		0.61	1.53	3.55	0.65	2.85	7.78	
<i>OL-2086_pt4</i>	41.21	43.09	0.90	2.48	1.08	7.63	1.05		2.57	
<i>OL-2086_pt5</i>	43.28	40.85	0.37	0.49	1.19	3.11	0.49	2.52	6.43	1.27
<i>OL-2086_pt6</i>	41.22	42.32	0.62	0.50	1.71	3.44	0.80	2.36	7.01	
<i>OL-2086_pt7</i>	45.31	40.84		0.43	1.19	2.72	0.65	2.22	6.63	
<i>OL-2086_pt8</i>	44.46	40.80	0.67	0.52	1.47	3.00	0.60	2.25	6.22	

Atom % Error

	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>	<i>As</i>
<i>OL-2086_pt1</i>	+/-1.08	+/-1.76	+/-0.09	+/-0.06	+/-0.08	+/-0.08	+/-0.08	+/-0.10	+/-0.22	+/-0.45
<i>OL-2086_pt2</i>	+/-0.96	+/-0.70	+/-0.08	+/-0.06	+/-0.09	+/-0.08	+/-0.06	+/-0.06	+/-0.07	
<i>OL-2086_pt3</i>	+/-1.23	+/-2.12		+/-0.07	+/-0.10	+/-0.09	+/-0.05	+/-0.11	+/-0.26	
<i>OL-2086_pt4</i>	+/-0.99	+/-1.03	+/-0.11	+/-0.07	+/-0.05	+/-0.09	+/-0.07		+/-0.16	
<i>OL-2086_pt5</i>	+/-1.19	+/-1.69	+/-0.11	+/-0.07	+/-0.06	+/-0.09	+/-0.05	+/-0.12	+/-0.27	+/-0.74
<i>OL-2086_pt6</i>	+/-1.36	+/-2.29	+/-0.12	+/-0.08	+/-0.11	+/-0.10	+/-0.10	+/-0.07	+/-0.28	
<i>OL-2086_pt7</i>	+/-1.57	+/-2.98		+/-0.09	+/-0.07	+/-0.10	+/-0.13	+/-0.15	+/-0.20	
<i>OL-2086_pt8</i>	+/-1.55	+/-2.89	+/-0.13	+/-0.09	+/-0.07	+/-0.11	+/-0.06	+/-0.15	+/-0.32	

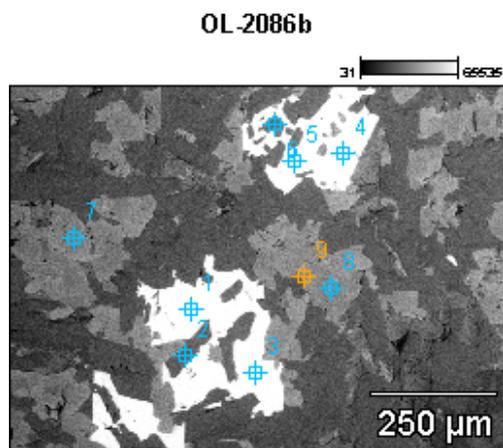


Image Name: OL-2086b

Accelerating Voltage: 15.0 kV

Magnification: 120

Net Counts

	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>
<i>OL-2086b_pt1</i>	5053	7934	447	639	3284	7484	1291	4491	7048
<i>OL-2086b_pt2</i>	5067	9148	1819		10407	19965	3320	663	1573
<i>OL-2086b_pt3</i>	4810	7256	613	541	3122	7377	1272	3680	6068
<i>OL-2086b_pt4</i>	2602	3062	172	359	1553	3242	478	1540	2711
<i>OL-2086b_pt5</i>	2144	2688			1215	2561	488	1305	2139
<i>OL-2086b_pt6</i>	2101	2107	518		2993	5666	1128	210	458
<i>OL-2086b_pt7</i>	1997	3188	441	1813	958	7246	783		861
<i>OL-2086b_pt8</i>	1518	1617		795	912	4809	1151		325
<i>OL-2086b_pt9</i>	1420	1565		793	964	4734	1185		433

Net Counts Error

	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>
<i>OL-2086b_pt1</i>	+/-165	+/-329	+/-82	+/-90	+/-165	+/-177	+/-81	+/-157	+/-201
<i>OL-2086b_pt2</i>	+/-136	+/-156	+/-112		+/-227	+/-233	+/-141	+/-53	+/-74
<i>OL-2086b_pt3</i>	+/-160	+/-338	+/-82	+/-88	+/-161	+/-174	+/-150	+/-151	+/-194
<i>OL-2086b_pt4</i>	+/-99	+/-115	+/-59	+/-63	+/-114	+/-120	+/-55	+/-107	+/-135
<i>OL-2086b_pt5</i>	+/-102	+/-210			+/-98	+/-104	+/-94	+/-92	+/-117
<i>OL-2086b_pt6</i>	+/-87	+/-117	+/-66		+/-75	+/-121	+/-82	+/-32	+/-41
<i>OL-2086b_pt7</i>	+/-77	+/-118	+/-71	+/-69	+/-68	+/-120	+/-78		+/-49
<i>OL-2086b_pt8</i>	+/-69	+/-92		+/-109	+/-115	+/-118	+/-79		+/-38
<i>OL-2086b_pt9</i>	+/-66	+/-89		+/-95	+/-104	+/-105	+/-78		+/-39

Weight %									
	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>
<i>OL-2086b_pt1</i>	21.91	36.27	0.65	0.62	2.54	5.21	1.47	7.47	23.86
<i>OL-2086b_pt2</i>	26.19	42.01	2.02		6.87	12.79	3.79	1.11	5.22
<i>OL-2086b_pt3</i>	22.93	36.47	0.96	0.57	2.62	5.60	1.59	6.73	22.53
<i>OL-2086b_pt4</i>	26.45	34.63	0.58	0.82	2.82	5.34	1.30	6.13	21.94
<i>OL-2086b_pt5</i>	25.75	37.12			2.69	5.14	1.63	6.39	21.28
<i>OL-2086b_pt6</i>	33.48	35.96	1.86		6.44	11.84	4.24	1.16	5.02
<i>OL-2086b_pt7</i>	28.48	40.26	1.42	4.17	1.88	13.12	2.54		8.12
<i>OL-2086b_pt8</i>	32.54	37.67		2.78	2.72	13.49	5.92		4.87
<i>OL-2086b_pt9</i>	31.40	36.61		2.84	2.93	13.52	6.16		6.54

Weight % Error									
	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>
<i>OL-2086b_pt1</i>	+/-0.72	+/-1.50	+/-0.12	+/-0.09	+/-0.13	+/-0.12	+/-0.09	+/-0.26	+/-0.68
<i>OL-2086b_pt2</i>	+/-0.70	+/-0.72	+/-0.12		+/-0.15	+/-0.15	+/-0.16	+/-0.09	+/-0.25
<i>OL-2086b_pt3</i>	+/-0.76	+/-1.70	+/-0.13	+/-0.09	+/-0.14	+/-0.13	+/-0.19	+/-0.28	+/-0.72
<i>OL-2086b_pt4</i>	+/-1.01	+/-1.30	+/-0.20	+/-0.14	+/-0.21	+/-0.20	+/-0.15	+/-0.43	+/-1.09
<i>OL-2086b_pt5</i>	+/-1.23	+/-2.90			+/-0.22	+/-0.21	+/-0.31	+/-0.45	+/-1.16
<i>OL-2086b_pt6</i>	+/-1.39	+/-2.00	+/-0.24		+/-0.16	+/-0.25	+/-0.31	+/-0.18	+/-0.45
<i>OL-2086b_pt7</i>	+/-1.10	+/-1.49	+/-0.23	+/-0.16	+/-0.13	+/-0.22	+/-0.25		+/-0.46
<i>OL-2086b_pt8</i>	+/-1.48	+/-2.14		+/-0.38	+/-0.34	+/-0.33	+/-0.41		+/-0.57
<i>OL-2086b_pt9</i>	+/-1.46	+/-2.08		+/-0.34	+/-0.32	+/-0.30	+/-0.41		+/-0.59

Atom %									
	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>
<i>OL-2086b_pt1</i>	36.16	44.94	0.56	0.51	1.86	3.67	0.73	3.09	8.47
<i>OL-2086b_pt2</i>	37.50	45.15	1.51		4.38	7.83	1.63	0.40	1.61
<i>OL-2086b_pt3</i>	37.19	44.39	0.81	0.46	1.89	3.88	0.77	2.74	7.86
<i>OL-2086b_pt4</i>	41.76	41.05	0.48	0.64	1.98	3.60	0.62	2.43	7.45
<i>OL-2086b_pt5</i>	40.44	43.76			1.88	3.45	0.77	2.51	7.19
<i>OL-2086b_pt6</i>	46.48	37.49	1.35		3.98	7.03	1.77	0.40	1.50
<i>OL-2086b_pt7</i>	40.42	42.89	1.05	2.93	1.19	7.96	1.08		2.48
<i>OL-2086b_pt8</i>	45.20	39.28		1.91	1.68	8.01	2.47		1.46
<i>OL-2086b_pt9</i>	44.46	38.91		1.99	1.85	8.18	2.61		1.99

2172

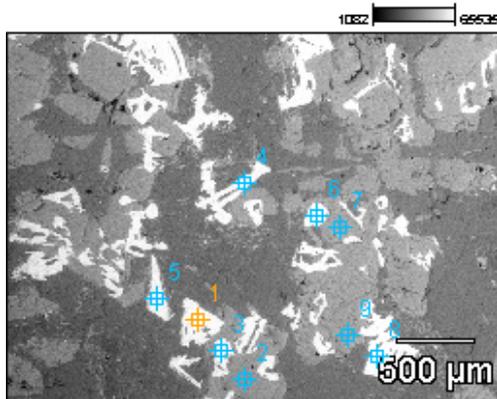


Image Name: 2172

Accelerating Voltage: 15.0 kV

Magnification: 37

Net Counts

	C	N	O	Na	Mg	Al	Si	K	Ca	Ti	Mn	Fe	Ni	Ba
2172_pt1	7333	1319	7567	463	560	2560	7698		452	4006		6412		
2172_pt2	5969		6167		4088	2156	16379	236	3186			1636	133	517
2172_pt3	6427		7008		836	2301	7689	344	855	3800	422	5800		
2172_pt4	6605		6951	705	596	4291	10563	239	1245	1919		3998		
2172_pt5	7365		10920		579	2834	11186	450	830	4275		8815		
2172_pt6	5555		4954		573	1340	5093		1030	1971		3321		
2172_pt7	4402		4103		1971	1565	9646		1841		124	1037		
2172_pt8	4717		3110		432	1178	3725		346	2463		1903		
2172_pt9	5137		5081		1823	1406	9703		2053	191		1018		

Net Counts Error

	C	N	O	Na	Mg	Al	Si	K	Ca	Ti	Mn	Fe	Ni	Ba
2172_pt1	+/-169	+/-183	+/-183	+/-85	+/-88	+/-160	+/-180		+/-77	+/-156		+/-199		
2172_pt2	+/-131		+/-189		+/-113	+/-189	+/-212	+/-58	+/-139			+/-126	+/-46	+/-80
2172_pt3	+/-154		+/-151		+/-86	+/-156	+/-178	+/-74	+/-152	+/-148	+/-72	+/-192		
2172_pt4	+/-159		+/-286	+/-90	+/-93	+/-173	+/-189	+/-66	+/-138	+/-125		+/-171		
2172_pt5	+/-159		+/-311		+/-93	+/-172	+/-199	+/-77	+/-79	+/-159		+/-215		
2172_pt6	+/-149		+/-253		+/-74	+/-79	+/-151		+/-134	+/-74		+/-169		
2172_pt7	+/-113		+/-164		+/-139	+/-165	+/-161		+/-117		+/-52	+/-119		
2172_pt8	+/-136		+/-222		+/-69	+/-120	+/-129		+/-61	+/-126		+/-85		
2172_pt9	+/-140		+/-253		+/-95	+/-164	+/-173		+/-121	+/-45		+/-119		

Weight %

	C	N	O	Na	Mg	Al	Si	K	Ca	Ti	Mn	Fe	Ni	Ba
2172_pt1	22.78	12.12	34.38	0.53	0.43	1.58	4.29		0.43	5.50		17.96		
2172_pt2	32.69		36.21		3.86	1.74	12.20	0.28	4.26			6.35	0.80	1.59
2172_pt3	27.33		35.07		0.82	1.80	5.42	0.37	1.01	6.53	1.32	20.31		
2172_pt4	30.95		36.64	0.98	0.57	3.34	7.59	0.27	1.55	3.48		14.63		
2172_pt5	24.24		37.90		0.43	1.68	5.97	0.37	0.74	5.51		23.16		
2172_pt6	31.78		37.11		0.79	1.49	5.13		1.77	4.96		16.97		
2172_pt7	35.38		37.88		2.88	1.94	11.09		3.85		0.67	6.33		
2172_pt8	35.23		34.90		0.78	1.73	5.00		0.80	8.41		13.15		
2172_pt9	34.71		41.41		2.40	1.56	9.97		3.85	0.53		5.58		

Weight % Error

	C	N	O	Na	Mg	Al	Si	K	Ca	Ti	Mn	Fe	Ni	Ba
2172_pt1	+/-0.53	+/-1.68	+/-0.83	+/-0.10	+/-0.07	+/-0.10	+/-0.10		+/-0.07	+/-0.21		+/-0.56		
2172_pt2	+/-0.72		+/-1.11		+/-0.11	+/-0.15	+/-0.16	+/-0.07	+/-0.19			+/-0.49	+/-0.28	+/-0.25
2172_pt3	+/-0.65		+/-0.76		+/-0.08	+/-0.12	+/-0.13	+/-0.08	+/-0.18	+/-0.25	+/-0.23	+/-0.67		
2172_pt4	+/-0.74		+/-1.51	+/-0.12	+/-0.09	+/-0.13	+/-0.14	+/-0.07	+/-0.17	+/-0.23		+/-0.63		
2172_pt5	+/-0.52		+/-1.08		+/-0.07	+/-0.10	+/-0.11	+/-0.06	+/-0.07	+/-0.21		+/-0.56		
2172_pt6	+/-0.85		+/-1.90		+/-0.10	+/-0.09	+/-0.15		+/-0.23	+/-0.19		+/-0.86		
2172_pt7	+/-0.91		+/-1.51		+/-0.20	+/-0.20	+/-0.19		+/-0.24		+/-0.28	+/-0.73		
2172_pt8	+/-1.02		+/-2.49		+/-0.13	+/-0.18	+/-0.17		+/-0.14	+/-0.43		+/-0.59		
2172_pt9	+/-0.95		+/-2.06		+/-0.12	+/-0.18	+/-0.18		+/-0.23	+/-0.12		+/-0.65		

Atom %

	C	N	O	Na	Mg	Al	Si	K	Ca	Ti	Mn	Fe	Ni	Ba
2172_pt1	33.81	15.43	38.30	0.41	0.32	1.04	2.72		0.19	2.05		5.73		
2172_pt2	46.17		38.38		2.70	1.10	7.37	0.12	1.80			1.93	0.23	0.20
2172_pt3	42.77		41.21		0.64	1.26	3.63	0.18	0.47	2.56	0.45	6.84		
2172_pt4	45.15		40.12	0.75	0.41	2.17	4.74	0.12	0.68	1.27		4.59		
2172_pt5	38.53		45.23		0.34	1.19	4.06	0.18	0.35	2.20		7.92		
2172_pt6	46.52		40.79		0.57	0.97	3.21		0.78	1.82		5.34		
2172_pt7	48.13		38.69		1.93	1.17	6.45		1.57		0.20	1.85		
2172_pt8	50.40		37.48		0.55	1.10	3.06		0.34	3.02		4.05		
2172_pt9	46.63		41.77		1.59	0.93	5.73		1.55	0.18		1.61		

Atom % Error

	C	N	O	Na	Mg	Al	Si	K	Ca	Ti	Mn	Fe	Ni	Ba
2172_pt1	+/-0.78	+/-2.14	+/-0.93	+/-0.08	+/-0.05	+/-0.07	+/-0.06		+/-0.03	+/-0.08		+/-0.18		
2172_pt2	+/-1.01		+/-1.18		+/-0.07	+/-0.10	+/-0.10	+/-0.03	+/-0.08			+/-0.15	+/-0.08	+/-0.03
2172_pt3	+/-1.02		+/-0.89		+/-0.07	+/-0.09	+/-0.08	+/-0.04	+/-0.08	+/-0.10	+/-0.08	+/-0.23		
2172_pt4	+/-1.09		+/-1.65	+/-0.10	+/-0.06	+/-0.09	+/-0.08	+/-0.03	+/-0.08	+/-0.08		+/-0.20		
2172_pt5	+/-0.83		+/-1.29		+/-0.05	+/-0.07	+/-0.07	+/-0.03	+/-0.03	+/-0.08		+/-0.19		
2172_pt6	+/-1.25		+/-2.08		+/-0.07	+/-0.06	+/-0.10		+/-0.10	+/-0.07		+/-0.27		
2172_pt7	+/-1.24		+/-1.55		+/-0.14	+/-0.12	+/-0.11		+/-0.10		+/-0.08	+/-0.21		
2172_pt8	+/-1.45		+/-2.68		+/-0.09	+/-0.11	+/-0.11		+/-0.06	+/-0.15		+/-0.18		
2172_pt9	+/-1.27		+/-2.08		+/-0.08	+/-0.11	+/-0.10		+/-0.09	+/-0.04		+/-0.19		

Ol 2172 A

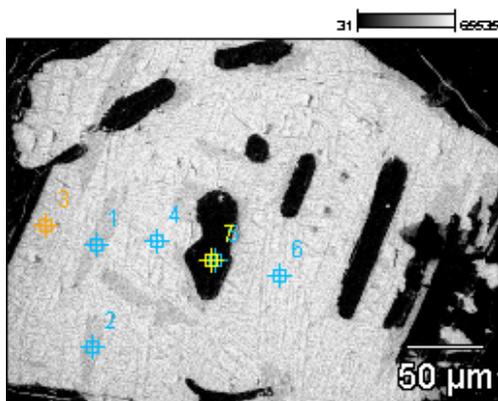


Image Name: Ol 2172 A

Accelerating Voltage: 15.0 kV

Magnification: 370

Net Counts

	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>K</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>	<i>Ni</i>
<i>Ol 2172 A_pt1</i>	5324	7381		671	2429	8639		999	7087	5483	
<i>Ol 2172 A_pt2</i>	5926	8844	439	517	2633	9711		836	4320	7227	214
<i>Ol 2172 A_pt3</i>	5768	8887		528	2986	10033	499	1054	4208	7241	
<i>Ol 2172 A_pt4</i>	5987	8912	573	653	2875	9059	440	817	3819	7507	
<i>Ol 2172 A_pt5</i>	6172	9521	1188	336	4979	24931	1567	897	1197	1806	
<i>Ol 2172 A_pt6</i>	5537	8420	594	548	2403	8596	392	916	3569	6953	

Net Counts Error

	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>K</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>	<i>Ni</i>
<i>Ol 2172 A_pt1</i>	+/-152	+/-273		+/-87	+/-160	+/-188		+/-78	+/-174	+/-189	
<i>Ol 2172 A_pt2</i>	+/-176	+/-368	+/-86	+/-83	+/-93	+/-182		+/-76	+/-154	+/-207	+/-60
<i>Ol 2172 A_pt3</i>	+/-155	+/-281		+/-89	+/-162	+/-177	+/-72	+/-77	+/-155	+/-206	
<i>Ol 2172 A_pt4</i>	+/-157	+/-290	+/-81	+/-87	+/-162	+/-184	+/-73	+/-76	+/-152	+/-209	
<i>Ol 2172 A_pt5</i>	+/-172	+/-363	+/-104	+/-108	+/-206	+/-249	+/-67	+/-62	+/-104	+/-134	
<i>Ol 2172 A_pt6</i>	+/-172	+/-350	+/-79	+/-85	+/-158	+/-179	+/-73	+/-149	+/-150	+/-204	

Weight %

	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>K</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>	<i>Ni</i>
<i>Ol 2172 A_pt1</i>	22.49	37.53		0.64	1.84	5.90		1.13	11.87	18.60	
<i>Ol 2172 A_pt2</i>	23.60	36.73	0.58	0.46	1.85	6.11		0.87	6.55	22.22	1.03
<i>Ol 2172 A_pt3</i>	23.09	37.46		0.47	2.09	6.34	0.48	1.11	6.44	22.51	
<i>Ol 2172 A_pt4</i>	23.72	36.83	0.76	0.58	2.03	5.73	0.42	0.86	5.81	23.26	
<i>Ol 2172 A_pt5</i>	28.88	41.92	1.26	0.25	3.10	14.60	1.52	0.96	1.88	5.63	
<i>Ol 2172 A_pt6</i>	23.43	37.24	0.84	0.52	1.81	5.81	0.40	1.03	5.82	23.09	

Weight % Error

	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>K</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>	<i>Ni</i>
<i>OI 2172 A_pt1</i>	+/-0.64	+/-1.39		+/-0.08	+/-0.12	+/-0.13		+/-0.09	+/-0.29	+/-0.64	
<i>OI 2172 A_pt2</i>	+/-0.70	+/-1.53	+/-0.11	+/-0.07	+/-0.07	+/-0.11		+/-0.08	+/-0.23	+/-0.64	+/-0.29
<i>OI 2172 A_pt3</i>	+/-0.62	+/-1.18		+/-0.08	+/-0.11	+/-0.11	+/-0.07	+/-0.08	+/-0.24	+/-0.64	
<i>OI 2172 A_pt4</i>	+/-0.62	+/-1.20	+/-0.11	+/-0.08	+/-0.11	+/-0.12	+/-0.07	+/-0.08	+/-0.23	+/-0.65	
<i>OI 2172 A_pt5</i>	+/-0.80	+/-1.60	+/-0.11	+/-0.08	+/-0.13	+/-0.15	+/-0.07	+/-0.07	+/-0.16	+/-0.42	
<i>OI 2172 A_pt6</i>	+/-0.73	+/-1.55	+/-0.11	+/-0.08	+/-0.12	+/-0.12	+/-0.07	+/-0.17	+/-0.24	+/-0.68	

Atom %

	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>K</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>	<i>Ni</i>
<i>OI 2172 A_pt1</i>	36.49	45.70		0.51	1.33	4.09		0.55	4.83	6.49	
<i>OI 2172 A_pt2</i>	38.04	44.45	0.49	0.37	1.33	4.21		0.42	2.65	7.71	0.34
<i>OI 2172 A_pt3</i>	37.23	45.34		0.37	1.50	4.37	0.24	0.54	2.60	7.81	
<i>OI 2172 A_pt4</i>	38.11	44.41	0.64	0.46	1.45	3.94	0.21	0.41	2.34	8.03	
<i>OI 2172 A_pt5</i>	40.57	44.20	0.92	0.18	1.94	8.77	0.66	0.41	0.66	1.70	
<i>OI 2172 A_pt6</i>	37.65	44.92	0.71	0.42	1.30	3.99	0.20	0.50	2.35	7.98	

Atom % Error

	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>K</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>	<i>Ni</i>
<i>OI 2172 A_pt1</i>	+/-1.04	+/-1.69		+/-0.07	+/-0.09	+/-0.09		+/-0.04	+/-0.12	+/-0.22	
<i>OI 2172 A_pt2</i>	+/-1.13	+/-1.85	+/-0.10	+/-0.06	+/-0.05	+/-0.08		+/-0.04	+/-0.09	+/-0.22	+/-0.10
<i>OI 2172 A_pt3</i>	+/-1.00	+/-1.43		+/-0.06	+/-0.08	+/-0.08	+/-0.03	+/-0.04	+/-0.10	+/-0.22	
<i>OI 2172 A_pt4</i>	+/-1.00	+/-1.45	+/-0.09	+/-0.06	+/-0.08	+/-0.08	+/-0.03	+/-0.04	+/-0.09	+/-0.22	
<i>OI 2172 A_pt5</i>	+/-1.13	+/-1.69	+/-0.08	+/-0.06	+/-0.08	+/-0.09	+/-0.03	+/-0.03	+/-0.06	+/-0.13	
<i>OI 2172 A_pt6</i>	+/-1.17	+/-1.87	+/-0.09	+/-0.06	+/-0.09	+/-0.08	+/-0.04	+/-0.08	+/-0.10	+/-0.23	

OI 2172 B

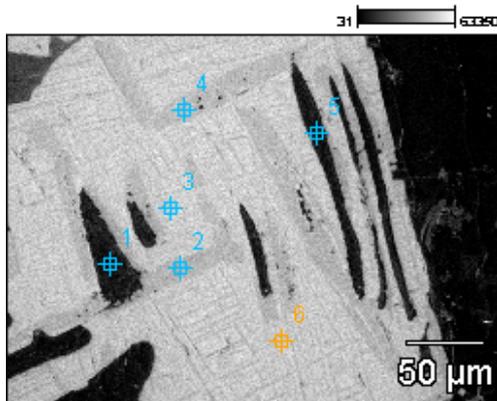


Image Name: OI 2172 B

Accelerating Voltage: 15.0 kV

Magnification: 370

Net Counts

	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>K</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>
<i>OI 2172 B_pt1</i>	5854	10048	1175	199	5441	23414	2319	1103	1370	2381
<i>OI 2172 B_pt2</i>	4754	7408		1000	1905	7998	254	816	7936	5859
<i>OI 2172 B_pt3</i>	5543	9516		900	2680	8074	430	1065	2762	8630
<i>OI 2172 B_pt4</i>	4634	7330	394	910	1518	7675	389	736	7210	6121
<i>OI 2172 B_pt5</i>	5681	9399	961	589	5045	23052	2172	753	1283	2222
<i>OI 2172 B_pt6</i>	5532	8655		719	1753	7933	396	616	4032	7431

Net Counts Error

	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>K</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>
<i>OI 2172 B_pt1</i>	+/-170	+/-363	+/-173	+/-120	+/-122	+/-239	+/-74	+/-128	+/-110	+/-143
<i>OI 2172 B_pt2</i>	+/-162	+/-332		+/-85	+/-159	+/-180	+/-72	+/-76	+/-176	+/-193
<i>OI 2172 B_pt3</i>	+/-170	+/-355		+/-85	+/-164	+/-176	+/-73	+/-151	+/-84	+/-218
<i>OI 2172 B_pt4</i>	+/-161	+/-331	+/-77	+/-77	+/-84	+/-160	+/-72	+/-77	+/-175	+/-197
<i>OI 2172 B_pt5</i>	+/-166	+/-353	+/-100	+/-106	+/-203	+/-241	+/-137	+/-63	+/-61	+/-142
<i>OI 2172 B_pt6</i>	+/-141	+/-279		+/-84	+/-152	+/-175	+/-71	+/-74	+/-153	+/-208

Weight %

	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>K</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>
<i>OI 2172 B_pt1</i>	26.48	42.51	1.25	0.15	3.35	13.56	2.20	1.16	2.10	7.24
<i>OI 2172 B_pt2</i>	20.20	37.55		0.97	1.47	5.51	0.26	0.88	13.29	19.88
<i>OI 2172 B_pt3</i>	22.16	37.27		0.82	1.93	5.20	0.42	1.13	4.21	26.87
<i>OI 2172 B_pt4</i>	20.14	37.06	0.59	0.91	1.20	5.40	0.41	0.85	12.28	21.16
<i>OI 2172 B_pt5</i>	27.22	41.90	1.06	0.46	3.25	13.96	2.16	0.83	2.06	7.09
<i>OI 2172 B_pt6</i>	22.76	37.72		0.69	1.33	5.36	0.40	0.69	6.52	24.53

Weight % Error

	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>K</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>
<i>Ol 2172 B_pt1</i>	+/-0.77	+/-1.54	+/-0.18	+/-0.09	+/-0.08	+/-0.14	+/-0.07	+/-0.13	+/-0.17	+/-0.43
<i>Ol 2172 B_pt2</i>	+/-0.69	+/-1.68		+/-0.08	+/-0.12	+/-0.12	+/-0.07	+/-0.08	+/-0.29	+/-0.65
<i>Ol 2172 B_pt3</i>	+/-0.68	+/-1.39		+/-0.08	+/-0.12	+/-0.11	+/-0.07	+/-0.16	+/-0.13	+/-0.68
<i>Ol 2172 B_pt4</i>	+/-0.70	+/-1.67	+/-0.11	+/-0.08	+/-0.07	+/-0.11	+/-0.08	+/-0.09	+/-0.30	+/-0.68
<i>Ol 2172 B_pt5</i>	+/-0.80	+/-1.57	+/-0.11	+/-0.08	+/-0.13	+/-0.15	+/-0.14	+/-0.07	+/-0.10	+/-0.45
<i>Ol 2172 B_pt6</i>	+/-0.58	+/-1.22		+/-0.08	+/-0.12	+/-0.12	+/-0.07	+/-0.08	+/-0.25	+/-0.69

Atom %

	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>K</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>
<i>Ol 2172 B_pt1</i>	38.09	45.91	0.94	0.11	2.15	8.34	0.97	0.50	0.76	2.24
<i>Ol 2172 B_pt2</i>	33.77	47.11		0.80	1.09	3.94	0.14	0.44	5.57	7.15
<i>Ol 2172 B_pt3</i>	36.37	45.92		0.67	1.41	3.65	0.21	0.55	1.73	9.48
<i>Ol 2172 B_pt4</i>	33.80	46.71	0.52	0.75	0.90	3.88	0.21	0.43	5.17	7.64
<i>Ol 2172 B_pt5</i>	38.98	45.04	0.80	0.33	2.07	8.55	0.95	0.36	0.74	2.18
<i>Ol 2172 B_pt6</i>	36.98	46.02		0.55	0.96	3.72	0.20	0.33	2.66	8.57

Atom % Error

	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>K</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>
<i>Ol 2172 B_pt1</i>	+/-1.11	+/-1.66	+/-0.14	+/-0.06	+/-0.05	+/-0.09	+/-0.03	+/-0.06	+/-0.06	+/-0.13
<i>Ol 2172 B_pt2</i>	+/-1.15	+/-2.11		+/-0.07	+/-0.09	+/-0.09	+/-0.04	+/-0.04	+/-0.12	+/-0.24
<i>Ol 2172 B_pt3</i>	+/-1.12	+/-1.71		+/-0.06	+/-0.09	+/-0.08	+/-0.04	+/-0.08	+/-0.05	+/-0.24
<i>Ol 2172 B_pt4</i>	+/-1.17	+/-2.11	+/-0.10	+/-0.06	+/-0.05	+/-0.08	+/-0.04	+/-0.04	+/-0.13	+/-0.25
<i>Ol 2172 B_pt5</i>	+/-1.14	+/-1.69	+/-0.08	+/-0.06	+/-0.08	+/-0.09	+/-0.06	+/-0.03	+/-0.04	+/-0.14
<i>Ol 2172 B_pt6</i>	+/-0.94	+/-1.48		+/-0.06	+/-0.08	+/-0.08	+/-0.04	+/-0.04	+/-0.10	+/-0.24

Ol 2188

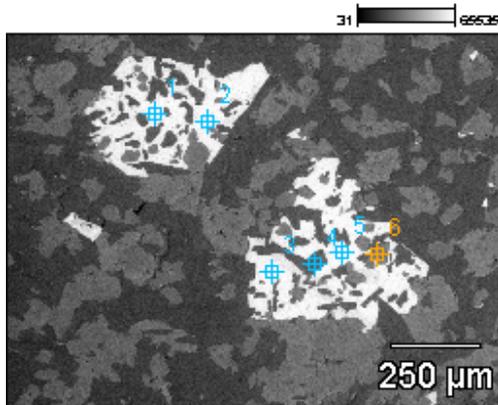


Image Name: Ol 2188

Accelerating Voltage: 15.0 kV

Magnification: 85

Net Counts

	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>P</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>
<i>Ol2188_pt1</i>	5396	8376	368	889	3544	7370		1247	3855	6696
<i>Ol2188_pt2</i>	4822	7919	341	875	2909	7305		1128	3028	5635
<i>Ol2188_pt3</i>	4950	6701	551	926	3181	6832		966	2742	5045
<i>Ol2188_pt4</i>	4699	6072	992	684	6961	12534		2405	517	960
<i>Ol2188_pt5</i>	4544	5161		690	2001	5292	210	981	1796	3616
<i>Ol2188_pt6</i>	4524	4427		1469	2121	9875		2354	548	1057

Net Counts Error

	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>P</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>
<i>Ol2188_pt1</i>	+/-150	+/-344	+/-81	+/-90	+/-166	+/-178		+/-80	+/-160	+/-212
<i>Ol2188_pt2</i>	+/-147	+/-273	+/-88	+/-85	+/-95	+/-173		+/-77	+/-150	+/-203
<i>Ol2188_pt3</i>	+/-134	+/-265	+/-87	+/-87	+/-168	+/-170		+/-75	+/-145	+/-121
<i>Ol2188_pt4</i>	+/-139	+/-271	+/-97	+/-104	+/-200	+/-196		+/-130	+/-94	+/-126
<i>Ol2188_pt5</i>	+/-156	+/-315		+/-77	+/-83	+/-154	+/-73	+/-141	+/-76	+/-109
<i>Ol2188_pt6</i>	+/-135	+/-169		+/-161	+/-178	+/-182		+/-129	+/-94	+/-73

Weight %

	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>P</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>
<i>Ol2188_pt1</i>	22.96	37.48	0.52	0.85	2.70	5.08		1.42	6.39	22.58
<i>Ol2188_pt2</i>	23.04	39.02	0.54	0.93	2.47	5.61		1.44	5.63	21.31
<i>Ol2188_pt3</i>	25.49	36.77	0.91	1.05	2.88	5.62		1.33	5.48	20.47
<i>Ol2188_pt4</i>	30.71	40.43	1.49	0.74	6.30	10.97		3.77	1.20	4.39
<i>Ol2188_pt5</i>	28.46	37.37		0.98	2.29	5.50	0.22	1.73	4.62	18.85
<i>Ol2188_pt6</i>	33.46	39.09		2.02	2.46	10.68		4.62	1.59	6.08

Weight % Error

	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>P</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>
<i>Ol 2188_pt1</i>	+/-0.64	+/-1.54	+/-0.12	+/-0.09	+/-0.13	+/-0.12		+/-0.09	+/-0.27	+/-0.71
<i>Ol 2188_pt2</i>	+/-0.70	+/-1.35	+/-0.14	+/-0.09	+/-0.08	+/-0.13		+/-0.10	+/-0.28	+/-0.77
<i>Ol 2188_pt3</i>	+/-0.69	+/-1.45	+/-0.14	+/-0.10	+/-0.15	+/-0.14		+/-0.10	+/-0.29	+/-0.49
<i>Ol 2188_pt4</i>	+/-0.91	+/-1.80	+/-0.15	+/-0.11	+/-0.18	+/-0.17		+/-0.20	+/-0.22	+/-0.58
<i>Ol 2188_pt5</i>	+/-0.98	+/-2.28		+/-0.11	+/-0.09	+/-0.16	+/-0.07	+/-0.25	+/-0.20	+/-0.57
<i>Ol 2188_pt6</i>	+/-1.00	+/-1.49		+/-0.22	+/-0.21	+/-0.20		+/-0.25	+/-0.27	+/-0.42

Atom %

	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>P</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>
<i>Ol 2188_pt1</i>	36.99	45.35	0.44	0.68	1.94	3.50		0.69	2.58	7.83
<i>Ol 2188_pt2</i>	36.57	46.49	0.45	0.73	1.75	3.81		0.69	2.24	7.27
<i>Ol 2188_pt3</i>	39.86	43.17	0.75	0.81	2.00	3.76		0.62	2.15	6.89
<i>Ol 2188_pt4</i>	42.61	42.11	1.08	0.51	3.89	6.51		1.57	0.42	1.31
<i>Ol 2188_pt5</i>	43.00	42.39		0.73	1.54	3.56	0.13	0.78	1.75	6.12
<i>Ol 2188_pt6</i>	46.12	40.44		1.38	1.51	6.29		1.91	0.55	1.80

Atom % Error

	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>P</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>
<i>Ol 2188_pt1</i>	+/-1.03	+/-1.86	+/-0.10	+/-0.07	+/-0.09	+/-0.08		+/-0.04	+/-0.11	+/-0.25
<i>Ol 2188_pt2</i>	+/-1.11	+/-1.60	+/-0.11	+/-0.07	+/-0.06	+/-0.09		+/-0.05	+/-0.11	+/-0.26
<i>Ol 2188_pt3</i>	+/-1.08	+/-1.71	+/-0.12	+/-0.08	+/-0.11	+/-0.09		+/-0.05	+/-0.11	+/-0.17
<i>Ol 2188_pt4</i>	+/-1.26	+/-1.88	+/-0.11	+/-0.08	+/-0.11	+/-0.10		+/-0.08	+/-0.08	+/-0.17
<i>Ol 2188_pt5</i>	+/-1.48	+/-2.59		+/-0.08	+/-0.06	+/-0.10	+/-0.04	+/-0.11	+/-0.07	+/-0.18
<i>Ol 2188_pt6</i>	+/-1.38	+/-1.54		+/-0.15	+/-0.13	+/-0.12		+/-0.10	+/-0.09	+/-0.12

Ol 2188 A

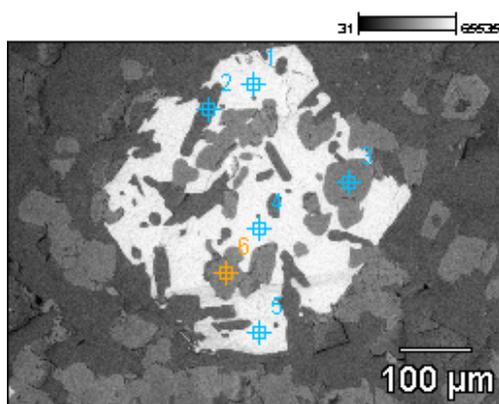


Image Name: Ol 2188 A

Accelerating Voltage: 15.0 kV

Magnification: 170

Net Counts

	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>	<i>Ni</i>
<i>Ol 2188 A_pt1</i>	5092	6719		727	3070	7071	1301	2313	4922	
<i>Ol 2188 A_pt2</i>	5138	7392	1207	902	8598	16190	2963	464	1214	
<i>Ol 2188 A_pt3</i>	4942	6674	681	2747	2664	12788	2976	266	1221	
<i>Ol 2188 A_pt4</i>	5059	6964	572	911	2929	6578	1239	2608	5043	222
<i>Ol 2188 A_pt5</i>	5000	6870	498	935	3271	7680	1277	2151	5472	
<i>Ol 2188 A_pt6</i>	5097	8030	689	3769	3273	16173	3844	489	1618	

Net Counts Error

	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>	<i>Ni</i>
<i>Ol 2188 A_pt1</i>	+/-163	+/-334		+/-142	+/-168	+/-174	+/-146	+/-143	+/-198	
<i>Ol 2188 A_pt2</i>	+/-145	+/-284	+/-103	+/-110	+/-217	+/-216	+/-135	+/-52	+/-72	
<i>Ol 2188 A_pt3</i>	+/-141	+/-267	+/-115	+/-179	+/-193	+/-201	+/-137	+/-50	+/-74	
<i>Ol 2188 A_pt4</i>	+/-165	+/-346	+/-92	+/-88	+/-170	+/-170	+/-149	+/-143	+/-201	+/-69
<i>Ol 2188 A_pt5</i>	+/-146	+/-333	+/-80	+/-87	+/-158	+/-161	+/-77	+/-140	+/-203	
<i>Ol 2188 A_pt6</i>	+/-145	+/-277	+/-106	+/-111	+/-203	+/-200	+/-147	+/-53	+/-81	

Weight %

	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>	<i>Ni</i>
<i>Ol 2188 A_pt1</i>	26.15	37.55		0.83	2.80	5.87	1.81	4.70	20.29	
<i>Ol 2188 A_pt2</i>	29.29	40.55	1.52	0.82	6.52	11.88	3.89	0.90	4.64	
<i>Ol 2188 A_pt3</i>	29.78	42.35	1.03	2.96	2.43	10.84	4.55	0.60	5.45	
<i>Ol 2188 A_pt4</i>	25.19	36.98	0.94	1.02	2.60	5.29	1.66	5.08	19.86	1.38
<i>Ol 2188 A_pt5</i>	25.54	36.14	0.81	1.03	2.88	6.15	1.71	4.18	21.57	
<i>Ol 2188 A_pt6</i>	27.16	42.41	0.88	3.44	2.53	11.62	4.95	0.93	6.08	

Weight % Error

	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>	<i>Ni</i>
<i>Ol 2188 A_pt1</i>	+/-0.84	+/-1.87		+/-0.16	+/-0.15	+/-0.14	+/-0.20	+/-0.29	+/-0.82	
<i>Ol 2188 A_pt2</i>	+/-0.83	+/-1.56	+/-0.13	+/-0.10	+/-0.16	+/-0.16	+/-0.18	+/-0.10	+/-0.28	
<i>Ol 2188 A_pt3</i>	+/-0.85	+/-1.69	+/-0.17	+/-0.19	+/-0.18	+/-0.17	+/-0.21	+/-0.11	+/-0.33	
<i>Ol 2188 A_pt4</i>	+/-0.82	+/-1.84	+/-0.15	+/-0.10	+/-0.15	+/-0.14	+/-0.20	+/-0.28	+/-0.79	+/-0.43
<i>Ol 2188 A_pt5</i>	+/-0.75	+/-1.75	+/-0.13	+/-0.10	+/-0.14	+/-0.13	+/-0.10	+/-0.27	+/-0.80	
<i>Ol 2188 A_pt6</i>	+/-0.77	+/-1.46	+/-0.14	+/-0.10	+/-0.16	+/-0.14	+/-0.19	+/-0.10	+/-0.30	

Atom %

	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>	<i>Ni</i>
<i>Ol 2188 A_pt1</i>	40.49	43.64		0.63	1.93	3.89	0.84	1.82	6.76	
<i>Ol 2188 A_pt2</i>	41.08	42.69	1.11	0.57	4.07	7.12	1.64	0.32	1.40	
<i>Ol 2188 A_pt3</i>	41.37	44.17	0.75	2.03	1.50	6.44	1.90	0.21	1.63	
<i>Ol 2188 A_pt4</i>	39.55	43.59	0.77	0.79	1.82	3.55	0.78	2.00	6.71	0.44
<i>Ol 2188 A_pt5</i>	40.09	42.58	0.66	0.80	2.01	4.13	0.80	1.64	7.28	
<i>Ol 2188 A_pt6</i>	38.64	45.30	0.66	2.42	1.60	7.07	2.11	0.33	1.86	

Atom % Error

	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>	<i>Ni</i>
<i>Ol 2188 A_pt1</i>	+/-1.30	+/-2.17		+/-0.12	+/-0.11	+/-0.10	+/-0.09	+/-0.11	+/-0.27	
<i>Ol 2188 A_pt2</i>	+/-1.16	+/-1.64	+/-0.09	+/-0.07	+/-0.10	+/-0.10	+/-0.07	+/-0.04	+/-0.08	
<i>Ol 2188 A_pt3</i>	+/-1.18	+/-1.77	+/-0.13	+/-0.13	+/-0.11	+/-0.10	+/-0.09	+/-0.04	+/-0.10	
<i>Ol 2188 A_pt4</i>	+/-1.29	+/-2.17	+/-0.12	+/-0.08	+/-0.11	+/-0.09	+/-0.09	+/-0.11	+/-0.27	+/-0.14
<i>Ol 2188 A_pt5</i>	+/-1.17	+/-2.06	+/-0.11	+/-0.07	+/-0.10	+/-0.09	+/-0.05	+/-0.11	+/-0.27	
<i>Ol 2188 A_pt6</i>	+/-1.10	+/-1.56	+/-0.10	+/-0.07	+/-0.10	+/-0.09	+/-0.08	+/-0.04	+/-0.09	

Ol 2188 B

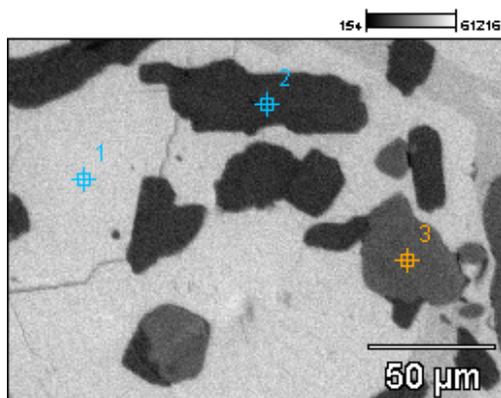


Image Name: Ol 2188 B

Accelerating Voltage: 15.0 kV

Magnification: 600

Net Counts

	C	O	Na	Mg	Al	Si	Ca	Ti	Fe
<i>Ol 2188 B_pt1</i>	4835	7397	316	791	2935	7340	1171	2925	5192
<i>Ol 2188 B_pt2</i>	4945	5311	1122	503	7647	14326	2521	448	1257
<i>Ol 2188 B_pt3</i>	4904	6679	558	2601	2421	13362	2938	488	1423

Net Counts Error

	C	O	Na	Mg	Al	Si	Ca	Ti	Fe
<i>Ol 2188 B_pt1</i>	+/-144	+/-267	+/-95	+/-137	+/-171	+/-160	+/-76	+/-145	+/-197
<i>Ol 2188 B_pt2</i>	+/-137	+/-129	+/-99	+/-106	+/-206	+/-205	+/-133	+/-52	+/-74
<i>Ol 2188 B_pt3</i>	+/-141	+/-237	+/-110	+/-179	+/-108	+/-196	+/-139	+/-54	+/-77

Weight %

	C	O	Na	Mg	Al	Si	Ca	Ti	Fe
<i>Ol 2188 B_pt1</i>	23.95	38.62	0.51	0.87	2.57	5.83	1.56	5.67	20.41
<i>Ol 2188 B_pt2</i>	32.72	35.88	1.62	0.53	6.68	12.16	3.84	1.00	5.57
<i>Ol 2188 B_pt3</i>	29.31	41.91	0.84	2.78	2.18	11.18	4.43	1.09	6.27

Weight % Error

	C	O	Na	Mg	Al	Si	Ca	Ti	Fe
<i>Ol 2188 B_pt1</i>	+/-0.71	+/-1.39	+/-0.15	+/-0.15	+/-0.15	+/-0.13	+/-0.10	+/-0.28	+/-0.77
<i>Ol 2188 B_pt2</i>	+/-0.91	+/-0.87	+/-0.14	+/-0.11	+/-0.18	+/-0.17	+/-0.20	+/-0.12	+/-0.33
<i>Ol 2188 B_pt3</i>	+/-0.84	+/-1.49	+/-0.17	+/-0.19	+/-0.10	+/-0.16	+/-0.21	+/-0.12	+/-0.34

Atom %

	C	O	Na	Mg	Al	Si	Ca	Ti	Fe
<i>Ol 2188 B_pt1</i>	37.69	45.62	0.42	0.67	1.80	3.92	0.73	2.24	6.91
<i>Ol 2188 B_pt2</i>	45.74	37.65	1.19	0.36	4.16	7.27	1.61	0.35	1.68
<i>Ol 2188 B_pt3</i>	41.11	44.13	0.62	1.93	1.36	6.71	1.86	0.38	1.89

Project: 12-06-2007

Atom % Error

	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>
<i>Ol2188 B_pt1</i>	+/-1.12	+/-1.65	+/-0.13	+/-0.12	+/-0.11	+/-0.09	+/-0.05	+/-0.11	+/-0.26
<i>Ol2188 B_pt2</i>	+/-1.27	+/-0.91	+/-0.10	+/-0.08	+/-0.11	+/-0.10	+/-0.08	+/-0.04	+/-0.10
<i>Ol2188 B_pt3</i>	+/-1.18	+/-1.57	+/-0.12	+/-0.13	+/-0.06	+/-0.10	+/-0.09	+/-0.04	+/-0.10

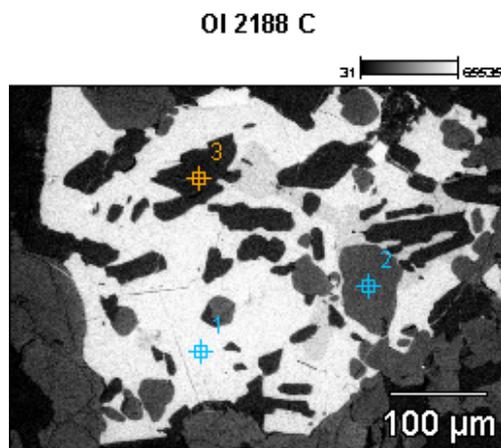


Image Name: OI 2188 C

Accelerating Voltage: 15.0 kV

Magnification: 230

Net Counts

	<i>C</i>	<i>N</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>
<i>OI 2188 C_pt1</i>	4930		7368		965	3072	7946	1394	2836	5383
<i>OI 2188 C_pt2</i>	4957		6807	477	2591	2840	13007	2938	327	1342
<i>OI 2188 C_pt3</i>	5467	729	7169	1257	842	8490	15679	2856	414	1288

Net Counts Error

	<i>C</i>	<i>N</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>
<i>OI 2188 C_pt1</i>	+/-164		+/-342		+/-146	+/-171	+/-179	+/-151	+/-149	+/-204
<i>OI 2188 C_pt2</i>	+/-141		+/-270	+/-105	+/-108	+/-196	+/-198	+/-140	+/-52	+/-137
<i>OI 2188 C_pt3</i>	+/-145	+/-162	+/-156	+/-103	+/-120	+/-217	+/-215	+/-139	+/-52	+/-76

Weight %

	<i>C</i>	<i>N</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>
<i>OI 2188 C_pt1</i>	24.19		38.02		1.03	2.64	6.18	1.82	5.39	20.74
<i>OI 2188 C_pt2</i>	29.51		42.46	0.72	2.76	2.56	10.90	4.44	0.73	5.92
<i>OI 2188 C_pt3</i>	25.04	10.05	38.70	1.41	0.68	5.68	10.09	3.30	0.70	4.34

Weight % Error

	<i>C</i>	<i>N</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>
<i>OI 2188 C_pt1</i>	+/-0.80		+/-1.76		+/-0.16	+/-0.15	+/-0.14	+/-0.20	+/-0.28	+/-0.79
<i>OI 2188 C_pt2</i>	+/-0.84		+/-1.68	+/-0.16	+/-0.12	+/-0.18	+/-0.17	+/-0.21	+/-0.12	+/-0.60
<i>OI 2188 C_pt3</i>	+/-0.66	+/-2.23	+/-0.84	+/-0.12	+/-0.10	+/-0.15	+/-0.14	+/-0.16	+/-0.09	+/-0.26

Atom %

	<i>C</i>	<i>N</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>
<i>OI 2188 C_pt1</i>	38.14		45.01		0.81	1.85	4.17	0.86	2.13	7.03
<i>OI 2188 C_pt2</i>	41.15		44.45	0.52	1.90	1.59	6.50	1.86	0.25	1.78
<i>OI 2188 C_pt3</i>	34.43	11.85	39.95	1.01	0.46	3.48	5.93	1.36	0.24	1.28

Atom % Error

	<i>C</i>	<i>N</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>
<i>OI 2188 C_pt1</i>	+/-1.27		+/-2.09		+/-0.12	+/-0.10	+/-0.09	+/-0.09	+/-0.11	+/-0.27
<i>OI 2188 C_pt2</i>	+/-1.17		+/-1.76	+/-0.11	+/-0.08	+/-0.11	+/-0.10	+/-0.09	+/-0.04	+/-0.18
<i>OI 2188 C_pt3</i>	+/-0.91	+/-2.63	+/-0.87	+/-0.08	+/-0.07	+/-0.09	+/-0.08	+/-0.07	+/-0.03	+/-0.08

Base

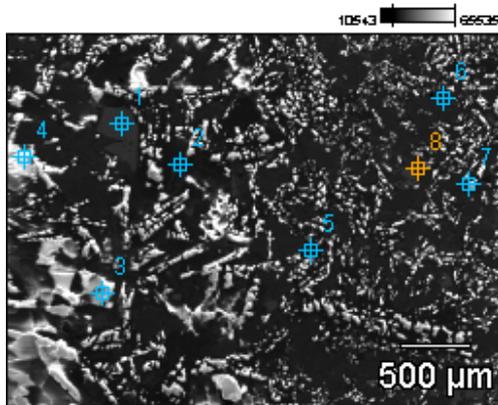


Image Name: Base

Accelerating Voltage: 15.0 kV

Magnification: 33

Net Counts

	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>K</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>	<i>Ni</i>
<i>Base_pt1</i>	2075	7002			448	472			6290	8641	148
<i>Base_pt2</i>	1701	5121		1848	1158	8016	133	381		909	
<i>Base_pt3</i>	2005	5047		907	505	5454		234			
<i>Base_pt4</i>	2194	7044		1522	864	7341		357		365	
<i>Base_pt5</i>	1346	2603	232		1575	8867	624				
<i>Base_pt6</i>	1214	405		232		752		223			
<i>Base_pt7</i>	1048				412	960					
<i>Base_pt8</i>	1058	512			1234	1830		274			

Net Counts Error

	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>K</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>	<i>Ni</i>
<i>Base_pt1</i>	+/-104	+/-217			+/-54	+/-59			+/-157	+/-196	+/-47
<i>Base_pt2</i>	+/-73	+/-79		+/-107	+/-116	+/-136	+/-33	+/-70		+/-86	
<i>Base_pt3</i>	+/-82	+/-109		+/-51	+/-50	+/-106		+/-27			
<i>Base_pt4</i>	+/-85	+/-141		+/-100	+/-107	+/-129		+/-59		+/-67	
<i>Base_pt5</i>	+/-66	+/-90	+/-60		+/-111	+/-127	+/-34				
<i>Base_pt6</i>	+/-60	+/-68		+/-41		+/-41		+/-28			
<i>Base_pt7</i>	+/-54				+/-77	+/-68					
<i>Base_pt8</i>	+/-54	+/-45			+/-90	+/-81		+/-27			

Weight %

	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>K</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>	<i>Ni</i>
<i>Base_pt1</i>	10.52	36.29			0.49	0.45			13.37	37.85	1.02
<i>Base_pt2</i>	21.77	49.46		3.90	2.08	13.36	0.36	1.15		7.92	
<i>Base_pt3</i>	25.76	59.15		2.29	1.08	10.86		0.87			
<i>Base_pt4</i>	22.26	58.51		2.91	1.40	11.01		0.98		2.93	
<i>Base_pt5</i>	28.22	44.14	0.89		3.76	20.47	2.51				
<i>Base_pt6</i>	52.13	34.91		2.53		6.65		3.77			
<i>Base_pt7</i>	82.51				5.21	12.28					
<i>Base_pt8</i>	46.93	30.47			7.77	11.58		3.25			

Project: 12-06-2007

Weight % Error

	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>K</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>	<i>Ni</i>
<i>Base_pt1</i>	+/-0.53	+/-1.12			+/-0.06	+/-0.06			+/-0.33	+/-0.86	+/-0.33
<i>Base_pt2</i>	+/-0.93	+/-0.76		+/-0.23	+/-0.21	+/-0.23	+/-0.09	+/-0.21		+/-0.75	
<i>Base_pt3</i>	+/-1.05	+/-1.28		+/-0.13	+/-0.11	+/-0.21		+/-0.10			
<i>Base_pt4</i>	+/-0.86	+/-1.17		+/-0.19	+/-0.17	+/-0.19		+/-0.16		+/-0.54	
<i>Base_pt5</i>	+/-1.38	+/-1.53	+/-0.23		+/-0.26	+/-0.29	+/-0.14				
<i>Base_pt6</i>	+/-2.58	+/-5.86		+/-0.45		+/-0.36		+/-0.47			
<i>Base_pt7</i>	+/-4.25				+/-0.97	+/-0.87					
<i>Base_pt8</i>	+/-2.40	+/-2.68			+/-0.57	+/-0.51		+/-0.32			

Atom %

	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>K</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>	<i>Ni</i>
<i>Base_pt1</i>	21.10	54.62			0.44	0.38			6.72	16.32	0.42
<i>Base_pt2</i>	31.26	53.33		2.77	1.33	8.21	0.16	0.49		2.45	
<i>Base_pt3</i>	33.60	57.91		1.47	0.63	6.05		0.34			
<i>Base_pt4</i>	30.13	59.46		1.95	0.84	6.38		0.40		0.85	
<i>Base_pt5</i>	38.65	45.38	0.64		2.29	11.99	1.06				
<i>Base_pt6</i>	62.38	31.36		1.50		3.40		1.35			
<i>Base_pt7</i>	91.60				2.57	5.83					
<i>Base_pt8</i>	59.26	28.89			4.37	6.26		1.23			

Atom % Error

	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>K</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>	<i>Ni</i>
<i>Base_pt1</i>	+/-1.06	+/-1.69			+/-0.05	+/-0.05			+/-0.17	+/-0.37	+/-0.13
<i>Base_pt2</i>	+/-1.34	+/-0.82		+/-0.16	+/-0.13	+/-0.14	+/-0.04	+/-0.09		+/-0.23	
<i>Base_pt3</i>	+/-1.37	+/-1.25		+/-0.08	+/-0.06	+/-0.12		+/-0.04			
<i>Base_pt4</i>	+/-1.17	+/-1.19		+/-0.13	+/-0.10	+/-0.11		+/-0.07		+/-0.16	
<i>Base_pt5</i>	+/-1.89	+/-1.57	+/-0.17		+/-0.16	+/-0.17	+/-0.06				
<i>Base_pt6</i>	+/-3.08	+/-5.27		+/-0.26		+/-0.19		+/-0.17			
<i>Base_pt7</i>	+/-4.72				+/-0.48	+/-0.41					
<i>Base_pt8</i>	+/-3.02	+/-2.54			+/-0.32	+/-0.28		+/-0.12			

Base

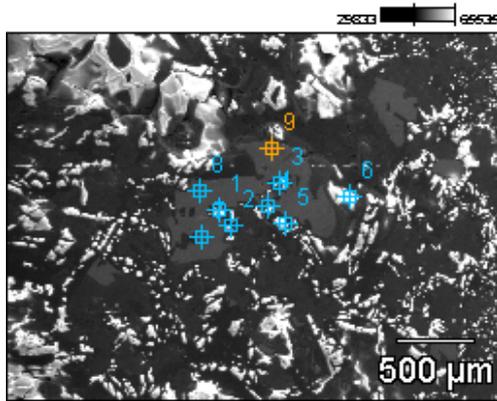


Image Name: Base

Accelerating Voltage: 20.0 kV

Magnification: 37

Net Counts

	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>K</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>V</i>	<i>Fe</i>	<i>Ni</i>
<i>Base_pt1</i>	2651	5967		4286	678	17105		3126	482		3867	
<i>Base_pt2</i>	1784	4709	1173		10723	18864		4612			775	
<i>Base_pt3</i>	2131	5605	1324		5692	18975	1853	641	622		1646	140
<i>Base_pt4</i>	1555	3949			813	677			7285		13268	314
<i>Base_pt5</i>	2138	5217	2285		7848	17009	198	1837			641	
<i>Base_pt6</i>	2344	4046		2002	1127	7469		468			1769	
<i>Base_pt7</i>	1727	5240			862	648			8710	680	17952	259
<i>Base_pt8</i>	1610	5342			915	624			9513	657	18771	
<i>Base_pt9</i>	1321	4172			305	1546			9025		12018	

Net Counts Error

	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>K</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>V</i>	<i>Fe</i>	<i>Ni</i>
<i>Base_pt1</i>	+/-103	+/-93		+/-136	+/-88	+/-182		+/-134	+/-95		+/-156	
<i>Base_pt2</i>	+/-79	+/-134	+/-87		+/-202	+/-216		+/-138			+/-58	
<i>Base_pt3</i>	+/-115	+/-263	+/-111		+/-182	+/-212	+/-63	+/-52	+/-89		+/-71	+/-49
<i>Base_pt4</i>	+/-112	+/-226			+/-57	+/-62			+/-182		+/-250	+/-65
<i>Base_pt5</i>	+/-84	+/-124	+/-127		+/-184	+/-201	+/-46	+/-106			+/-57	
<i>Base_pt6</i>	+/-84	+/-79		+/-119	+/-129	+/-141		+/-46			+/-75	
<i>Base_pt7</i>	+/-105	+/-153			+/-60	+/-65			+/-201	+/-82	+/-277	+/-67
<i>Base_pt8</i>	+/-93	+/-133			+/-59	+/-64			+/-203	+/-83	+/-282	
<i>Base_pt9</i>	+/-96	+/-136			+/-55	+/-103			+/-190		+/-240	

Weight %

	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>K</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>V</i>	<i>Fe</i>	<i>Ni</i>
<i>Base_pt1</i>	24.85	44.88		4.72	0.59	12.50		3.15	0.66		8.65	
<i>Base_pt2</i>	22.89	43.10	2.01		9.20	15.58		5.28			1.94	
<i>Base_pt3</i>	24.02	45.77	2.35		4.94	14.90	1.93	0.71	0.93		3.98	0.46
<i>Base_pt4</i>	14.38	34.75			1.09	0.72			11.57		36.30	1.19
<i>Base_pt5</i>	25.85	45.09	3.97		6.98	14.13	0.22	2.13			1.63	
<i>Base_pt6</i>	30.66	48.08		3.55	1.57	8.88		0.77			6.49	
<i>Base_pt7</i>	12.55	35.13			0.91	0.54			10.77	0.96	38.35	0.77
<i>Base_pt8</i>	11.54	35.16			0.95	0.51			11.54	0.91	39.39	
<i>Base_pt9</i>	12.14	38.17			0.40	1.62			14.48		33.20	

Weight % Error

	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>K</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>V</i>	<i>Fe</i>	<i>Ni</i>
<i>Base_pt1</i>	+/-0.97	+/-0.70		+/-0.15	+/-0.08	+/-0.13		+/-0.14	+/-0.13		+/-0.35	
<i>Base_pt2</i>	+/-1.01	+/-1.23	+/-0.15		+/-0.17	+/-0.18		+/-0.16			+/-0.15	
<i>Base_pt3</i>	+/-1.30	+/-2.15	+/-0.20		+/-0.16	+/-0.17	+/-0.07	+/-0.06	+/-0.13		+/-0.17	+/-0.16
<i>Base_pt4</i>	+/-1.04	+/-1.99			+/-0.08	+/-0.07			+/-0.29		+/-0.68	+/-0.25
<i>Base_pt5</i>	+/-1.02	+/-1.07	+/-0.22		+/-0.16	+/-0.17	+/-0.05	+/-0.12			+/-0.15	
<i>Base_pt6</i>	+/-1.10	+/-0.94		+/-0.21	+/-0.18	+/-0.17		+/-0.08			+/-0.28	
<i>Base_pt7</i>	+/-0.76	+/-1.03			+/-0.06	+/-0.05			+/-0.25	+/-0.12	+/-0.59	+/-0.20
<i>Base_pt8</i>	+/-0.67	+/-0.88			+/-0.06	+/-0.05			+/-0.25	+/-0.12	+/-0.59	
<i>Base_pt9</i>	+/-0.88	+/-1.24			+/-0.07	+/-0.11			+/-0.30		+/-0.66	

Atom %

	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>K</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>V</i>	<i>Fe</i>	<i>Ni</i>
<i>Base_pt1</i>	35.78	48.51		3.36	0.38	7.70		1.36	0.24		2.68	
<i>Base_pt2</i>	33.15	46.85	1.52		5.93	9.65		2.29			0.60	
<i>Base_pt3</i>	34.23	48.97	1.75		3.13	9.08	0.84	0.30	0.33		1.22	0.13
<i>Base_pt4</i>	27.55	49.96			0.93	0.59			5.56		14.95	0.47
<i>Base_pt5</i>	35.91	47.03	2.88		4.32	8.39	0.09	0.89			0.49	
<i>Base_pt6</i>	41.08	48.37		2.35	0.93	5.09		0.31			1.87	
<i>Base_pt7</i>	24.66	51.82			0.80	0.46			5.31	0.45	16.20	0.31
<i>Base_pt8</i>	23.00	52.63			0.84	0.44			5.77	0.43	16.89	
<i>Base_pt9</i>	23.15	54.65			0.34	1.32			6.92		13.62	

Atom % Error

	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>K</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>V</i>	<i>Fe</i>	<i>Ni</i>
<i>Base_pt1</i>	+/-1.39	+/-0.76		+/-0.11	+/-0.05	+/-0.08		+/-0.06	+/-0.05		+/-0.11	
<i>Base_pt2</i>	+/-1.47	+/-1.33	+/-0.11		+/-0.11	+/-0.11		+/-0.07			+/-0.05	
<i>Base_pt3</i>	+/-1.85	+/-2.30	+/-0.15		+/-0.10	+/-0.10	+/-0.03	+/-0.02	+/-0.05		+/-0.05	+/-0.05
<i>Base_pt4</i>	+/-1.98	+/-2.86			+/-0.06	+/-0.05			+/-0.14		+/-0.28	+/-0.10
<i>Base_pt5</i>	+/-1.41	+/-1.12	+/-0.16		+/-0.10	+/-0.10	+/-0.02	+/-0.05			+/-0.04	
<i>Base_pt6</i>	+/-1.47	+/-0.94		+/-0.14	+/-0.11	+/-0.10		+/-0.03			+/-0.08	
<i>Base_pt7</i>	+/-1.50	+/-1.51			+/-0.06	+/-0.05			+/-0.12	+/-0.05	+/-0.25	+/-0.08
<i>Base_pt8</i>	+/-1.33	+/-1.31			+/-0.05	+/-0.04			+/-0.12	+/-0.05	+/-0.25	
<i>Base_pt9</i>	+/-1.68	+/-1.78			+/-0.06	+/-0.09			+/-0.15		+/-0.27	