

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
&
UNIVERSITÉ DE POITIERS
(CO-TUTELA)

**MECANISMOS DE RESFRIAMENTO, ESTRUTURAÇÃO E PROCESSOS
PÓS-MAGMÁTICOS EM BASALTOS DA BACIA DO PARANÁ - REGIÃO
DE FREDERICO WESTPHALEN (RS) - BRASIL**

**MÉCANISMES DE REFROIDISSEMENT, STRUCTURATION ET
PROCESSUS POST-MAGMATIQUES DES BASALTES DU BASSIN DU
PARANÁ - REGION DE FREDERICO WESTPHALEN (RS) - BRÉSIL**

MÁRCIA ELISA BOSCATO GOMES

ORIENTADORES: PROF. DR. MILTON L. L. FORMOSO
PROF. DR. ALAIN MEUNIER

COMISSÃO EXAMINADORA: PROF. DR. LAURO V. S. NARDI
PROF. DR. PATRICK DUDOIGNON
PROF. DR. ALAIN MEUNIER
PROF. DR. MILTON L.L. FORMOSO

Tese de Doutorado apresentada como requisito para obtenção do
Título de Doutor em Geociências
Ano de conclusão 1996.

Cogito, ergo sum

*Mi vesto ogni mattina
di polvere e d'ignoranza*

Joseph Raffa

SUMÁRIO

Resumo
Resumé

INTRODUÇÃO

Objetivos
Metodologia de Trabalho

Primeira Parte

CONTEXTO GEOLÓGICO

CAPÍTULO I - A BACIA DO PARANÁ	1
1.1 Evolução Tectônica da Bacia do Paraná	1
1.2 O Magmatismo da Bacia do Paraná	8
1.2.1 Características Químicas	10
1.2.2 Diques Associados	12
1.2.3 Geocronologia	13
1.2.4 Estratigrafia da Bacia do Paraná	14
1.2.5 Origem do Magmatismo	15
CAPÍTULO II - GEOLOGIA DA REGIÃO DE FREDERICO WESTPHALEN	19
2.1 Geologia da Área Piloto	19
2.2 Posição Espacial Relativa	21
2.3 Espessuras dos Derrames	22
2.4 Estruturas Internas	23
2.4.1 Derrames Tipo I	25
2.4.2 Derrames Tipo II	25
2.4.4 Individualização dos Derrames	27
2.5 Características Mineralógicas e Texturais	33
2.5.1 Mineralogia e Texturas dos Derrames do Tipo I	33
2.5.2 Mineralogia e Texturas dos Derrames do Tipo II	34
2.6 Características Químicas	36
2.7 Estratigrafia da Região de Frederico Westphalen - Discussão	40

Segunda Parte

ESTUDO DE UM DERRAME ESPESSO

CAPÍTULO III - A ESTRUTURAÇÃO	47
3.1 Níveis Vesiculares	48
3.1.1 Nível Vesicular de Topo	50
3.1.2 Nível Vesicular da Base	56
3.2 Disjunções Colunares	58
3.2.1 Colunado Superior	60
3.2.2 Entablamento	60
3.2.3 Colunado Inferior	61
3.3 Análise do Fraturamento	63
CAPÍTULO IV - A COMPOSIÇÃO QUÍMICA	73
4.1 Características Químicas	74
4.2 Variações Químicas ao Longo do Derrame	77
CAPÍTULO V - AS TEXTURAS	85
5.1 Níveis Vesiculares	86
5.1.1 Nível Vesicular Superior	86
5.1.2 Nível Vesicular Inferior	97
5.2 Nível Colunado Superior e Nível Colunado Inferior	98
5.3 Entablamento	102
5.4 A Evolução das Texturas	108
CAPÍTULO VI - A COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA	113
6.1 As Fases Minerais Primárias	113
6.1.1 Piroxênios	113
6.1.2 Plagioclásio	121
6.1.3 Óxidos	126
6.2 A Distribuição das Fases Minerais Tardias	132
6.2.1 Minerais de Alteração	132
6.2.2 Minerais Precipitados nos Espaços Intergranulares	137
6.2.3 Minerais Que Preenchem as Vesículas	146
6.2.4 Minerais que Preenchem as Fraturas	149
6.2.4.1 Microfraturas Precoces	149
6.2.4.2 Fraturas que Originam a Prismação	153

6.2.4.3 Fraturas Tardias	159
6.2.4.4 Os Fatores Físicos que Afetam o Fraturamento	162
6.2.5 A Evolução das Fases Mineraias Tardias	164
CAPÍTULO VII - O RESFRIAMENTO	167
7.1 Modelamento Matemático da Solidificação e do Resfriamento do Derrame	167
7.1.1 Regime de Temperatura Durante a Solidificação	169
7.1.2 Regime de Temperatura Após a Total Solidificação	171
7.2 O Processo de Cristalização	174
7.2.1 A Cristalização das Fases Mineraias	174
7.2.2 Processos Ativos Durante a Cristalização	177
7.2.3 Modelamento do Fracionamento	179
7.3 Modelamento do Fraturamento	182
CAPÍTULO VIII - A HISTÓRIA TÉRMICA E MECÂNICA - DISCUSSÃO	185
8.1 Introdução	185
8.2 Processos que Ocorrem no Intervalo $1.200\text{ }^{\circ}\text{C} > T > 980\text{ }^{\circ}\text{C}$	186
8.2.1 Vesiculação	186
8.2.2 Cristalização dos Mineraias Primários	189
8.3 Processos que Ocorrem em $T < 980\text{ }^{\circ}\text{C}$	194
8.3.1 Fraturamento e Estruturação	194
8.4 Processos de Cristalização Tardi-Magmática	199
CAPÍTULO IX - CONCLUSÕES	206
Referências Bibliográficas	210
ANEXOS	
Anexo I - Análises Químicas de Rocha e de Mineraias	
Anexo II - Tratamento de Imagem das Vesículas	
Anexo III - Resultados de Difração de Raios X	

Lista de Figuras

Fig. 1.1. Mapa de localização da Bacia do Paraná na América do Sul.	2
Fig. 1.2. Esboço da geologia do embasamento da Bacia do Paraná.	4
Fig. 1.3. Mapa geológico da Província Paraná-Etendeka.	9
Fig. 1.4. Seção esquemática N-S, ao longo do meridiano 52°W.	15
Fig. 2.1. Mapa da área de estudo com a localização dos perfis realizados.	20
Fig. 2.2. Mapa geológico da região individualizando os diferentes derrames.	22
Fig. 2.3. Mapa geológico em 3D mostrando as diferenças de relevo.	23
Fig. 2.4. Perfil esquemático de derrames do tipo I.	26
Fig. 2.5. Perfil esquemático de derrames espessos do tipo II.	27
Fig. 2.6. Perfis geológicos (seqüência de derrames).	29
Fig. 2.7. Contato entre os derrames 8 e 9 no perfil Frederico Westphalen - Iraí.	31
Fig. 2.8. Zona superior fraturada do derrame 8, Ametista do Sul.	31
Fig. 2.9. Nível central do derrame 1, com o fraturamento contínuo do tipo “colunado”.	32
Fig. 2.10. Padrões estruturais do tipo “colunado superior” e “entablamento”.	32
Fig. 2.11. Variações de Ti/Y e Sr nos derrames da região de Frederico Westphalen.	37
Fig. 2.12. Variações de Zr/Y e Sr nos derrames da região de Frederico Westphalen.	37
Fig. 2.13. Diagramas de variação de elementos maiores.	38
Fig. 2.14. Variações de Sr e Fe ₂ O ₃ (total) nos derrames de Frederico Westphalen.	39
Fig. 3.1. Estruturação interna do derrame de Frederico Westphalen.	49
Fig. 3.2. Vesículas concentradas em camadas intercaladas ao basalto maciço.	51
Fig. 3.3. Aspectos característicos da coalescência de vesículas.	52
Fig. 3.4. Fraturas preenchidas por zeolitas.	52
Fig. 3.5. Aspecto do nível vesicular do topo do derrame.	54
Fig. 3.6. Aspecto geral do nível vesicular da base.	57
Fig. 3.7. Aspecto do fraturamento no entablamento.	61
Fig. 3.8. Detalhe de um prisma do entablamento.	62
Fig. 3.9. Localização dos blocos no perfil vertical do derrame.	64
Fig. 3.10. Superfície da fratura com estrias horizontais.	69

Fig. 4.1. Perfil esquemático do derrame de Frederico Westphalen.	74
Fig. 4.2. Diagramas de variações de elementos maiores e traços.	76
Fig. 4.3. Comportamento dos constituintes químicos.	79
Fig. 5.1. Contato entre a rocha e a vesícula (concentração da mesóstase).	87
Fig. 5.2. Mesóstase nos interstícios de cristais de plagioclásio e piroxênio.	87
Fig. 5.3. Cristais esqueléticos alongados de plagioclásio imersos na mesóstase.	88
Fig. 5.4. Cristal de plagioclásio com bordas corroídas no contato com a mesóstase.	89
Fig. 5.5. Espaços intersticiais ocupados por zeolitas.	90
Fig. 5.6. Morfologias esqueléticas dos minerais opacos no nível vesicular.	91
Fig. 5.7. Processo de coalescência de bolhas.	92
Fig. 5.8. Vesículas interligadas por fratura preenchida.	92
Fig. 5.9. Vesícula parcialmente contornada pela mesóstase.	93
Fig. 5.10. Vesícula preenchida (calcita, zeolitas e argilominerais).	94
Fig. 5.11. Vesícula preenchida por calcita, com auréola formada pela mesóstase.	95
Fig. 5.12. Contato da vesícula (à direita) com a matriz da rocha.	96
Fig. 5.13. Contato da vesícula com cristal de plagioclásio.	96
Fig. 5.14. Visão geral da textura no nível vesicular superior.	97
Fig. 5.15. Mesóstase criptocristalina nos interstícios de plagioclásio.	101
Fig. 5.16. Mesóstase constituída por micrólitos.	101
Fig. 5.17. Cristal de plagioclásio com contornos retos e superfícies lisas.	103
Fig. 5.18. Aspecto típico dos cristais de Ti-magnetita.	104
Fig. 5.19. Mesóstase criptocristalina nos interstícios de plagioclásio.	105
Fig. 5.20. Aspecto da mesóstase no entablamento.	106
Fig. 5.21. Espaço intersticial ocupado por quartzo automorfo.	107
Fig. 5.22. Representação da distribuição dos minerais ao longo do derrame.	109
Fig. 6.1. Diagramas composicionais dos piroxênios no sistema Wo-En-Fs.	115
Fig. 6.2. Evolução das composições dos piroxênios.	116
Fig. 6.3. Conteúdo de Wo , Al_2O_3 , TiO_2 à razão $Fe/(Fe+Mg)$ dos piroxênios.	117
Fig. 6.4. Variações do Al (IV) (a) e do Ti (b) nos piroxênios.	120
Fig. 6.5. Diagramas composicionais dos plagioclásios no sistema Ab-An-Or.	122
Fig. 6.6. Cristal de plagioclásio envolvido pela mesóstase criptocristalina.	125
Fig. 6.7. Pequenos cristais de K-feldspato.	124
Fig. 6.8. Variações nos teores de An e FeO dos plagioclásios.	126

Fig. 6.10. Diagrama composicional dos óxidos de Fe-Ti.	130
Fig. 6.11. Difrátogramas de raios X dos minerais opacos.	131
Fig. 6.12. Cristal de piroxênio com fraturas internas.	134
Fig. 6.13. Cristal de piroxênio do nível vesicular do topo.	134
Fig. 6.14. Plagioclásio situado próximo à fratura.	135
Fig. 6.15. Plagioclásio mostrando feições de dissolução.	136
Fig. 6.16. Aspecto do nível vesicular do topo.	139
Fig. 6.17. Aspecto do material cristalizado nos espaços intergranulares (nível colunado).	139
Fig. 6.18. Aspecto do material cristalizado nos espaços intergranulares (entablamento).	140
Fig. 6.19. Agregados de argilominerais preenchendo os interstícios dos grãos da matriz no entablamento.	140
Fig. 6.20. Difrátograma de raios X mostrando padrões do tipo esmectita pura e interestratificados clorita/esmectita.	142
Fig. 6.21. Representação quimiográfica $M^{+}4Si-3R^{2+}$ dos argilominerais que ocorrem em um veio e preenchendo espaços intergranulares.	144
Fig. 6.22. Representação quimiográfica $M^{+}4Si-3R^{2+}$ dos argilominerais que ocorrem em um veio de zeolita, preenchendo os espaços intergranulares, em veio precoce de amostra do colunado superior.	145
Fig. 6.23. Aspecto do preenchimento de vesículas no nível vesicular do topo.	148
Fig. 6.24. Difrátograma de raios X (esmectita, calcita, zeolita e celadonita).	148
Fig. 6.25. Vesícula com preenchimento da camada externa de zeolita criptocristalina.	147
Fig. 6.26. Cristais de crisocola formados a partir da alteração de zeolita.	150
Fig. 6.27. Veio precoce com contornos difusos e interpenetrativos com a mesóstase adjacente.	151
Fig. 6.28. Veio precoce mostrando contatos difusos e continuidade com a mesóstase.	154
Fig. 6.29. Aspectos das fraturas verticais em que se observam os contornos irregulares com a rocha.	155
Fig. 6.30. Aspectos das fraturas ao microscópio eletrônico de varredura.	157
Fig. 6.31. Características do preenchimento das fraturas.	158
Fig. 6.33. Aspectos das fraturas tardias.	161
Fig. 7.1. Percurso da solidificação do derrame em função do tempo de resfriamento.	172
Fig. 7.2. Distribuição das temperaturas ao longo do derrame após a solidificação.	173
Fig. 7.3. Comportamento da $1/\text{taxa}$ de resfriamento com a profundidade no derrame.	184

Fig. 8.1. Características do “front de solidificação” segundo Marsh (1996).	187
Fig. 8.2. Evolução dos processos magmáticos e tardi-magmáticos.	193
Fig. 8.3. Velocidades de deslocamento das isothermas de 900° C e 750° C.	197
Fig. 8.4. Formação e preenchimento dos três tipos de fraturas.	203

RESUMO

Na região norte do estado do Rio Grande do Sul, localizada entre as cidades de Frederico Westphalen - Iraí - Planalto, foram individualizados 12 derrames basálticos pertencentes à Fm Serra Geral do Cretáceo da Bacia do Paraná. As características estruturais e petrográficas destas rochas levaram à definição de dois tipos de derrames: (1) tipo I, com espessuras entre 15 e 30 metros e estruturação interna constituída por um estreito nível vesicular de topo, zona intensamente fraturada abaixo, seguida pela presença de uma zona macrovesicular interna e uma zona central maciça e, na base um estreito nível vesicular pode ou não estar presente; (2) tipo II, com espessuras entre 30 e 50 metros, caracterizados pela presença de nível vesicular no topo e na base e uma zona central intensamente fraturada, em alguns casos com a formação de três níveis diferenciados pelo padrão de fraturamento como colunado superior, entablamento e colunado inferior. Os derrames do tipo I são portadores de mineralização de ametistas na forma de geodos na zona macrovesicular interna. Os derrames desta sequência são classificados, segundo a proposição de Peate (1989) como tipo Pitanga (derrames 1,2,3,5, 6, 8 e 10) e tipo Parapanema (derrames 4,7,9, e 11), e seu posicionamento estratigráfico mostra a intercalação destes dois tipos magmáticos. Estudos de detalhe foram desenvolvidos no derrame de Frederico Westphalen (décimo primeiro da sequência na região). Este derrame possui, na área estudada, 50 metros de espessura, uma estruturação do tipo II e características químicas do tipo Parapanema. O modelo de resfriamento por condução, baseado nos trabalhos de Jaeger (1968), aplicado a esse derrame, se mostrou compatível com as características estruturais, texturais e mineralógicas. As variações observadas são reflexo das diferenças no comportamento do resfriamento ao longo do perfil vertical do derrame. Nos níveis vesiculares, as texturas intersertais, geradas pelo arranjo entre os minerais primários: olivina, Ti-magnetita, augita e plagioclásio, as vesículas e a mesóstase, são compatíveis com uma velocidade de resfriamento de 0,03 graus/hora e uma velocidade de avanço das isothermas de 0,09 cm/hora, que resulta na cristalização de 33% do líquido, nas proximidades das vesículas. Nos níveis colunados, o modelamento prevê uma velocidade de resfriamento de 0,0034 graus/hora e uma velocidade de avanço das isothermas de 0,023cm/hora, que resultam na formação de olivina, Ti-magnetita, augita e plagioclásio e um resíduo correspondente a 70% de cristalização. A parte central do derrame apresenta a menor velocidade de resfriamento, em torno de 0,0008 graus/hora e a menor velocidade de avanço das isothermas, em torno de 0,012 cm/hora, que propiciaram um maior grau de cristalização da matriz, constituída por Ti-magnetita, augita, pigeonita e plagioclásio e um resíduo compatível com 81% de cristalização. Este processo de cristalização magmática, que resulta na construção do arcabouço cristalino se dá no período de 31 anos. Os processos de fraturamento da rocha em resposta à contração provocada pelo acúmulo de stress térmico durante o resfriamento, começam a se manifestar mesmo antes da solidificação total da lava. "Fraturas" precoces, caracterizadas pela abertura de espaços por dilatação, sem ruptura da rocha, são encontradas nas partes superiores do derrame. Estas são preenchidas pelo líquido residual de mesma composição da mesóstase adjacente. O principal evento de fraturamento começa a se estabelecer logo após a solidificação

($T=900^{\circ}\text{C}$), nas regiões próximas das bordas do corpo e mais tardiamente no centro do derrame ($T=750^{\circ}\text{C}$), gerando os padrões característicos de colunados e entablamento, respectivamente. As fases minerais secundárias ocorrem nos espaços inter-granulares, preenchendo as vesículas e as fraturas da rocha. São formadas a partir do líquido residual resultante do processo de fracionamento da matriz pelo rápido resfriamento, e representam diferentes graus de evolução deste resíduo. K-feldspato e quartzo são as fases tardi-magmáticas características formadas nos espaços intersticiais. A cristalinidade deste material é controlada pelas taxas de resfriamento que prevalecem no local da sua formação. A evolução do fluido leva à concentração de H_2O , com a formação dos argilominerais, já em condições consideradas hidrotermais, tanto nos interstícios dos grãos como preenchendo as fraturas. A mistura do fluido residual da mesóstase com os vapores condensados nas vesículas produz as fases tardias do nível vesicular, cuja cristalização se dá em baixa temperatura devido ao alto gradiente térmico desta região. Este fluido, em desequilíbrio com a matriz da rocha, produz alteração das fases primárias, com a completa desestabilização da olivina e alteração mais incipiente do piroxênio. As fraturas tardias, que cortam todas as estruturas da rocha, são preenchidas por zeolitas, quartzo e carbonato.

RESUMÉ

Dans la région nord de l'état du Rio Grande do sul, localisée entre les villes de Frederico Westphalen-Iraí-Planalto, on a été individualisées 12 coulées basaltiques appartenant à la Formation Serra Geral du Crétacé du Bassin du Parana. Les caractéristiques structurales et pétrographiques de ces roches ont conduit à la définition de deux types de coulées: (1) type I, à épaisseurs entre 15 et 30 mètres et à structuration interne constituée par un niveau étroit vésiculaire au sommet, une zone intensément fracturée au-dessous, suivie de la présence d'une zone macrovésiculaire interne, d'une zone centrale massive et, à la base, un étroit niveau vésiculaire pouvant ou non être présent; (2) type II, à épaisseurs entre 30 et 50 mètres, caractérisées par la présence de niveaux vésiculaires au sommet et à la base et par une zone centrale intensément fracturée, dans certains cas avec formation de trois niveaux différenciés par le schéma de fracturation selon une colonnade supérieure, un entablement et une colonnade inférieure. Les coulées du type I sont porteuses de minéralisation d'amétistes sous la forme de géodes dans la zone macrovésiculaire interne. Les coulées de cette séquence sont classées, selon la proposition de Peate (1989) comme type Pitanga (coulées 1,2, 3, 5, 6, 8 et 10) et type Paranapanema (coulées 4, 7, 9 et 11), et leur positionnement stratigraphique indique l'intercalation de ces deux types magmatiques. Des études de détail ont été développées pour la coulée de Frederico Westphalen (la onzième dans la séquence de la région). Cette coulée possède, dans la zone étudiée, 50 mètres d'épaisseur, une structuration du type II et des caractéristiques chimiques du type Paranapanema. Le modèle de refroidissement par conduction, basé sur les travaux de Jaeger (1961), appliqué à cette coulée, s'est avéré compatible avec les caractéristiques structurales, texturales et minéralogiques. Les variations observées sont le reflet des différences de vitesse du refroidissement le long du profil vertical de la coulée. Dans les niveaux vésiculaires, les textures intercristallines, générées par l'arrangement entre les minéraux primaires: olivine, Ti-magnétite, augite et plagioclase, les vésicules et la mésostase, sont compatibles avec une vitesse de refroidissement de 0,03 degré/heure et une vitesse de l'avancée du front de solidification de 0,09 cm/heure, correspondant à la cristallisation de 33% du liquide, aux proximités des vésicules. Aux niveaux des colonnades, le modèle prévoit une vitesse de refroidissement de 0,0034 degré/heure et une vitesse de l'avancée du front de solidification de 0,023 cm/heure, correspondant à la formation d'olivine, Ti-magnétite, augite et plagioclase et d'un résidu correspondant à 70% de cristallisation. La partie centrale de la coulée présente les plus petites vitesses de refroidissement, autour de 0,0008 degré/heure et de l'avancée du front de solidification (0,012 cm/heure), qui ont permis un plus grand degré de cristallisation de la matrice, constituée de Ti-magnétite, augite, pigeonite et plagioclase et d'un résidu compatible avec 81% de cristallisation. Ce processus de cristallisation magmatique, qui aboutit à la construction du squelette cristallin, a lieu dans une période de 31 ans. Les processus de fracturation de la roche en réponse à

la contraction provoquée par l'accumulation de stress thermique lors du refroidissement, commencent à se manifester avant même la solidification totale de la coulée. Des "fractures" précoces, caractérisées par l'ouverture de vides par dilatation, sans rupture de la roche, sont rencontrées dans les parties supérieures de la coulée. Celles-ci sont remplies par le liquide résiduel de même composition que la mésostase adjacente. Le principal événement de fracturation commence à s'établir peu après la solidification ($T = 900^{\circ}\text{C}$), dans les régions proches des bords du corps et plus tardivement au centre de la coulée ($T = 750^{\circ}\text{C}$), engendrant, respectivement, les schémas caractéristiques de colonnades et d'entablement. Les phases minérales secondaires cristallisent dans les vides intergranulaires, remplissant également les vésicules et les fractures de la roche. Elles sont formées à partir du liquide résiduel résultant du processus de fractionnement de la matrice, et représentent différents degrés d'évolution de ce résidu. Feldspath-K et quartz sont les phases tardi-magmatiques caractéristiques formées dans les vides intersticiels. La cristallinité de ce matériel est contrôlée par des taux de refroidissement régnant à l'endroit de leur formation. L'évolution du fluide conduit à la concentration de H_2O , avec formation de minéraux argileux, aussi bien dans les interstices des grains que dans les remplissages des fractures. Le mélange du fluide résiduel de la mésostase avec les vapeurs condensées dans les vésicules, produit les phases tardives du niveau vésiculaire, dont la cristallisation se fait à basse température à cause des vitesses de refroidissement élevées dans la partie supérieure de la coulée. Ce fluide, en déséquilibre avec la matrice de la roche, produit une altération des phases primaires, avec une déstabilisation complète de l'olivine et une altération du pyroxène. Les fractures tardives, qui coupent toutes les structures de la roche, sont remplies par des zéolithes, du quartz et des carbonates.

INTRODUÇÃO

OBJETIVOS

Este trabalho faz parte de um programa que tem por objetivo geral o estudo dos processos de “alteração” das rochas basálticas da Bacia do Paraná, no Rio Grande do Sul.

Esses processos são responsáveis pela formação de várias espécies minerais, em um número surpreendente de hábitos, formas, tamanhos, cores e associações. As mais lindas ametistas, conhecidas no mundo todo, são provenientes de geodos formados no interior de lavas basálticas na região de Planalto, no norte do Rio Grande do Sul. Certamente as maiores zeolitas, das espécies e formas mais variadas já descritas, são encontradas nos derrames de Estância Velha e Morro Reuter. Cristais de gesso com diâmetros de até meio metro, dezenas de formas e cores de calcita, quartzo, apofilita, cobre nativo, malaquita, crisocola, anidrita, barita e argilominerais que são retirados aos baldes, são gerados por processos que, de maneira ampla, são considerados como “alteração” dos basaltos.

Mas, quais são os processos de alteração dos basaltos?

Com o objetivo de responder essa questão, vários estudos estão sendo realizados, em diversas regiões e com enfoques diferentes, de modo se compreender todos os episódios que compõem a história dessas rochas.

Dentro deste contexto, o presente trabalho tem como objetivo geral o estudo de um derrame basáltico com um grau incipiente de alteração, de modo que se possa definir e caracterizar os fenômenos magmáticos, tardi-magmáticos e de alteração, e suas inter-relações na evolução destas rochas.

A região de Frederico Westphalen - Iraí - Planalto foi escolhida pois na mesma sequência de derrames encontram-se aqueles com mineralização de ametista, o que permite que sejam feitas comparações diretas entre derrames mineralizados e com pouca alteração.

O derrame de Frederico Westphalen apresenta as condições ideais para este estudo, pois trata-se do derrame mais espesso da região, encontra-se no topo da

sequência, possui uma estruturação interna bem marcada e um grau incipiente de alteração.

O estágio atual de conhecimento sobre as rochas vulcânicas da Bacia do Paraná, na região, tem um caráter regional e é muito restrito aos aspectos geoquímicos. A própria estratigrafia proposta para a Fm Serra Geral é uma estratigrafia química com pouca conexão com dados de campo e de posicionamento espacial das unidades. Por essa razão, para que se possa compreender os fenômenos restritos a um único corpo, tornou-se necessário o conhecimento da sua situação geológica. Para isso, a primeira parte desse trabalho consta de mapeamento geológico, com os seguintes objetivos:

- definição da estratigrafia da região;
- caracterização estrutural, petrográfica e química dos derrames;
- posicionamento do derrame escolhido para o estudo de detalhe, na estratigrafia da região.

A segunda parte do trabalho é o estudo de detalhe do derrame de Frederico Westphalen e tem como objetivos específicos:

- caracterizar os processos de resfriamento do corpo;
- determinar os mecanismos geradores da estruturação interna do derrame;
- estabelecer as condições de formação do fraturamento da rocha;
- caracterizar os produtos de “alteração” da rocha;
- estabelecer as condições e os processos de formação destes;
- avaliar a extensão da influência dos fenômenos magmáticos sobre a estruturação e “alteração” da rocha.

METODOLOGIA DE TRABALHO

MAPEAMENTO GEOLÓGICO

O mapeamento geológico regional teve com objetivo principal estabelecer a estratigrafia da região. Para isso, foram realizados sete perfis geológicos na área compreendida entre as cidades de Frederico Westphalen - Caiçara - Iraí - Planalto - Ametista do Sul, dos quais três são apresentados neste trabalho. Os resultados do mapeamento encontram-se no capítulo II.

TÉCNICAS ANALÍTICAS LABORATORIAIS

Difratometria de Raios X

A partir das amostras de rocha, utilizou-se o seguinte procedimento:

- as rochas foram trituradas em gral de ágata e dispersas através de ultrassom em água destilada. A fração $< 2\mu\text{m}$ foi separada a partir desta suspensão, usando procedimentos padrões de sedimentação. Uma identificação mineralógica de rotina por difratometria de raios X (DRX) (equipamentos utilizados: Siemens D5000 - UFRGS e CPGq Laboratório de Difratometria de Raios X - e Philips PW 1730 - Universidade de Poitiers Laboratório de Argila, Solos e Alterações, ambos com radiação $\text{CoK}\alpha$, 30-40 kV, 30-40 mA e filtro de ferro) foi realizada em todas as amostras do pó da rocha na forma não orientada e em preparações orientadas na fração $< 2\mu\text{m}$ (seca ao ar -SA- e saturada com etileno-glicol -EG-). O equipamento da Siemens apresenta goniômetro com sistema q-q como característica particular: ambos os equipamentos são controlados por computador (mais especificamente na condução e controle de grau a grau do motor do goniômetro), sendo que os padrões de DRX são obtidos numericamente e tratados através do programa DIFFRAC-AT da SOCABIM.

- para a determinação do parâmetro "b" dos argilominerais, as amostras foram coletadas pontualmente dos sítios de interesse, com o uso de uma broca dentária adaptada, resultando em amostras de poucos miligramas. Estas foram desorientadas pela passagem em uma peneira de abertura de $50\mu\text{m}$, caindo sobre uma lâmina de vidro nas mais variadas posições. Foram utilizadas as seguintes condições: $65-75^\circ 2\theta$ (para a reflexão 060 na determinação do parâmetro "b"), 10 segundos e $0,02^\circ 2\theta$ de intervalo angular, tempo de contagem e de grau de varredura do goniômetro, respectivamente.

ANÁLISE QUÍMICA DE ROCHA

Amostras de rocha, pertencentes aos diferentes derrames, foram analisadas (Activation Laboratories Ltd - Canadá) com o objetivo de determinar as suas características químicas em termos de elementos maiores, traços e elementos terras raras. O detalhamento químico do derrame de Frederico Westphalen teve por objetivos

A localização e a posição espacial dos diferentes derrames foi definida a partir da determinação das coordenadas geográficas (latitude e longitude) e da altitude correspondentes aos pontos que definem os limites de cada derrame. A obtenção das coordenadas foi realizada com um receptor GPS (Global Position System), de marca ENSIGN GPS da Trimble Navigation. A obtenção da coordenada altitude foi possível com a utilização de um altímetro de marca CASIO, modelo TWIN SENSOR com resolução instrumental de 5m. Em todas as medições altimétricas, fez-se verificação em mapas com escala 1:50.000, com uma equidistância das curvas de nível de 20m. Essa precisão é considerada suficiente para o estudo regional do posicionamento dos derrames basálticos.

Para o estudo de detalhe do derrame de Frederico Westphalen foram selecionadas três áreas de afloramentos representativos deste derrame:

- uma pedreira nas proximidades da cidade de Frederico Westphalen, cuja área aflorante abrange desde o contato basal com uma fina camada de arenito, até o nível vesicular superior, perfazendo uma exposição vertical contínua de aproximadamente 35 metros. O topo do nível vesicular superior é exposto em outros cortes nas proximidades desta pedreira. As amostras correspondentes a estes afloramentos têm sigla FW;

- um corte de estrada na rodovia que liga Frederico Westphalen a Caiçara, onde encontra-se aflorante o nível vesicular superior em contato com o derrame sobrejacente, com uma exposição vertical contínua de aproximadamente 10 metros . As amostras correspondentes a este afloramento têm sigla CE;

- uma pedreira nas proximidades da cidade de Caiçara, cuja exposição vertical, de aproximadamente 25 metros, permite a observação da base e porção central do derrame. As amostras correspondentes a este afloramento têm sigla Cai.

Nestes locais foram realizados os mapeamentos de vesículas e fraturas, conforme apresentado no capítulo III e a coleta de amostras, com localização precisa, para as análises químicas, como apresentado nos capítulos II e IV.

a caracterização química e o controle do comportamento dos constituintes ao longo do derrame.

As técnicas utilizadas foram as seguintes:

- Espectrometria por Emissão de Plasma (ICP): segundo este método, é feita uma solução da amostra usando um ácido, misturas de ácidos ou técnicas de fusão usando fluxos. A amostra-solução é então introduzida em uma “radio frequency excited plasma (~8.000°K)”. Cada elemento em solução produz um espectro característico, a intensidade das linhas espectrais são proporcionais a quantidade de cada elemento presente.

- Análise Instrumental por Ativação de Neutrons (INAA): esta técnica analítica é dependente da medida primária da radiação gamma a qual é emitida pelos isótopos radioativos quando as amostras são irradiadas em um reator nuclear. Cada elemento que é ativado vai emitir a sua “impressão digital” de radiação gamma, a qual pode ser medida e quantificada.

Os seguintes elementos foram quantificados (limite de detecção em ppm entre parênteses, a não ser quando indicado):

- Por INAA: Au (5 ppb), As (2), Br (1), Co (1), Cr (1), Cs (0,5), Hf (0,5), Hg (1), Ir (5 ppb), Mo (5) Rb (10), Sb (0,2), Sc (0,1), Se (3), Ta (1), Th (0,5), U (0,5), W (3), La (0,5), Ce (3), Yb (0,2) e Lu (0,01).

- Por ICP (fusão de elementos maiores): Si (0,01%), Al (0,01%), Fe₂O₃ (0,01%), Mn (0,01%), Mg (0,01%), Ca (0,01%), Na (0,01%), K (0,01%), Ti (0,01%), P (0,01%), Ba (1), Sr, (1), Y (1), Zr (1), Be (2) e V (1).

- Por ICP (digestão total): Cu (1), Pb (5), Zn (1), Ag (0,4), Ni (1), Cd (0,5) e Bi (5).

TRATAMENTO DE IMAGENS

Para o tratamento de imagens, utilizou-se o programa OPTILAB 2.1 ligado a um microcomputador Macintosh Quadra 650 20/240 Mb através de uma carta de numerização Neotech. A amostra (ao microscópio, lupa ou ao natural-macro) é filmada, as imagens registradas em videocassete e posteriormente transferidas para o microcomputador e tratadas pelo programa. O objetivo é a quantificação das regiões de contraste de cor e tons que representem características específicas, mineralógicas ou texturais, na rocha.

Para este estudo foram tratadas fotografias do nível vesicular, para o estudo das vesículas (formas, tamanhos e quantidade). Também foram analisadas imagens fotográficas para quantificação das fraturas. Estes procedimentos são descritos no capítulo III, onde são apresentados os resultados.

MICROSSONDA ELETRÔNICA

As análises quantitativas (Wavelength Dispersive System - WDS) foram realizadas na microsonda eletrônica CAMECA SX 50 (UFRGS - CPGq e na Universidade Paris VI), apresentando as seguintes condições analíticas:

- Análises de rotina para elementos maiores

Voltagem de 15 KV, corrente de 5 nA e diâmetro do feixe de elétrons de 1µm. Estas condições são apropriadas para os filossilicatos, especialmente argilominerais. Nestas condições, foram analisados os argilominerais e as zeolitas, por serem os principais minerais silicatados de alteração. O tempo de contagem para cada elemento nos espectrômetros foi de 10 segundos.

- Análises para F⁻ e Cl⁻ nos argilominerais:

Cerca de 12 análises foram efetuadas sob as seguintes condições: voltagem de 15 kV, corrente de 10 nA, diâmetro do feixe de 20 µm e tempo de contagem de 30 segundos e com espectrômetros exclusivos para cada elemento.

Os resultados deste estudo encontram-se no capítulo VI.

MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV)

Foi utilizado um aparelho JEOL JMS 6400 equipado com um sistema de análise KeveX. A tensão de aceleração foi de 15kV e o tempo de contagem de 100 segundos (Universidade de Poitiers - Laboratório de Argilas, Solos e Alteração e no Instituto Astronômico e Geofísico - USP).

Foi feito um estudo petrográfico sistemático, ao microscópio eletrônico de varredura, com o objetivo geral de determinar as relações texturais, os arranjos intergranulares e as características das fases minerais e vesículas presentes na rocha. Ênfase foi dada ao estudo da mesóstase nas diferentes partes do derrame.

Foram utilizadas amostras em lâmina delgada e pedaços de rocha.

Os resultados deste estudo encontram-se nos capítulos V e VI.

MODELAMENTO MATEMÁTICO

O modelamento matemático da solidificação e resfriamento do derrame foi desenvolvido por pesquisadores da Universidade de Poitiers, (Proust et al,1995). Baseia-se no modelo de resfriamento por condução, desenvolvido por Jaeger (1968). A partir destes cálculos foi possível realizar o modelamento do fraturamento. Esta metodologia é apresentada em detalhe no capítulo VII, juntamente com os resultados obtidos.

PRIMEIRA PARTE

CONTEXTO GEOLÓGICO

CAPÍTULO I

A BACIA DO PARANÁ

CAPÍTULO I: A BACIA DO PARANÁ

*Durante o Cretáceo Inferior, a Bacia do Paraná foi palco de um intenso vulcanismo de caráter fissural que constituiu uma das mais expressivas manifestações vulcânicas continentais, tendo significativa contribuição na geração de nova crosta continental. Os extensos derrames de lava da Bacia do Paraná - Brasil, e em menores proporções, de Etendeka - Namíbia, originalmente formaram uma única província magmática, a **Província Paraná - Etendeka**. Uma pequena porção desta vasta província é o objeto deste estudo, na premissa de que as suas rochas guardam o registro de uma parte da história do vulcanismo básico da Bacia do Paraná.*

1.1 EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA BACIA DO PARANÁ

A Bacia do Paraná é uma entidade caracteristicamente intraplataformal, implantada sobre crosta continental gerada ou rejuvenescida durante o Proterozoico Superior - Eopaleozoico, em resposta a episódios tectonomagmáticos produzidos pelo desenvolvimento do ciclo orogênico Brasileiro-Pan-Africano. É preenchida por rochas sedimentares e vulcânicas, cujas idades variam entre o Siluriano e o Cretáceo.

A bacia tem uma conformação alongada na direção NNE-SSW (1750Km de comprimento), com uma largura média de 900Km (Fig.1.1). Estende-se pelos estados brasileiros de Mato Grosso do Sul, Minas Gerais, Goiás, São Paulo, Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. O eixo menor tem direção geral NW e estende-se desde o Rio Grande do Sul até a bacia do Chaco-Paraná, na Argentina, passando pelo norte do Uruguai e oeste do Paraguai, atingindo uma largura máxima de 1200Km.

Dois terços da porção brasileira (734.000Km²) são cobertos por derrames de lavas basálticas, que podem atingir até 1700m de espessura. A espessura máxima das rochas sedimentares e vulcânicas é de aproximadamente 8000m, no centro geométrico da bacia.



Fig. 1.1 Mapa de localização da Bacia do Paraná na América do Sul (modificado de Zalan, 1990).

A história deposicional e magmática da Bacia do Paraná, sua origem e evolução, guardam estreita relação com a natureza e estruturação de seu embasamento. O conjunto de rochas sedimentares e vulcânicas ali depositadas marcam a existência de, no mínimo, três diferentes ambientes tectônicos, resultantes da dinâmica de placas que condicionou a evolução do Gondwana no tempo geológico. Desta forma, seus limites foram muito variáveis no tempo, sendo que a configuração atual não retrata com clareza o que já foi um grande mar conectado com o oceano Pacífico paleozóico, e que cobria uma extensa área do continente gondwânico, hoje fragmentado na América do Sul, África, Antártica, Madagascar, Austrália e Índia.

Os atuais limites da bacia são de natureza erosiva ou demarcados por estruturas de origem tectônica, correspondendo a grandes arqueamentos presumivelmente relacionados a reativações dos antigos sistemas de falhamentos. A borda noroeste da bacia é caracterizada pelo afinamento das rochas sedimentares por erosão.

O limite oeste da bacia é representado pelo Arco de Assunção, flexura de direção N-S, que data do início da história da bacia, como resposta da crosta aos primeiros movimentos orogênicos da margem ocidental da América do Sul. O limite norte da bacia é o Arco de Goiânia/Alto Parnaíba, de direção NW-SE, ao longo do qual foram intrudidos diversos corpos alcalinos e kimberlíticos. Outras estruturas, de direção NW-SE, cortam transversalmente a bacia. São o Arco de Ponta Grossa e o Arco de Rio Grande que representam, provavelmente, expressões de falhas antigas e profundas. Estes arcos têm respostas aeromagnetométricas expressivas, o que pode indicar a presença de espessos diques de diabásio derivados do manto, que teriam sido os alimentadores dos derrames mesozóicos.

As rochas sedimentares da Bacia do Paraná foram depositadas sobre uma vasta área de escudo do então recém construído continente do Gondwana. Este era constituído por núcleos cratônicos, como terrenos granulíticos e de granitos-greenstone, cinturões móveis orogênicos, formados por rochas metassedimentares, granitos e rochas cratônicas remobilizadas, e dispersamente cobertos por bacias molássicas. É sobre este conjunto heterogêneo de rochas que se desenvolveu a Bacia

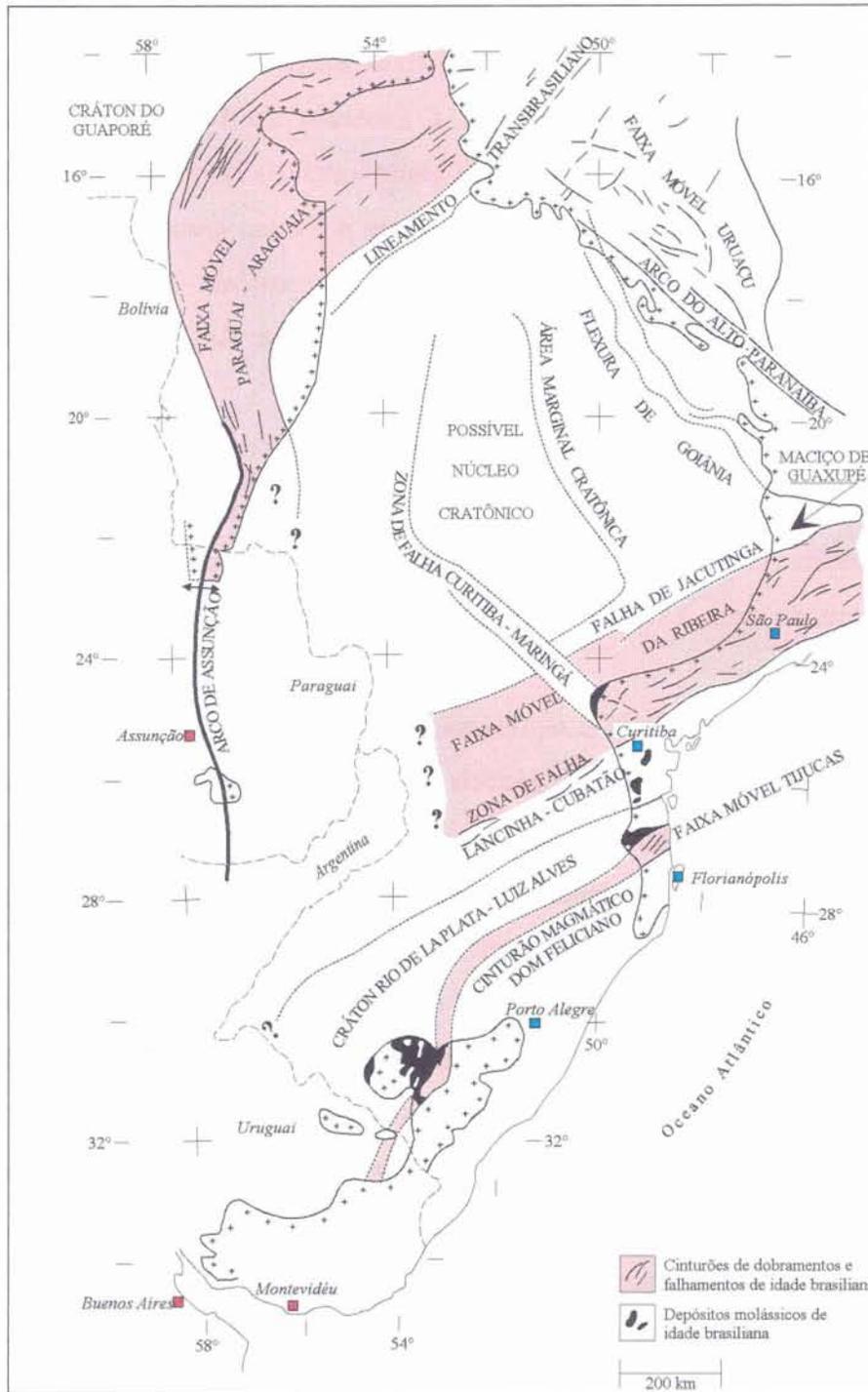


Fig. 1.2 Esboço da geologia do embasamento da Bacia do Paraná (modificado de Zalan, 1990).

do Paraná. Cordani et al. (1984) estudaram o embasamento da bacia usando dados de poços, e propõem a existência de núcleo cratônico no centro da bacia, ao redor do qual, se desenvolveram os cinturões móveis. A figura 1.2, retirada de Zalan et al., é um mapa tentativo da geologia subjacente à bacia.

A origem da bacia é ainda controversa e deve estar relacionada ao final do ciclo Brasileiro (Neo-Ordoviciano). Alguns autores advogam a existência de um rift inicial (e.g. Cordani et al, 1984) demarcado pelos depósitos molássicos do Cambro-Ordoviciano. Entretanto, esta sedimentação molássica apresenta padrões deformacionais compatíveis com as fases tardias, de natureza compressional, que afetaram os metassedimentos marginais do Cinturão Dom Feliciano, embasamento da sequência. Da mesma forma, as manifestações vulcânicas associadas à sequência molássica são também relacionadas a ambientes compressivos.

A hipótese que parece mais provável é que a Bacia do Paraná tenha sua origem relacionada a uma fase de subsidência generalizada, ocorrida no início do Paleozóico, em decorrência do resfriamento da crosta recém gerada pela intensa deformação e granitogênese, provocadas pelos episódios compressivos e colisionais ocorridos durante o Ciclo Brasileiro. O resfriamento da crosta espessada em função da orogenia ocorreu no intervalo compreendido entre 500 e 450 m.a. (Zalan et al, 1987), imediatamente anterior aos primeiros registros sedimentares da bacia, referidos ao Siluriano, representados pelos grupos Caacupé e Itacurubi no Paraguai e pelas formações Rio Ivaí e Vila Maria no Brasil.

A evolução estratigráfica e estrutural desta bacia foi controlada pelas estruturas pré-existentes de seu embasamento. O conjunto de cratons e faixas móveis apresentam um grande número de zonas de fraqueza, as quais seccionam o embasamento em inúmeros blocos. Estas zonas de fraqueza são dissipadoras dos esforços intra-placa, com a geração de movimentos verticais e horizontais.

A reativação de zonas de fraqueza herdadas do ciclo Brasileiro, com direções dominantes NE que seccionam e reativam lineamentos NW mais antigos, condicionam o desenvolvimento da bacia, desde sua implantação no Eosiluriano até a ruptura do Gondwana, durante o Mesozóico.

A origem dos esforços geradores destes arqueamentos, flexuras e lineamentos que limitam ou adentram a bacia, bem como as idades de suas ativações, são ainda imprecisas. São atribuídos a fenômenos variados como sobrecarga de sedimentos,

episódios compressivos ocorridos em outras regiões da plataforma ou resposta ao rifteamento mesozóico. A influência destes eventos se dá no controle da sedimentação, orientação do alinhamento do eixo da bacia e na sua subdivisão em sítios deposicionais diferenciados (Cordani et al, 1984; Zalan et al, 1987 a, b).

É reconhecida a relação entre a evolução da bacia do Paraná e os acontecimentos tectônicos das outras regiões do continente. A partir do Proterozóico Superior., estendendo-se pelo Paleozóico, Mesozóico, até os dias atuais, a margem oeste do Gondwana tem sido uma margem colisional. Durante este intervalo de tempo, atuaram várias zonas de subducção com a formação de seus arcos magmáticos associados, orogêneses que influenciaram a evolução da bacia. Assim, a Bacia do Paraná é o produto final da superposição no tempo, de três diferentes bacias. Uma descrição geral da associação tectônica Andes-Paraná é resumida por Zalan et al, 1990:

- durante o Siluriano Sup. - Devoniano Inf., em resposta à Orogênese Caledoniana começa a subsidência dos terrenos da Bacia do Paraná, já limitada pelo Arco de Assunção, gerado durante o final do Pré-Cambriano que assinala a transição de margem passiva para margem compressional. A subsidência produziu a transgressão do mar Siluriano com a deposição dos sedimentos marinhos da Formação Furnas, gerando a primeira Bacia do Paraná;
- a Orogenia Eoherciniana, transição Devoniano-Carbonífero é refletida na Bacia do Paraná por movimentos epirogenéticos e falhamentos, responsáveis por um período regressivo gerando um longo hiato erosional que marca uma das mais importantes discontinuidades da bacia do Paraná;
- a Orogenia Tardiherciniana, entre o Carbonífero Sup. e o Permiano Inf. a Médio, provoca importante movimentação tectônica que modela a superfície da bacia originando altos e depressões localizadas que condicionam o fluxo de sedimentos. A sedimentação glacial da Formação Itararé passa a se acumular preferencialmente ao longo da direção NNE, que representa as principais estruturas tectônicas ativas. Um importante controle tectônico da sedimentação foi exercido por aulacógenos reativados (Fúlfaro, et al, 1982). Este ciclo deposicional foi seguido por um período de estabilidade tectônica, marcado por leve subsidência, com sedimentação continental, fluvial e deltáica não mais controladas pelas estruturas tectônicas, mas de ampla ocorrência na bacia, gerando os contornos da segunda Bacia do Paraná;

- no Permiano Médio, a Bacia do Paraná passa por um período de subsidência seguido por uma fase de grande calma tectônica, sendo amplamente recoberta por um mar epicontinental, desenvolvido sobre plataforma estável, responsável pela deposição da sedimentação marinha da Formação Irati. Essa subsidência da bacia põe em evidência as estruturas periféricas, gerando um importante padrão flúvio-deltaico de sedimentação. Há, portanto um predomínio crescente das facies continentais que dominam o final do Paleozóico. Esse fenômeno regressivo não parece estar relacionado a uma queda global do nível do mar, mas sim a um soerguimento generalizado da plataforma, como resposta às manifestações tectônicas relacionadas às fases finais da orogenia Herciniana, cujos últimos reflexos chegam a atingir o Triássico.

- o Mesozóico caracteriza-se pelo soerguimento geral da bacia e extensos processos erosionais, com sedimentação tipicamente continental, como arenitos e siltitos fluviais. No início do Jurássico, predominam condições desérticas com a deposição de arenitos eólicos da Formação Botucatu, que recobrem a quase totalidade da bacia. Há o desenvolvimento final dos arcos de direção NW, como o Arco de Ponta Grossa. Esse soerguimento regional é, provavelmente, originado por processos térmicos que antecedem o magmatismo básico e que origina a Sinclinal de Torres.

- o final do Jurássico é marcado por importantes eventos tectônicos que constituem a Reativação Waldeniana (Almeida, 1966) marcada por movimentos epirogenéticos que resultam no caráter de antifórme assumido pela Bacia do Paraná (Almeida, 1981). Uma tectônica extensional leva ao início da atividade magmática, com a extrusão de grande quantidade de basaltos toleíticos e vulcânicas ácidas da Formação Serra Geral.

Assim, parece evidente que durante o Paleozóico, a Bacia do Paraná teve sua evolução influenciada por eventos tectônicos compressoriais que afetaram a margem oeste do Gondwana, relacionados à orogenia Herciniana na América do Sul e que coincidem com os registros das manifestações iniciais do ciclo andino. Durante o Mesozóico, tem-se o prenúncio da instalação de um ambiente tectônico distensional. Segundo Conceição, Zalan e Wolf (1988) o estabelecimento do Arco de Rio Grande, que marca um pulso de soerguimento da bacia, à 216 ± 18 m.a. (Poupeau, et al, 1985), é contemporâneo ao estabelecimento de rifts na América do Sul e África. A

fase Mesozóica extensional corresponde a uma fase precoce do evento “Sul-Atlântico” (Schobbenhaus, 1984), iniciado há cerca de 225 m.a. A fase Juro-Cretácica da erupção e intrusão de lavas representa a mais violenta fase tectônica da Bacia do Paraná, quando se deram as mais importantes estruturas e a criação de um novo trend estrutural de direção E-W.

1.2 O MAGMATISMO DA BACIA DO PARANÁ

O magmatismo da Bacia do Paraná é dominado por uma sequência de basaltos toleíticos e andesitos basálticos na base, e também por dacitos, traquidacitos e riolitos na parte superior da sequência. A figura 1.3 é uma reconstituição pré-abertura oceânica da província Paraná - Etendeka.

Estudos petrológicos e químicos vêm sendo feitos desde a definição da Formação Serra Geral por White (1908). Na década de 80, foi produzido elevado número de dados químicos, especialmente por Bellieni et al (1983, 1984a, 1986a), Marques (1983), Mantovani et al (1985a,b). Foi, então, definida a presença de duas províncias basálticas distintas pelo teor de TiO_2 e elementos incompatíveis. Ao sul (especialmente no Rio Grande do Sul), predominam os basaltos baixo - TiO_2 , enquanto ao norte ocorrem basaltos enriquecidos neste constituinte, bem como em elementos incompatíveis.

Fodor (1987) propõe um modelo petrogenético no qual diferentes graus de fusão de um manto heterogêneo seriam responsáveis pela geração de magmas picríticos com variados teores de elementos incompatíveis que explicaria as diferenças entre basaltos com alto e baixo-Ti.

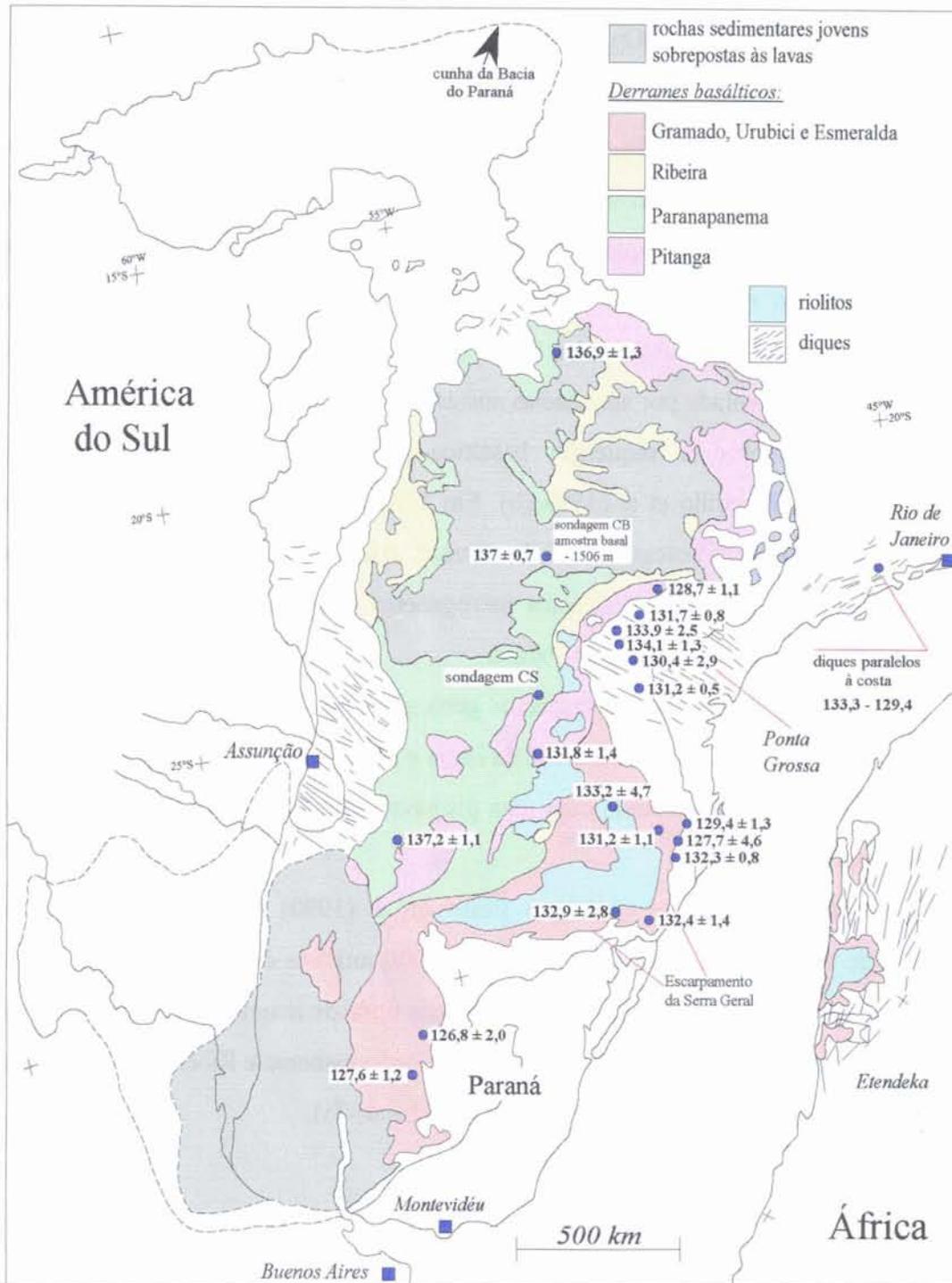


Fig. 1.3 Mapa geológico da Província Paraná-Etendeka. A distribuição espacial e classificação dos tipos magmáticos são de Peate et al (1989).

As rochas vulcânicas ácidas foram separadas em dois tipos por Bellieni et al (1986a): tipo Palmas (PAV) e tipo Chapecó (CAV), este caracterizado por um enriquecimento relativo em TiO_2 , P_2O_5 , Sr, Ba, Rb, Zr, La e Ce. Os autores admitem também uma associação geográfica dos tipos PAV e CAV com os basaltos baixo e alto-Ti, respectivamente. A bacia do Paraná é subdividida em três subprovíncias litoquímicas: Setentrional, Meridional e Central. A Província Setentrional situa-se a norte do lineamento do Rio Piquiri e caracteriza-se pela predominância dos tipos HTiB e CAV, enquanto na Província Meridional, a sul do lineamento do Rio Uruguai, prevalecem os basaltos LTiB e ácidas PAV. A Província Central representa uma zona intermediária representada por sequências mistas.

Revisões sobre a sequência basáltico-riolítica da Fm Serra Geral são apresentadas por Piccirillo et al (1988a,b). Em 1988 Piccirillo e Melfi editam a obra "The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin", uma coletânea de artigos expondo o estado da arte dos aspectos petrogenéticos, geoquímicos e geofísicos do magmatismo mesozóico da Bacia do Paraná.

Roisenberg (1989) discute aspectos geológicos, geoquímicos e petrogenéticos do vulcanismo ácido do setor meridional da bacia e estabelece uma zoneografia para as unidades de derrame, consistente com uma provável origem como reo-ignimbritos de proveniência crustal.

Recentemente, Peate (1989) e Peate et al (1990) propuseram um novo esquema de classificação baseado em mais de 2000 análises de elementos maiores e traços disponíveis, resultando na separação de seis tipos de magmas basálticos: Ubirici e Pitanga (que corresponderiam ao tipo alto-Ti), Paranapanema e Ribeira (com valores intermediários de TiO_2) e Gramado e Esmeralda (baixo-Ti).

1.2.1 Características Químicas

Os produtos deste evento magmático são predominantemente basaltos toleíticos e rochas ácidas (riolitos e riodacitos). Não existem termos composicionais com teores de SiO_2 entre 60 e 64%.

Peate (1989) propõe um esquema de classificação para os magmas basálticos, cujas características geoquímicas estão resumidas na tabela 1.1:

TIPO MAGMÁTICO	TiO ₂ (%)	Ti/Y	Zr/Y	Sr ppm
Urubici (alto-Ti)	>3,3	>500	>6,5	>550
Pitanga (alto-Ti)	>2,9	>350	>5,5	>350
Paranapanema (intermediário-Ti)	1,7-3,2	>330	4,0-7,0	200-450
Ribeira (intermediário-Ti)	1,5-2,3	>300	3,5-7,0	200-375
Gramado (baixo-Ti)	0,75-1,9	<300	3,5-6,5	140-400
Esmeralda (baixo-Ti)	1,1-2,3	<330	2,0-5,0	120-250

Tab. 1.1 Parâmetros químicos distintivos dos diferentes tipos magmáticos definidos por Peate (1989).

Os tipos magmáticos assim definidos correspondem à prévia divisão em grupos alto e baixo Ti, onde os tipos Gramado, Esmeralda e Ribeira apresentam baixas quantidades de Ti e os tipos Urubici, Pitanga e Paranapanema correspondem aos alto-Ti.

Os tipos Pitanga e Urubici têm os maiores conteúdos de TiO₂ e também de elementos terras raras e HFSE. Estes dois grupos são diferenciados pelos valores de Sr que são mais altos no tipo Urubici. O tipo Paranapanema apresenta valores intermediários de TiO₂, entre 2-3%, entretanto, seu conteúdo de elementos traços, especialmente Y e Yb, é semelhante aos dos tipos alto-Ti. Dentre os tipos com baixo-Ti, o tipo Ribeira contrasta marcadamente dos outros no que se refere aos elementos traços, assemelhando-se aos tipos alto-Ti, especialmente com o tipo Paranapanema. Os tipos Gramado e Esmeralda mostram diferenças importantes, sendo enriquecidos em elementos LIL (em relação aos HFS e) e em terras raras leves.

As feições mais marcantes no padrão dos elementos traços dos magmas desta província são o empobrecimento em Nb e Ta em relação a La e K, o que não é uma característica de basaltos oceânicos (MORB ou OIB), seu enriquecimento em Sr e Nd e a assinatura positiva de ϵ Sr e negativa ϵ Nd. Estas características têm sido a base para modelos invocando a mobilização de manto litosférico continental para a geração dos basaltos continentais da Bacia do Paraná (Hawkesworth et al., 1988).

1.2.2 Diques Associados

Dentro da Província Paraná-Etendeka há três áreas principais de ocorrência de diques, importantes para o entendimento da geração dos basaltos da província e da sua relação com a abertura do Atlântico Sul, uma vez que eles indicam o campo de esforços extensionais, prevalente durante o magmatismo. Estudos de detalhe têm sido realizados nessas áreas:

- 1- nos arredores de Etendeka, na Namíbia,
- 2- no arco de Ponta Grossa, no sul do Brasil,
- 3- ao longo da costa entre Santos e Rio de Janeiro (Brasil).

Na Namíbia, três suites de doleritos foram reconhecidas, todas apresentando as características dos magmas com baixo-Ti equivalentes ao tipo Gramado da Bacia do Paraná (Erlank et al., 1984).

O Arco de Ponta Grossa teve sua origem no Devoniano e culminou durante o Triássico-Jurássico imediatamente anterior aos eventos magmáticos da Bacia do Paraná (Fulfaro et al, 1982). Ali encontram-se centenas de diques toleíticos de direção NW-SE. Estes diques são alvo de detalhados estudos geoquímicos e isotópicos (Regelous, em prep.).

A partir das características químicas das lavas e dos diques, Hawkesworth et al (1992) utilizam as razões Ti/Y e o teor de Sr como feições diagnósticas para distinguir os diferentes tipos magmáticos das lavas e compará-los com as composições dos diques.

As principais observações são:

- 1- poucos diques têm composições comparáveis às dos tipos baixo-Ti Gramado e Esmeralda;
- 2- a maioria dos diques de Ponta Grossa tem composição semelhante à dos tipos alto-Ti Paranapanema e Pitanga;
- 3- alguns diques têm composições não encontradas nas lavas basálticas e estes ocorrem na secção Santos-Rio de Janeiro.

Quando comparadas às variações das razões Nb/Ti e Nb/Zr dos basaltos e diques com rochas da cadeia meso-atlântica (Humphris et al, 1985) e de Tristão da Cunha (Le Roex et al, 1990) observa-se os baixos valores apresentados pelas lavas da

bacia do Paraná e MORB em contraste aos altos valores dos basaltos de Tristão da Cunha.

Muitos diques de Ponta Grossa têm composições semelhantes aos tipos alto-Ti do Paraná. Entretanto, os diques da secção Santos-Rio de Janeiro possuem teores de Nb e Zr semelhantes aos basaltos da bacia do Paraná com conteúdos mais baixos de Ti, ou são semelhantes às rochas de Tristão da Cunha.

1.2.3 Geocronologia

O magmatismo basáltico da bacia do Paraná, assim como de outras províncias tectônicas relacionadas tem sido considerado como um evento de duração extremamente curta.

Recentemente, Venkatesan et al (1993) apresentaram dados Ar-Ar para a província de Deccan indicando uma duração de 5Ma, contrastando com os dados geralmente aceitos de < 1Ma. Da mesma forma, para a Bacia do Paraná tem sido admitida uma duração de ~ 1 Ma (Renne et al, 1992).

Entretanto, dados Ar-Ar apresentados por Turner et al (1994) para os diferentes tipos magmáticos propostos por Peate et al (1990) para uma ampla região da Bacia do Paraná mostram uma duração de 10Ma. Uma correlação entre as idades determinadas e a posição estratigráfica das amostras demonstra, para o furo estratigráfico (CB-1-SP) na porção norte da província, idades de $137,8 \pm 0,7$ Ma para a base (Pitanga a 1902m), $136 \pm 3,5$ Ma (Pitanga a 1335m), $131,6 \pm 2,6$ Ma (Paranapanema a 648m) e para riolitos Chapecó coletados em superfície $128,7 \pm 1,1$ Ma. Na mesma região, diques correspondentes aos tipos Paranapanema e Pitanga pertencentes ao conjunto de diques de Ponta Grossa apresentam idades entre $134,1 \pm 1,3$ Ma e $130,5 \pm 2,8$ Ma, enquanto os diques paralelos à costa, Rio-Santos datam de $133,3 \pm 1,7$ Ma a $129,4 \pm 0,6$ Ma. Estes dados situam o magmatismo toleítico da Bacia do Paraná no intervalo entre 137 e 127 Ma, correspondendo a uma taxa mínima de erupção de aproximadamente $0,1\text{Km}^3$ por ano, semelhante às estimativas para o vulcanismo no Hawaii, Islandia e Columbia River.

De acordo com o trabalho de Turner et al (op.cit.), os magmas mais antigos localizam-se na porção NW da província, onde predominam os tipos Pitanga e Paranapanema. As idades mais jovens estão na porção SE, correspondendo aos tipos Gramado e Esmeralda e riolitos na região de Ponta Grossa. Estes dados sugerem uma migração do magmatismo de NW para SE.

Interpretações das mais antigas anomalias magnéticas na crosta oceânica do Atlântico Sul, próximo à cidade do Cabo, variam entre M13 e M9, com idades associadas de 136 e 130 Ma (Rabinowitz e LeBrecque, 1979). Mais ao norte, na latitude correspondente à província do Paraná, a mais antiga anomalia reconhecida é M4, com 126 Ma e as mais recentes reconstituições da América do Sul e África sugerem que a abertura do sistema Cadeia Walvis - Arco de Rio Grande progrediu de sul para norte no período entre 131 e 126 Ma. Assim, as rochas continentais mais antigas parecem ser mais antigas que o primeiro magmatismo oceânico para a mesma latitude.

1.2.4 Estratigrafia da Bacia do Paraná

Hawkesworth et al (1992) e Peate et al (1992), baseados na proposta de estratigrafia química de Peate (1989), resumem a estratigrafia da Bacia do Paraná no perfil esquemático da figura 1.4, que é determinada pelo padrão litoestratigráfico definido pelos diferentes tipos magmáticos.

Estes dados indicam que os tipos de magma dominantes evoluíram de Gramado para Esmeralda, para Pitanga para Paranapanema com o tempo. A superposição das sequências para o norte, sugere para esses autores, uma migração da fonte nesta direção. As relações de campo e composicionais entre os diques e as lavas também permitiram aos autores estabelecer uma cronologia relativa, onde os diques da Namíbia são similares aos basaltos tipo Gramado e devem ser mais antigos do que os diques Ponta Grossa que são composicionalmente semelhantes aos tipos Pitanga e Paranapanema. Os diques Santos-Rio de Janeiro parecem ser os mais jovens, alguns não tendo correspondentes nas rochas extrusivas.

Entretanto, os dados geocronológicos apresentados por Turner et al (1994) e revisados em Stewart et al (1994), são claramente discordantes desta estratigrafia química, parecendo para estes autores que tipos de magmas quimicamente semelhantes

foram gerados em tempos diferentes e em locais distintos e que magmas diferentes podem ter sido gerados simultaneamente em certas áreas. Nas porções norte e oeste da bacia, predominaram fontes de magmas enriquecidos em Ti/Y, enquanto ao sul e leste, ocorrem preferencialmente magmas com baixo Ti/Y. Isto sugere que os magmas quimicamente definidos não constituem unidades cronoestratigráficas, mas que suas relações refletem a distribuição espacial das fontes magmáticas e não a evolução temporal de uma fonte magmática.

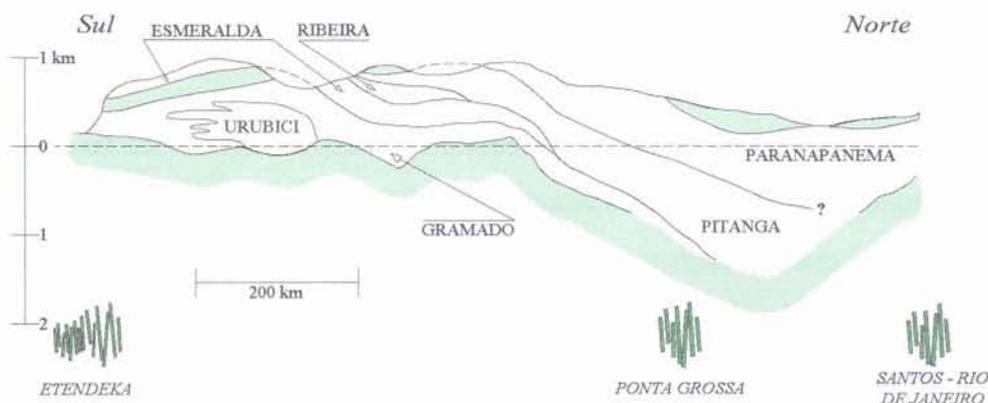


Fig. 1.4 Seção esquemática N-S, ao longo do meridiano 52°W, ilustrando a estratigrafia interna da parte vulcânica da Bacia do Paraná (segundo Peate et al, 1990), são localizados também os diques associados.

1.2.5 Origem do Magmatismo

O Papel das Plumas do Manto e do Manto Continental

Na Província do Paraná - Etendeka a maioria dos basaltos e basalto-andesitos caracteriza-se por apresentar razões distintivas de elementos traços, tais como baixo Nb/La e Nb/Ba e composições isotópicas relativamente altas de Sr, Nd e Pb. Uma vez que tais feições não são observadas em basaltos oceânicos e ocorrem em basaltos toleíticos livres de efeitos de contaminação na crosta continental (Mantovani & Hawkesworth, 1990), elas devem, então, representar fusões em regiões fontes distintas

no manto sub-continental. Tais regiões devem, provavelmente, estar situadas no manto continental e ser suficientemente antigas para desenvolver tal enriquecimento em isótopos radiogênicos.

Os principais modelos de fusão parcial têm sugerido que a fusão se dá no domínio do "solidus" peridotito e que durante a extensão continental a maioria dos magmas (>95%) são gerados dentro do manto superior sub-continental (McKenzie & Bickle, 1988). Entretanto, tais conclusões contrastam com os dados de elementos menores e traços das rochas vulcânicas da Bacia do Paraná, que sugerem uma derivação de regiões de fontes litosféricas. Assim, Hawkesworth et al (1992) discutem dois modelos para a origem deste magmatismo:

1 - O primeiro deles considera que estas rochas são originadas de magmas derivados da astenosfera, de onde provêm os elementos maiores, sendo que estes magmas provocam pequenos graus de fusão no manto continental, que é responsável pelas características isotópicas e de elementos menores e traços.

Entretanto, tal modelo requer que (i) os produtos finais da astenosfera tenham um conteúdo muito baixo em elementos incompatíveis, sendo muito mais empobrecido em elementos traços que os magmas típicos do tipo OIB; (ii) na Província do Paraná os produtos da astenosfera deveriam ser mais empobrecidos que os próprios basaltos atuais do Tristão da Cunha e dos diques posteriores de Santos e Rio de Janeiro, de proveniência diretamente associada à pluma. Isto implicaria em que dois componentes astenosféricos diferentes (um enriquecido e um empobrecido) tenham sido envolvidos na geração destas rochas, e (iii) este modelo não é consistente com a química dos basaltos baixo-Ti (Gramado e Esmeralda) que demonstram pouca ou nenhuma contribuição da astenosfera. A combinação de baixa razão Ti/Y e alto Rb/Ba são feições de sedimentos crustais e, desta forma, tem sustentado hipóteses de derivação de regiões fontes do manto litosférico que contém significativa contribuição de sedimentos subduzidos (Hergt et al. 1991).

2 - O segundo modelo considera que a fusão ocorre no manto continental em presença de pequena quantidade de água. Recentemente tem sido explorado o potencial da fusão hidratada produzida sobre peridotitos empobrecidos, no manto continental, como um mecanismo para a geração de basaltos continentais (Gallagher e Hawkesworth, 1992). Altos graus de fusão, particularmente, de peridotidos

empobrecidos em elementos maiores, poderiam produzir basaltos saturados em sílica na presença de água. Segundo alguns autores, o manto continental é equivalente ao "*Mechanical Boundary Layer*" (MBL) e este representa o limite da região mais superior do manto convectivo. A restrita ocorrência de magmatismo, comparada com a extensão total da margem de rifts, sugere uma relação com uma anomalia térmica que tem sido associada à presença da pluma do manto Tristão da Cunha, que eleva em 200° C a temperatura do manto, segundo os cálculos de McKenzie & Bickle (1988). O modelo sugere, então, que os basaltos continentais, com feições de elementos maiores e traços tipicamente diferentes dos basaltos oceânicos, são derivados por fusão parcial dentro da MBL, na presença de pequenas quantidades de água. Os resultados preliminares indicam que a MBL entre 100 a 200Km, na presença de uma pluma do manto, produz mais de 5Km de fusão.

Assim, segundo este modelo, um aumento no grau de extensão litosférica provoca um aumento na proporção de fusão da astenosfera subjacente. Contudo, a MBL deve sofrer uma grande extensão e afinamento (mais que 200%) antes que as fusões provenientes da astenosfera predominem. Em suma, o desenvolvimento da estratigrafia sobre uma dada região é, então, temporalmente dependente, com fusões iniciais dominadas por componentes litosféricos e as posteriores, após um certo grau de extensão crustal, apresentando maiores contribuições da astenosfera.

No presente modelo, o magmatismo toleítico continental da Província Paraná, teria sido gerado sobre uma área anormalmente quente do manto (pluma do manto), presentemente associada com o magmatismo do Tristão da Cunha. As idades Ar-Ar indicam que este magmatismo precedeu em 10Ma e progrediu perpendicularmente ao rift, sugerindo que a direção da migração foi um reflexo do movimento da placa sobre a pluma. As diferenças composicionais entres os tipos magmáticos refletem a distribuição geográfica das fontes no manto litosférico.

CAPÍTULO II

*GEOLOGIA DA REGIÃO DE
FREDERICO WESTPHALEN*

CAPÍTULO II : GEOLOGIA DA REGIÃO DE FREDERICO WESTPHALEN

A definição e as correlações entre unidades constituintes das rochas vulcânicas da Bacia do Paraná têm sido, até o presente, de caráter eminentemente regional e baseadas, principalmente, em critérios geoquímicos, constituindo, assim, uma verdadeira "estratigrafia química", não havendo descrições e correlações com estruturas, texturas e petrografia das rochas constituintes dos derrames.

Para que se possa estudar o comportamento de derrames basálticos durante a sua solidificação e resfriamento, é necessário o reconhecimento da posição espacial dos derrames individuais e a compreensão das estruturas formadas durante estes processos. É com esta visão que foi conduzido o estudo da geologia de uma área piloto na região de Frederico Westphalen, norte do Rio Grande do Sul.

2.1 GEOLOGIA DA ÁREA PILOTO

Com o objetivo de individualizar e empilhar os diversos derrames, determinar suas características estruturais e geoquímicas e tentar estabelecer a correlação espacial entre os mesmos, especialmente o derrame de Frederico Westphalen, foi selecionada uma área piloto de estudo. Esta área localiza-se no extremo norte do estado do Rio Grande do Sul, nas proximidades das cidades de Frederico Westphalen, Caiçara, Iraí, Planalto e Ametista do Sul, constituindo uma área mapeada de aproximadamente 500Km² (Fig.2.1).

Foram realizados 7 perfis geológicos, a partir dos quais 12 derrames basálticos puderam ser individualizados, constituindo um pacote de aproximadamente 20.000 Km³ de rocha. Estes derrames foram estudados em boas exposições sequenciais de cortes de estrada, o que tornou possível a determinação das características particulares de cada unidade, bem como as relações entre os diversos derrames. Esta estratigrafia foi determinada a partir do estudo dos seguintes atributos dos diferentes derrames:

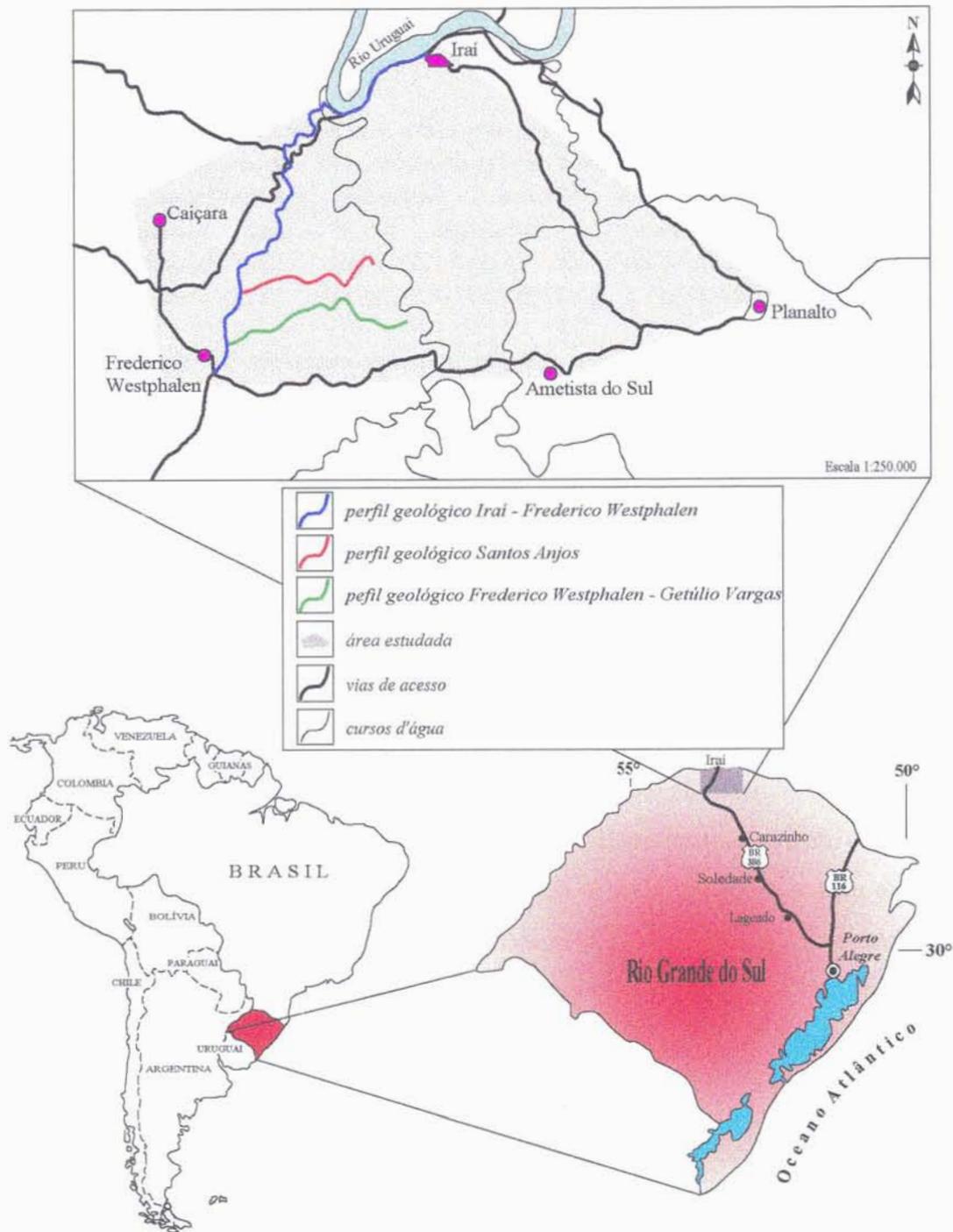


Fig. 2.1 Mapa da área de estudo, delimitada pelas cidades de Frederico Westphalen, Caiçara, Iraí, Planalto e Ametista do Sul, com a localização dos perfis onde foi realizado o mapeamento de detalhe.

(1) posição espacial relativa, (2) espessuras dos derrames, (3) estruturas internas, (4) características mineralógicas e texturais e (5) características químicas.

2.2 POSIÇÃO ESPACIAL RELATIVA

A localização e a posição espacial dos diferentes derrames foi definida a partir da determinação das coordenadas geográficas (latitude e longitude) e da altitude correspondentes aos pontos que definem os limites de cada derrame. A obtenção das coordenadas foi realizada com um receptor GPS (*Global Position System*), de marca ENSIGN GPS da *Trimble Navigation*. As determinações absolutas de latitude e longitude conseguidas com o receptor, referidas ao DATUM SAD69 (*South American Datum of 1969*), fornecem o melhor par de coordenadas de acordo com a melhor configuração geométrica dos satélites no espaço. A obtenção da coordenada altitude foi possível com a utilização de um altímetro de marca CASIO, modelo TWIN SENSOR com resolução instrumental de 5m. Fez-se correção da maré barométrica, admitindo-se que sua variação é linear. Em todas as medições altimétricas, fez-se verificação em mapas com escala 1:50.000, com uma equidistância das curvas de nível de 20m. Esses mapas, segundo especificações de normas técnicas brasileiras são de classe A, com um erro médio quadrático de 6,7m como Padrão de Exatidão Cartográfico para cada interpolação equivalente a um quarto de 20m. A correção da ondulação geoidal foi efetivada e, para a região, admitiu-se como uniforme. Tal procedimento permitiu que as medidas efetuadas no terreno e as verificações no mapa conduzissem a resultados satisfatórios que garantam o posicionamento altimétrico com um erro máximo na ordem de 2,5m. Essa precisão é considerada suficiente para o estudo regional do posicionamento dos derrames basálticos .

2.3 ESPESSURAS DOS DERRAMES

Conhecendo-se a posição estratigráfica de cada derrame nos diferentes perfis e as características estruturais que os distinguem, foi elaborado o mapa geológico da área piloto (Fig. 2.2).

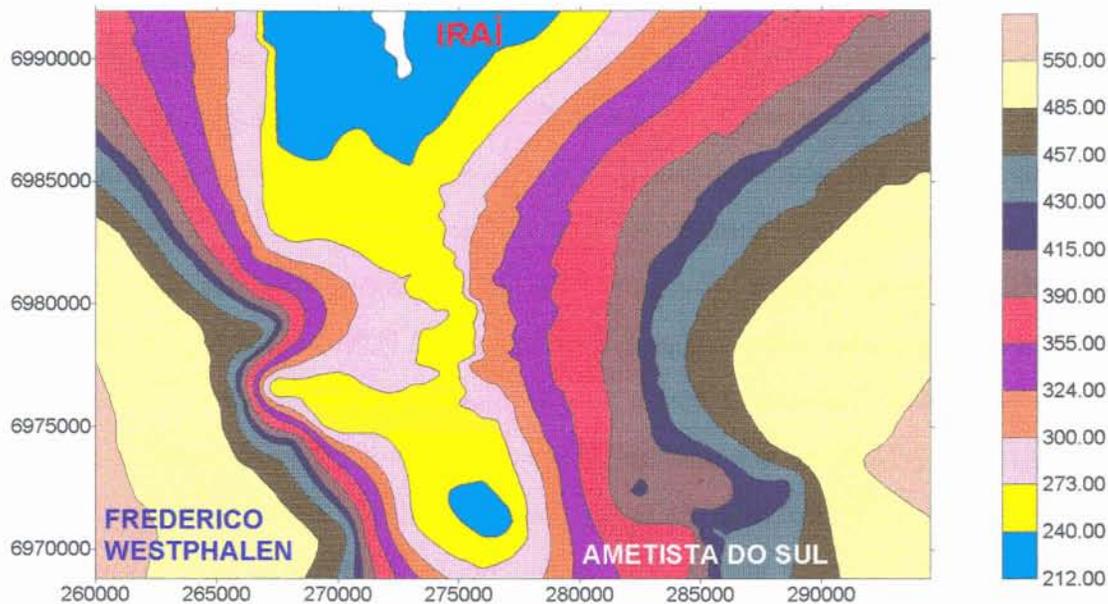


Fig. 2.2 Mapa geológico da região, onde são individualizados os diferentes derrames, com as cotas correspondentes.

Constatou-se que as espessuras dos derrames individuais variam desde 15 a 50m e, de modo geral, se mantêm aproximadamente constantes nos diferentes locais estudados o que definiu uma geometria tabular para estes corpos, que devem ter se colocado sobre uma superfície bastante horizontalizada. (Fig. 2.3).

Derrames espessos são descritos na Unidade Grande Ronde da Província Columbia River (Reidel et al., 1989), onde as espessuras individuais das lavas variam de poucos metros até mais de 100m. Valores entre 10 e 30m constituem a média das espessuras de lavas basálticas nas províncias continentais como Deccan na Sibéria.

2.4 ESTRUTURAS INTERNAS

A origem das feições primárias e a morfologia das lavas têm sido objeto de numerosos estudos (por exemplo, BVSP, 1981). A presença de estruturas internas nos derrames basálticos é descrita em um número muito grande de ocorrências dessas rochas no mundo.

Dois aspectos estruturais são considerados, no presente estudo, para a definição da estruturação dos derrames: a presença de vesículas e o padrão de fraturamento.

As zonas vesiculares representam o aprisionamento dos voláteis liberados do magma, pelo “front de solidificação” e normalmente marcam o topo das lavas, podendo ocorrer também junto à base. A porção intermediária dos derrames é não vesicular e nestes locais, a contração da lava solidificada devido ao resfriamento resulta no fraturamento da rocha. A continuidade lateral de diferentes padrões de fraturamento levou Tomkeieff (1940) a definir as estruturas do tipo “colunado” e “entablamento”. Esta proposição teve caráter puramente descritivo, sendo os termos emprestados da arquitetura clássica, uma vez que em secção vertical as rochas lembram templos gregos.

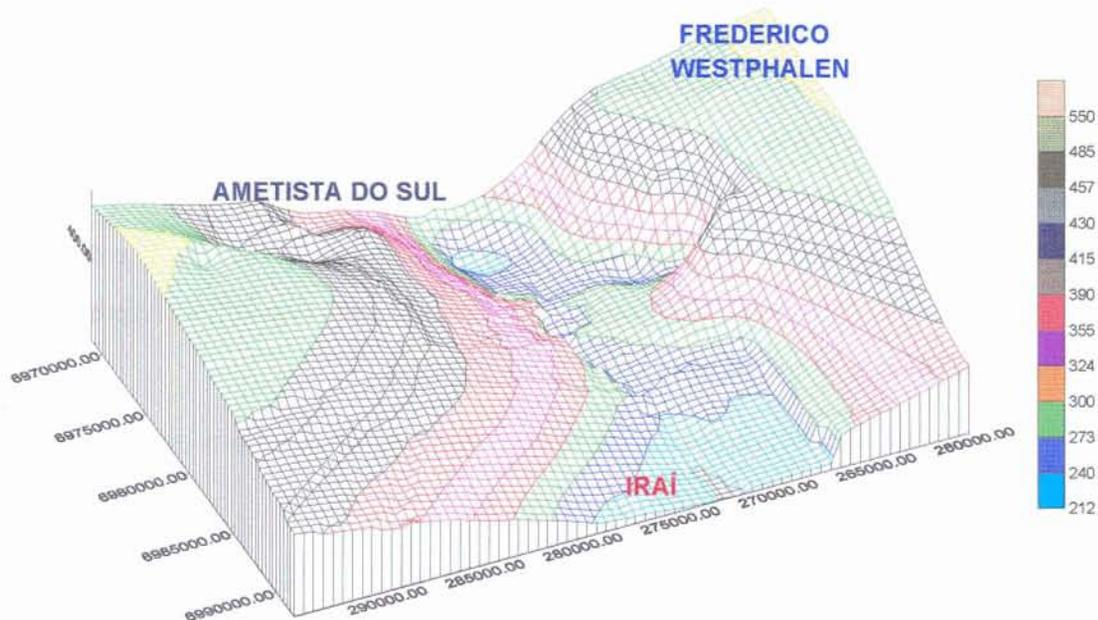


Fig. 2.3 Mapa geológico em 3D, mostrando os aspectos do relevo que caracterizam o conjunto dos derrames, salientando as diferenças de espessuras entre eles. As diferentes cores, limitadas por traços horizontais, representam os 12 derrames que ocorrem na região.

Mais tarde, esta nomenclatura foi revista (Spry, 1962; Long e Wood, 1986) e adotada com o seguinte significado:

- “colunado” é o intervalo do derrame com padrão colunar formado por prismas contínuos, regulares e aproximadamente perpendiculares às bordas do derrame. É interpretado como resultante de uma geometria de resfriamento aproximadamente tabular;
- “entablamento” é a porção do derrame caracterizada por prismas menores, irregulares e descontínuos, em muitos locais, com fraturas curvas, radiais e que se desviam da orientação perpendicular à base do derrame. Estas estruturas indicam um processo de resfriamento mais irregular.

Padrões “colunados” têm sido amplamente reconhecidos, desde as descrições de Iddings (1886) e Jellet (1879), que apresentam belas figuras das colunas de geometria hexagonal das rochas de Orange Mountain e de Giant’s Causeway. O interesse pela morfologia destas estruturas é evidenciado em trabalhos como o de James (1920) e Beard (1959) que discutem a simetria dos prismas mostrando a grande variedade de formas encontradas. “Entablamentos” são feições menos comuns e encontradas em ocorrências mais dispersas, como nas lavas da Islândia (Saemundsson, 1970), Giant’s Causeway na Irlanda (Tomkeieff, 1940), na província de Deccan (Najafi et al., 1981). Na província do Columbia River, entablamentos são encontradas em 60 % das lavas da unidade Grande Ronde, (descritas por Myers et al. (1979), Waters (1960), Swanson (1967), Long (1978), entre outros), que, por esta razão, são consideradas incomuns uma vez que a presença de um volume significativamente importante de derrames com estas estruturas não é conhecida nas outras províncias continentais. Na Província do Paraná, poucas são as descrições referentes à estruturação interna dos derrames.

O estudo da estruturação interna levou à distinção de dois tipos de derrames na área piloto de Frederico Westphalen:

2.4.1 Derrames Tipo I

São os derrames de menor espessura, entre 15m e 35m. Este tipo é caracterizado por apresentar a seguinte estratificação da base para o topo (Fig.2.4):

1. Nível vesicular basal - pouco espesso, em média de 50cm;
2. Nível central - é a porção mais espessa do derrame, pode ter entre 10 e 25m, dependendo da espessura total do derrame. Apresenta um padrão de fraturamento que não corresponde aos tipos “colunado” e “entablamento”, caracterizado por fraturas pouco pronunciadas, muito irregulares, que dão origem a grandes blocos com 1m a 2m de diâmetro. No topo deste nível, é comum a presença de um nível macrovesicular interno, formado por geodos de tamanhos variados (desde centimétricos, podendo atingir alguns metros de diâmetro), preenchidos principalmente por sílica, na forma de calcedônia, ágata e ametista, podendo ocorrer calcita e zeolitas (heulandita e mordenita) associadas;
3. Nível superior - esta zona situa-se acima do nível vesicular interno e é constituída por basalto maciço, não vesicular, intensamente fraturado, com fraturas preferencialmente horizontais, com espaçamento centimétrico. Este nível pode ter entre 2 e 4m de espessura. Nos derrames onde há mineralização, esta zona representa o nível estéril que marca o topo das galerias;
4. Nível vesicular de topo - com 1 a 2 m de espessura, contém vesículas milimétricas a centimétricas, preenchidas por zeolitas, calcita, quartzo e argilominerais, especialmente do tipo celadonita e Fe-saponita (Scopel, em prep.).

2.4.2 Derrames Tipo II

Estes derrames caracterizam-se por apresentar as maiores espessuras encontradas na área, em geral, entre 30 e 50m. Apresentam a seguinte estratificação interna (Fig.2.5):

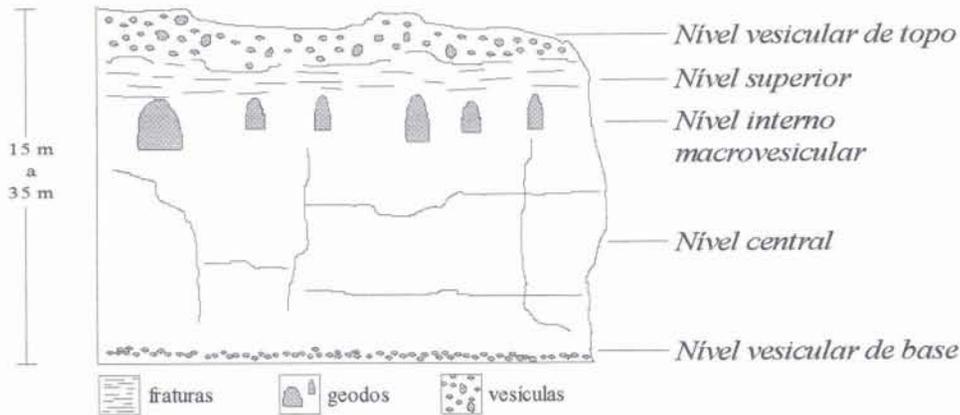


Fig. 2.4 Perfil esquemático de derrames do tipo I, mostrando suas diferentes estruturas internas.

1. Nível vesicular basal - com uma espessura que varia de 40 a 100 cm. É composto na sua porção inferior por pequenas vesículas que se tornam maiores em direção ao topo deste nível. Ocorrem também vesículas do tipo “pipe”, preenchidas por quartzo e calcita, com tamanhos entre 4 e 10cm;

2. A zona maciça intermediária é dividida em três níveis, diferenciados pelo padrão de fraturamento em:

a. Nível “colunado” inferior - caracterizado por apresentar fraturas verticais e planas que dividem a rocha em prismas regulares com faces pentagonais a hexagonais, com 0,5 a 1,5m de diâmetro. Constitui menos de 1/3 do derrame.

b. “Entablamento” - onde aparece um fraturamento bastante irregular, gerando prismas mais estreitos (0,1 a 0,9m), com faces curvas e terminações predominantemente tetragonais. Em geral, é a porção mais espessa do derrame, podendo ter 25 a 30m;

c. Nível “colunado” superior - semelhante ao colunado inferior, porém, mais espesso (pode ter até 10m de espessura) e constituído por prismas maiores, de até 4m de largura;

Fraturas horizontais que atravessam vários prismas ocorrem em todos os níveis e parecem representar episódios mais tardios na história do fraturamento destas rochas.

A transição dos níveis “colunados” e “entablamento” se dá de forma gradual, com as fraturas tornando-se mais irregulares em direção a parte central do derrame, mostrando a sua continuidade.

3. Nível vesicular de topo - com espessura em média de 10m. Constituído por vesículas preenchidas principalmente por quartzo, zeolitas, calcita e argilominerais do grupo das esmectitas.

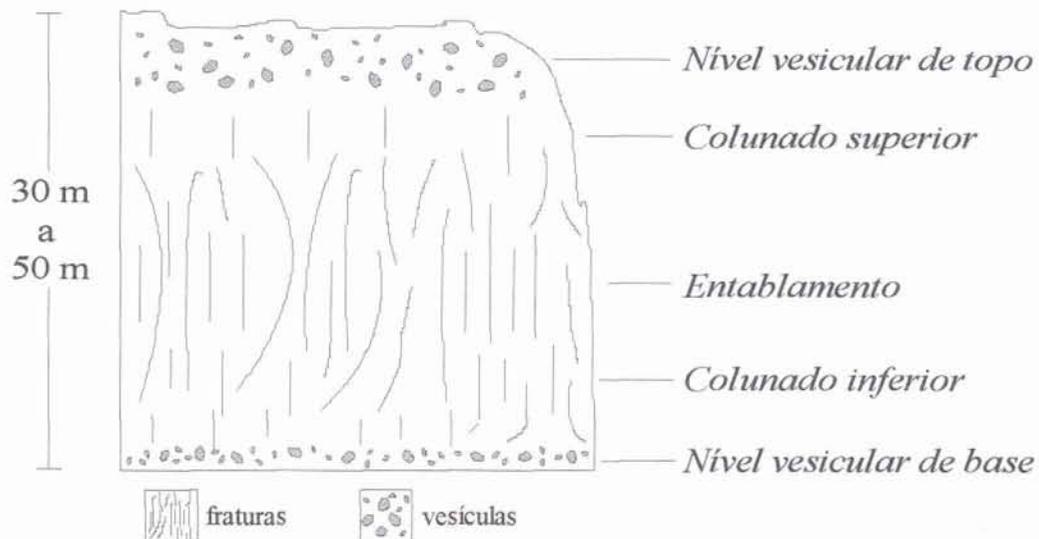


Fig.2.5 Perfil esquemático de derrames espessos do tipo II, mostrando suas estruturas internas.

2.4.3 Individualização dos derrames

Os diferentes tipos de derrames foram individualizados através de sete perfis geológicos, três dos quais são apresentados na figura 2.6 e na tabela 2.1 (no final deste capítulo). O Perfil Iraí - Frederico Westphalen apresenta a seqüência completa de derrames aflorantes na área de estudo, por isso será usado como exemplo. Os demais mostram seqüências parciais.

O perfil Iraí - Frederico Westphalen (Fig. 2.6) apresenta o maior intervalo de altitudes, indo das cotas mais altas nas proximidades da cidade de Frederico Westphalen, até as cotas mais baixas correspondentes ao nível do rio Uruguai, nas proximidades da cidade de Iraí, que é o nível mais baixo de erosão da área. Nesta região aflora o primeiro derrame da seqüência, que tem como altitude da base a cota 212m. No projeto Cobre em Itapiranga, realizado pela CPRM (1979), são estimados, a

partir de perfurações de poços profundos para captação de água subterrânea, pelo menos cinco derrames existentes abaixo do nível do rio Uruguai.

Na região estudada, foram diferenciados 7 derrames do **tipo I** (derrames 2,3,6,7,8,9,e,10) e 5 do **tipo II** (derrames 1,4,5,11,e,12), mostrando uma intercalação de derrames finos e espessos ao longo da seqüência (Fig. 2.6).

Os derrames individuais, dentro de cada grupo, podem apresentar variações nas estruturas anteriormente descritas nos itens 2.4.1 e 2.4.2.

Todos os derrames apresentam um nível vesicular de topo, cujas vesículas podem estar totalmente ou parcialmente preenchidas por minerais secundários. Entretanto, a espessura deste nível mostrou ser condicionada à espessura do derrame. Assim, derrames do **tipo I**, muito finos, podem ter um nível vesicular da ordem de 15 a 20 cm, chegando no máximo a ter 1 a 2 m (Fig.2.7), enquanto nos derrames do **tipo II**, mais espessos, este varia entre 5 a 10m. Nos derrames do **tipo I**, a distribuição das vesículas é heterogênea, com vesículas maiores e em maior número junto ao topo (Scopel et al., 1995). O nível vesicular dos derrames espessos é também heterogêneo, observa-se, de modo geral, um aumento na quantidade de vesículas em direção ao topo, que, em muitos locais, adquire um aspecto de púmice. Aparecem também concentrações de vesículas de tamanho maior em porções intermediárias deste nível.



A Fig. 2.6 reúne três dos sete perfis geológicos realizados na área e que permitiram a definição da seqüência de derrames que ocorrem na região, cujas características estão sintetizadas na tabela 2.1 (no final deste capítulo). Em rosa derrames do tipo II e em azul derrames do tipo I.

O nível vesicular da base pode estar ausente em alguns derrames.

O nível macrovesicular interno, que só ocorre em derrames do **tipo I**, é uma feição característica de 5 destes derrames e representa o nível mineralizado a ametista em quatro deles (derrames 2, 6, 8 e 9).

O nível superior intensamente fraturado dos derrames **tipo I** ocorre nos derrames 2, 6, 8, 9 e 10. Este nível é, de modo geral, não vesicular, podendo, entretanto, apresentar pequenas quantidades de vesículas que diminuem gradativamente em direção ao interior do derrame. Esta zona separa o nível macrovesicular de topo do nível vesicular interno e, por isso, se constitui em um aspecto característico distintivo destes que são os derrames portadores de geodos (Fig.2.8).

Os derrames 1, 4 e 5 possuem as menores espessuras deste grupo, em torno de 30 a 35m. Nestes, a zona central é caracterizada pela presença de prismas regulares, geralmente de 4 lados, com largura das faces entre 50 - 100cm. A prismação é relativamente homogênea da base ao topo deste nível, representando estruturas do tipo “colunado” (Fig.2.9). Nestes derrames há ausência de “entablamento”.

Os derrames 11 e 12 são os mais espessos. O derrame 11 possui 50m e o derrame 12, parcialmente erodido, apresenta uma exposição de 40m de sua espessura. Estes derrames são os únicos onde pode-se observar a estratificação completa anteriormente apresentada (Fig 2.10).

Os padrões estruturais característicos dos diferentes derrames mostraram-se distintivos e persistentes na região estudada, e, por isso, foram adotados como critérios de correlação, em escala local. Entretanto, estas características podem apresentar uma grande variabilidade lateral o que desaconselha o seu uso para correlações de caráter mais regional, como salientado por Reidel (1978).

O intervalo de tempo entre os diversos derrames é frequentemente marcado pela presença de arenitos avermelhados com espessuras que variam desde 10 a 20 cm até 3 a 4m. Estes constituem camadas horizontais depositadas no topo dos derrames e, não raro, penetram no nível vesicular na forma de “diques” com 2 a 3cm e, mais raramente, até 10 cm (Fig.2.7).

É muito frequente a ocorrência de brechas constituídas por fragmentos de basalto vesicular e de arenitos nos contatos entre as unidades de lavas.

A presença de arenitos e brechas é utilizada como parâmetro para a delimitação dos derrames.



Fig. 2.7 Contato entre os derrames 8 e 9 no perfil Frederico Westphalen - Iraí. o contato é marcado por uma fina camada de arenito que separa o estreito nível vesicular do derrame superior do nível vesicular do topo do derrame inferior. a = arenito, nvt = nível vesicular de topo, nvb = nível vesicular de base.



Fig. 2.8 Zona superior fraturada do derrame 8, na região de Ametista do Sul. O fraturamento horizontal intenso e finamente espessado é característico desta zona.



Fig. 2.9 Nível central do derrame 1, com o fraturamento contínuo do tipo "colunado".

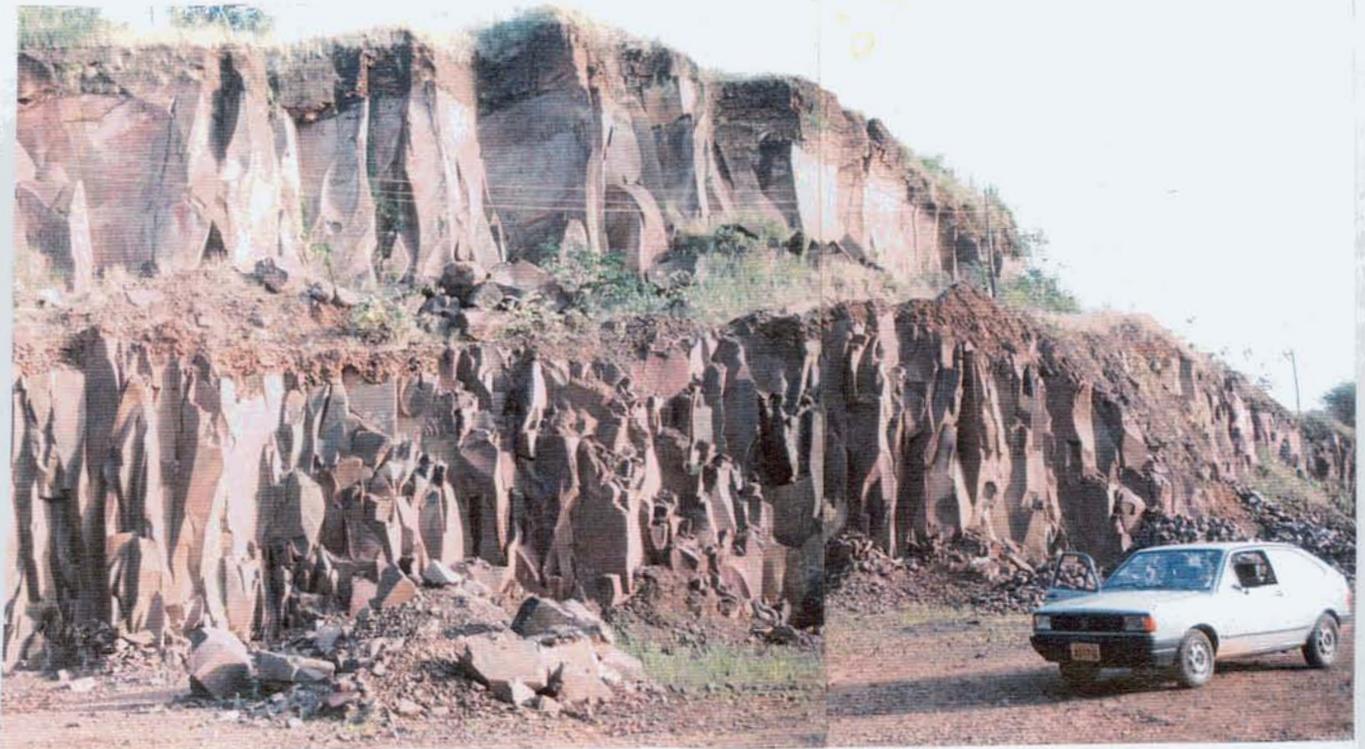


Fig. 2.10 Padrões estruturais do tipo "colunado superior" e "entablamento" no derrame 11 (Frederico Westphalen). cs = colunado superior, ent = entablamento.

2.5 CARACTERÍSTICAS MINERALÓGICAS E TEXTURAIIS

A composição mineralógica das rochas basálticas da Bacia do Paraná foi objeto de vários estudos, desde os trabalhos iniciais de Leinz (1949), Schneider (1964), Fodor et al. (1985), Corwin et al. (1986), entre outros, que mostraram uma constituição mineralógica pouco variada, composta de plagioclásio, clinopiroxênio, Ti-magnetita e olivina, imersos em uma mesóstase de composição ácida.

O estudo petrográfico das rochas pertencentes aos 12 derrames desta área mostrou que a distinção entre derrames do tipo I e II, baseada nas estruturas internas das rochas, pode também, de maneira geral, ser feita em relação aos aspectos mineralógicos e texturais.

2.5.1 Mineralogia e texturas dos derrames do tipo I

De modo geral, os vários derrames do tipo I são muito semelhantes, especialmente na constituição mineralógica e texturas do nível central maciço.

Estas rochas são constituídas por plagioclásio do tipo labradorita, augita, minerais opacos do tipo magnetita, titano-magnetita e ilmenita, olivina (que ocorre em todos os derrames deste grupo) e uma mesóstase de composição ácida nos interstícios dos grãos, onde aparecem também agulhas de apatita.

A granulação é fina, com cristais tabulares a ripiformes de plagioclásio, mais raramente são observados microfenocristais de piroxênio.

As texturas são predominantemente intersertais a intergranulares.

Entre os 7 derrames deste grupo, os derrames 3 e 8 apresentam as granulações mais finas, em alguns casos, com texturas traquíticas.

De modo geral, as texturas, mineralogia e morfologia dos grãos são constantes ao longo de toda a espessura dos derrames. Variações texturais e mineralógicas somente são encontradas associadas à presença de geodos no nível vesicular interno. Scopel et al (1995) propõem uma estruturação interna na qual o nível maciço é dividido em: zona de ocorrência de geodos, zona inferior, abaixo desta, e acima, zona superior. Segundo estes autores, as zonas inferior e superior apresentam texturas relativamente mais grossas e minerais com formas mais euédricas. Nas proximidades

dos geodos, a textura torna-se micro-porfírica, com microfenocristais de plagioclásio e augita imersos em uma matriz micro a criptocristalina. A olivina neste nível, encontra-se completamente alterada à Fe-saponita e celadonita (Scopel, em prep.). A principal variação observada nestas diferentes zonas realciona-se à quantidade de mesóstase, que nas zonas inferior e superior aos geodos é de aproximadamente 5% e no nível dos geodos chega a 20%. Os níveis vesiculares destes derrames são caracterizados por cristais ripiformes de plagioclásio e piroxênio e magnetitas com formas esqueléticas, apresentando, em média, 20% de mesóstase.

A característica mais distintiva destes derrames é a presença, em grande quantidade, de minerais de alteração, especialmente argilominerais do tipo celadonita, que ocorrem principalmente nos espaços intersticiais e como produtos de alteração da olivina e, secundariamente, do piroxênio. É comum também a ocorrência de material marron de baixa cristalinidade, produto de alteração da mesóstase intersticial.

2.5.2 Mineralogia e Texturas dos Derrames do tipo II

Os derrames deste grupo apresentam diferenças mineralógicas e texturais entre eles e também mostram heterogeneidades que estão espacialmente relacionadas a sua estruturação interna.

De modo geral, são constituídos por plagioclásio do tipo labradorita, clinopiroxênios do tipo augita, minerais opacos como magnetita, titano-magnetita e ilmenita e por uma mesóstase microcristalina constituída por quartzo, K-feldspato, argilominerais, associados a apatitas na forma de agulhas e minerais opacos.

O derrame 1 apresenta grande quantidade de olivina na forma de fenocristais de cor marrom, sempre muito alterados a argilominerais. Nos demais derrames a presença de olivina é restrita às zonas próximas ao topo e à base.

Os derrames 11 e 12 caracterizam-se pela presença de dois piroxênios, augita e pigeonita. A pigeonita não ocorre nos outros derrames deste grupo.

O derrame 1 distingue-se dos demais por apresentar, no nível “colunado” central, uma grande variação textural. Esta é caracterizada pela presença de porções com granulação fina e textura porfírica, marcada por fenocristais de piroxênio, minerais opacos e olivina em uma matriz fina de plagioclásio ripiforme. A estas

porções, misturam-se partes com granulação mais grossa, onde os cristais destes minerais são equigranulares e atingem tamanhos de até 2mm. Nessas partes mais grossas, a mesóstase adquire uma textura plumosa.

As variações texturais estão principalmente relacionadas às estruturas internas, e são observadas principalmente nos derrames 11 e 12.

Nos níveis vesiculares, são características as texturas intersertais, com cristais esqueletiformes e ripiformes. Amostras dos níveis “colunados” apresentam texturas intersertais a intergranulares caracterizadas pela maior quantidade de mesóstase, até 20%, enquanto nos níveis de “entablamento”, as texturas, formas e tamanhos dos cristais são muito variadas, bem como a quantidade de mesóstase que vai desde 6 a 18%.

O estudo petrográfico dos vários derrames da região mostrou que as diferenças mais marcantes na constituição mineralógica primária, nas texturas e na mineralogia secundária são feições internas, provavelmente relacionadas aos processos magmáticos e de resfriamento de cada derrame individual.

As texturas refletem claramente os efeitos das diferentes velocidades de resfriamento, e, por isso, os derrames mais espessos, do **tipo II**, mostram as maiores variações texturais.

A presença de olivina caracteriza os derrames do **tipo I**, assim como a ocorrência de olivina restrita às partes de topo e base e a presença de pigeonita no centro, caracterizam os derrames do **tipo II**. Estas diferenças também relacionam-se aos aspectos do resfriamento que é mais lento no centro dos corpos mais espessos e propicia o re-equilíbrio da olivina, com a formação de pigeonita nestas porções.

A mineralogia secundária mostra também variações internas e entre os derrames. A presença de celadonita é característica dos derrames do tipo I e ocorre, principalmente nos níveis vesiculares associadas aos geodos de ametista.

Assim, variações nas condições de cristalização e resfriamento dentro de um único derrame podem produzir heterogeneidades texturais e mineralógicas, da mesma forma que diferentes derrames com histórias térmicas semelhantes apresentam características petrográficas similares.

2.6 CARACTERÍSTICAS QUÍMICAS

O reconhecimento e a individualização dos diferentes derrames através da identificação de estruturas, texturas e constituição mineralógica fornece condições para que se possa fazer uma caracterização química da sequência de derrames na região.

O objetivo desta é fazer a identificação química de cada derrame da sequência, utilizando os critérios de estratigrafia química existentes para as rochas vulcânicas da Bacia do Paraná.

Foram selecionadas amostras preferencialmente do nível maciço de cada derrame e, quando possível, foram coletadas amostras do mesmo derrame em vários perfis. As análises químicas dos diferentes derrames encontram-se na tabela 1.2 do anexo I.

Os principais parâmetros químicos comumente utilizados e revisados por Peate (1989) para a caracterização dos diferentes tipos magmáticos são apresentados na tabela 2.1, juntamente com os valores correspondentes de cada derrame da região de Frederico Westphalen e aplicados nos diagramas das figuras 2.11, 2.12, 2.13 e 2.14.

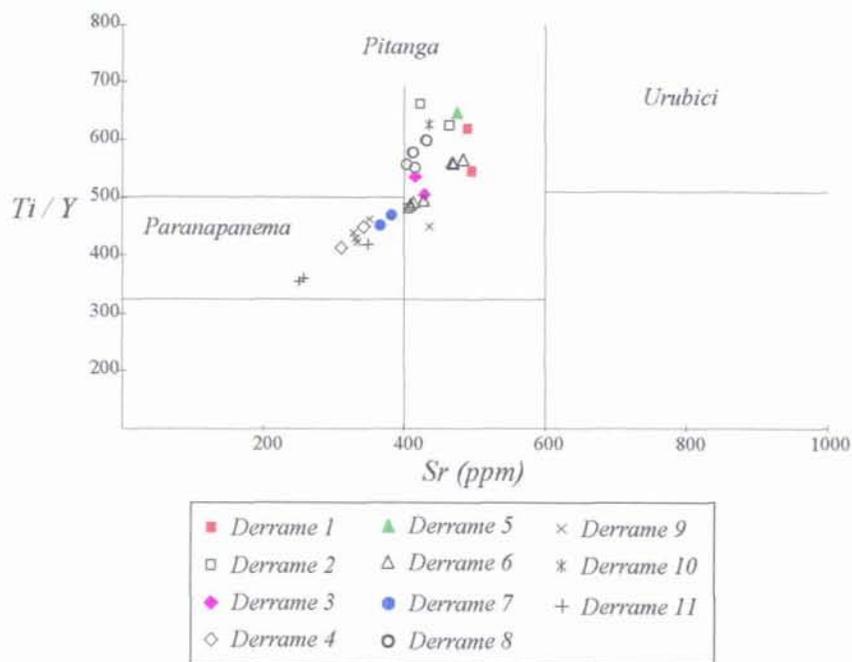


Fig. 2.11 Variações de Ti/Y e Sr nos derrames da região de Frederico Westphalen. O diagrama é subdividido (conforme Peate, 1989) nos campos que definem os diferentes tipos magmáticos.

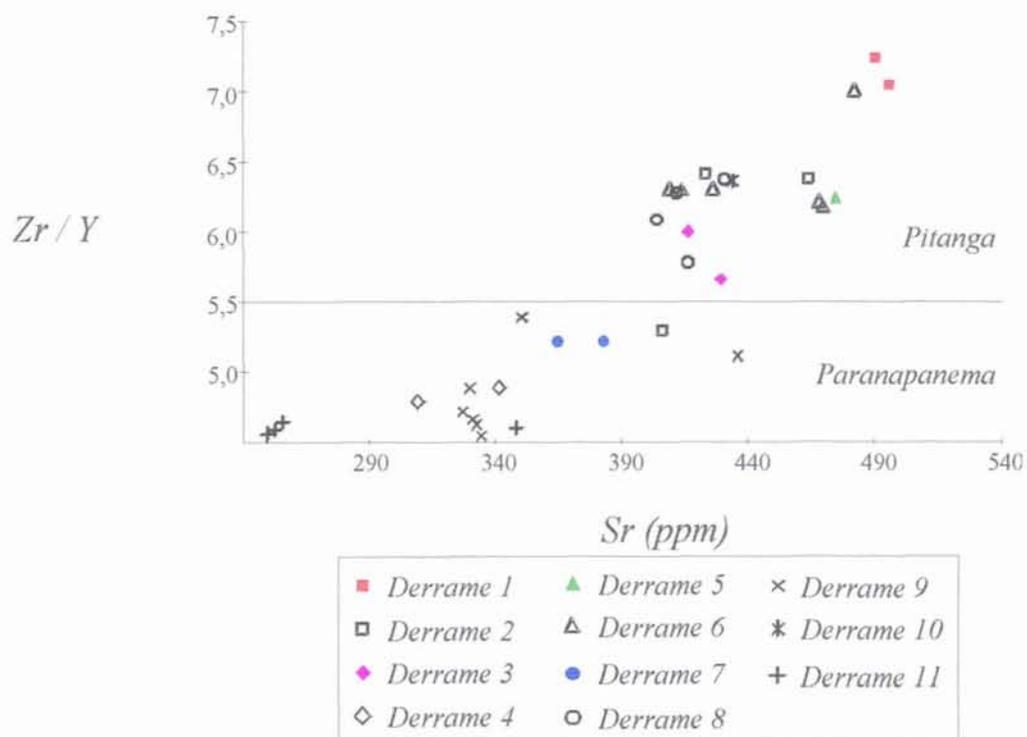


Fig. 2.12 Variações de Zr/Y e Sr nos derrames da região de Frederico Westphalen. A linha horizontal delimita os campos correspondentes aos tipos Pitanga e Paranapanema (segundo Peate, 1989).

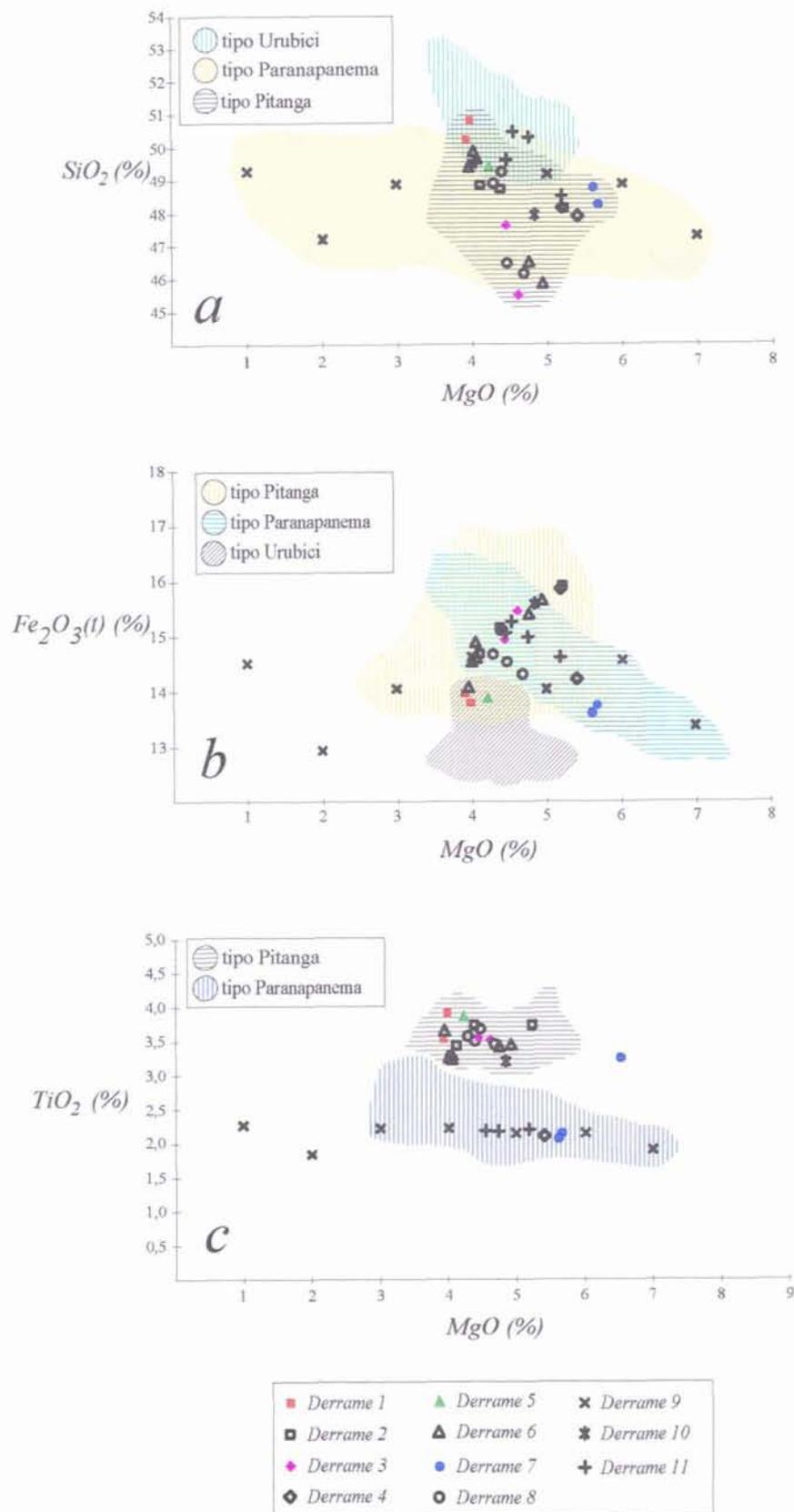


Fig. 2.13 Diagramas de variação de elementos maiores para os tipos magmáticos alto-Ti: (a) $MgO \times SiO_2$; (b) $MgO \times Fe_2O_3$; (c) $MgO \times TiO_2$. Os valores de TiO_2 individualizam o tipo Paranapanema. Os campos delimitados são definidos em Peate (1989).

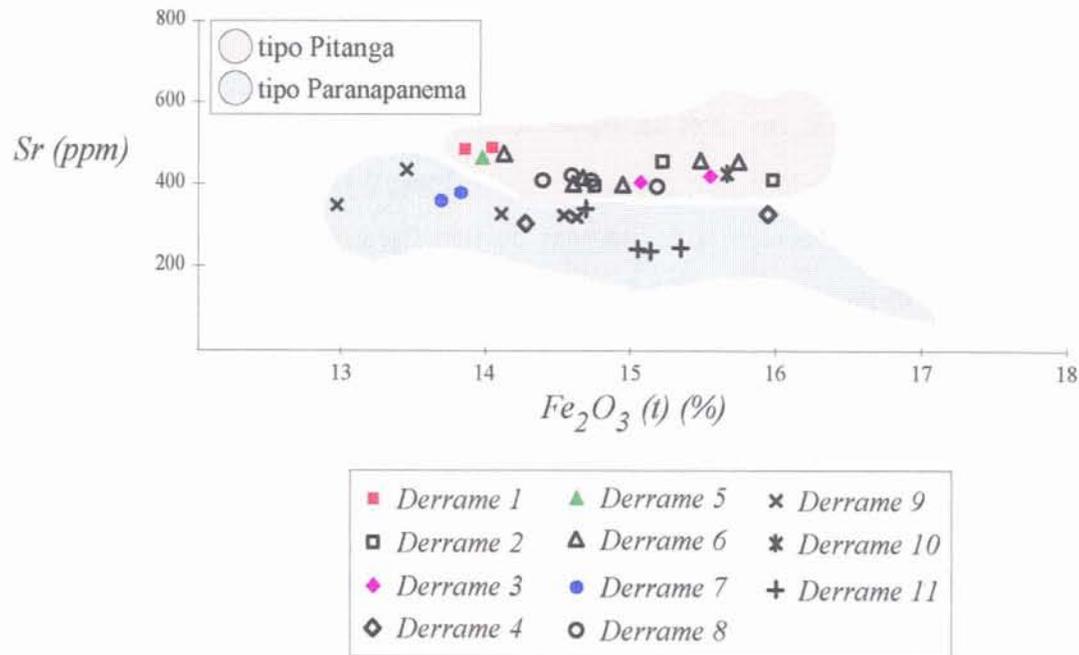


Fig. 2.14 Variações de Sr e Fe_2O_3 (total) nos derrames da região de Frederico Westphalen. Os tipos Pitanga e Paranapanema apresentam teores aproximadamente iguais de Fe_2O_3 (t), porém são distinguidos pelos valores de Sr que são maiores no tipo Pitanga.

Os dados químicos disponíveis, apesar do número reduzido de análises, permitem fazer as seguintes considerações:

- todos os derrames (com exceção do derrame 4) apresentam características químicas que os classificam inequivocamente dentro de um dos tipos magmáticos definidos por Peate (1989);

- o derrame 4 possui muitas características do tipo Paranapanema; entretanto, os baixos valores de SiO_2 e altos valores de Ba são característicos do tipo Pitanga. Na segunda parte deste trabalho, será apresentado o estudo detalhado de um derrame (derrame 11). A partir deste estudo, observou-se que as características químicas da rocha podem sofrer mudanças devido a processos tardios que mobilizam alguns elementos. Foi constatado, naquele derrame, um aumento de Ba e diminuição de SiO_2 no nível vesicular, o que pode estar relacionado à presença de quartzo e barita neste nível. A semelhança entre estes resultados e os do derrame 4 sugerem a influência de processos tardios na concentração destes elementos, o que modifica a composição química da rocha e, portanto, a sua classificação. Estes resultados mostram a necessidade do controle estrutural e petrográfico e da extensão dos efeitos dos

processos secundários sobre a química da rocha, para que as amostras sejam representativas dos fenômenos que se quer estudar.

- a sequência de derrames da região de Frederico Westphalen é constituída por rochas pertencentes ao tipo magmático Pitanga na base, derrames 1, 2 e 3. O derrame 4 marca o início da ocorrência de magmas do tipo Paranapanema, que passam a se intercalar com as rochas do tipo Pitanga, até o topo.

- os derrames portadores de mineralização apresentam características químicas correspondentes aos dois tipos magmáticos: Pitanga (derrames 2, 6 e 8) e Paranapanema (derrame 9).

- os tipos estruturais I e II não são distinguidos pela composição química, ocorrendo indistintamente entre os tipos Pitanga e Paranapanema.

2.7 ESTRATIGRAFIA DA REGIÃO DE FREDERICO WESTPHALEN - DISCUSSÃO

A clara compreensão da extensão das variações estruturais, texturais e mineralógicas internas aos derrames e entre diferentes derrames, mostrou-se fundamental para que se possa propor qualquer classificação estratigráfica para as aparentemente monótonas sequências de lavas da Bacia do Paraná.

As variações nestes atributos devem exceder as heterogeneidades internas dos derrames para que sejam reconhecidas como parâmetros distintivos das unidades de lava.

Na região de Frederico Westphalen, as características estruturais de topo e base, bem como a presença de arenitos e brechas que marcam os limites dos derrames, mostraram-se feições consistentes, na extensão do mapeamento, para a delimitação das unidades, tendo sido, assim, definidos 12 derrames, com espessuras entre 15 e 50 metros.

A ocorrência de estruturas internas, como a presença de vesículas e fraturas, os padrões desenvolvidos nos níveis vesiculares e fraturados, a repetição destes padrões em vários derrames e a continuidade destas feições dentro da área estudada, levaram à distinção dos derrames do **tipo I** e **tipo II**. Esta distinção se mostrou interessante pela possibilidade de refletir diferentes histórias de resfriamento entre os

dois tipos de derrames e tentar explicar a formação de geodos, pois constatou-se a predominância dos derrames menos espessos, do tipo I, que incluem aqueles portadores da mineralização de ametista.

A mineralogia e as texturas mostraram variações ligadas principalmente às características do resfriamento, cristalização e alteração dos derrames individuais. Isto limita a sua utilização para a individualização dos derrames, mas evidencia a necessidade de relacionar os aspectos estruturais internos aos petrográficos, de modo a se compreender a extensão dos efeitos da história do resfriamento de um derrame. São aspectos que devem ser utilizados em associação a outros parâmetros.

Os vários parâmetros químicos definidos por Peate (1989) para a classificação dos tipos magmáticos mostraram-se consistentes dentro de cada derrame.

Os dados da literatura referentes à estratigrafia química das rochas vulcânicas básicas no Rio Grande do Sul, revisados por Peate (1989), apontam a predominância de rochas pertencentes aos tipos magmáticos com baixo Ti, correspondentes aos tipos Gramado e Esmeralda. O autor menciona a ocorrência de tipos com alto Ti na região norte-noroeste do estado, os quais classifica como tipo Urubici, que é considerado o tipo alto-Ti característico da parte sul da Bacia do Paraná. Os resultados obtidos neste estudo mostram que na região de Frederico Westphalen não são encontrados derrames pertencentes aos tipos baixo-Ti e que as rochas desta sequência são classificadas como tipo Pitanga e tipo Paranapanema, que são magmas característicos do norte da Bacia do Paraná.

A intercalação destes dois tipos magmáticos na parte superior da sequência é um elemento a ser considerado no questionamento sobre a origem destes tipos magmáticos: - serão os tipos Pitanga e Paranapanema magmas de fontes distintas? - ou representam a evolução de uma fonte única e, nesse caso, indicam proveniência de locais em estágios diferentes de evolução?

O tipo magmático Paranapanema foi separado do tipo alto-Ti por Peate (1989), que percebeu importantes diferenças químicas entre os dois magmas. Nas descrições anteriores ao trabalho de Peate, não são feitas distinções entre eles, por isso, a ocorrência do tipo Paranapanema é ainda imprecisa, bem como as suas relações com o tipo Pitanga.

A distribuição espacial dos diferentes tipos magmáticos, conhecida até o presente, é ainda de caráter regional e estudos de detalhe podem ser valiosas

contribuições à compreensão da evolução geral deste magmatismo no tempo e no espaço.

A distinção dos derrames, na região estudada, feita através dos atributos estruturais, de posicionamento e espessuras, foi, de modo geral, confirmada pelas características químicas. A influência de fenômenos tardios, gerando modificações químicas importantes e que afetam a classificação das rochas, deve ser considerada. Desta forma, a estratigrafia química somente deve ser utilizada quando as amostras analisadas têm significado estrutural e petrográfico conhecido.

Conclui-se, portanto, que a classificação estratigráfica destas rochas deve levar em consideração todos os atributos apresentados, e discutidos acima, e qualquer interpretação petrogenética deve basear-se na sua compreensão.

A reunião de todos estes aspectos, depois de compreendidas as suas limitações, possibilitou a caracterização geológica da região de Frederico Westphalen - Iraí - Planalto, sumarizada na tabela 2.2 .

	est.	TiO ₂ (%)	P ₂ O ₅ (%)	SiO ₂ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	Sr(ppm)	Ba(ppm)
Urubici		3,3	0,45	50	14,2	600	450
Pitanga		2,9	0,35	47-52	14	400-600	340-700
Paranap		1,8-3,2	0,2-0,7	49-51,5	13,5	430	410
derrame 1	II	3,6-3,99	0,52	51,29-51,88	13,84-14,03	490-495	490-612
derrame 2	I	3,49-3,81	0,43-0,57	49,21-49,87	14,74-15,98	406-464	400-647
derrame 3	I	3,6-3,63	0,58-0,6	46,57-48,69	15,06-15,55	416-429	466-528
derrame 4	II	2,16-2,65	0,31-0,34	49,21-48,94	14,27-15,94	310-342	347-562
derrame 5	II	3,94	0,43	50,47	13,96	474	454
derrame 6	I	3,30-3,73	0,49-0,56	47,56-50,95	14,12-15,74	409-482	378-582
derrame 7	I	2,13-2,22	0,25	49,31-49,82	13,68-13,82	365-383	333-339
derrame 8	I	3,52-3,75	0,56-0,57	47,19-50,31	14,38-15,18	406-431	498-569
derrame 9	I	1,87-2,28	0,22-0,3	48,23-50,54	12,96-14,68	329-437	305-367
derrame 10	I	3,28	0,41	49	15,66	434	412
derrame 11	II	2,21-2,26	0,27-0,28	49,56-51,52	14,68-15,34	250-349	318-373

	est.	Zr(ppm)	Sr/Y	Ba/Y	Zr/Y	Ti/Y	Ti/Zr
Urubici		270	10,5	11,5	7	500	60
Pitanga		200-440	10	9-14,5	5,5-8	350-700	50
Paranap		250	10,5	4,5-13	4,5-6	300-500	65
derrame 1	II	278	12,69-12,89	12,89-15,69	7,13-7,32	554-629	78-86
derrame 2	I	220-232	9,44-12,89	11,76-15,04	5,32-6,47	487-672	91-104
derrame 3	I	240-242	10,21-10,40	11,09-13,20	5,71-6,05	514-544	90
derrame 4	II	149-172	9,77-10	9,91-18,13	4,91-4,81	418-454	87-92
derrame 5	II	227	13,17	12,61	6,3	656	104
derrame 6	I	231-276	10,22-12,70	10,21-13,47	6,24-7,08	495-573	78-91
derrame 7	I	147	13,03-13,68	11,89-12,11	5,25	456-475	87-91
derrame 8	I	227-238	11,00-12,00	13-15	6	558-608	92-96
derrame 9	I	130-152	10,00-17,00	10,00-14,00	5	427-467	86-96
derrame 10	I	199	14	13,29	6,42	634	99
derrame 11	II	148-172	6,75-10,91	8,59-11,65	4,56-4,64	358-423	79-92

Tab 2.1 Parâmetros químicos e tipos magmáticos, definidos por Peate (1989), para as rochas vulcânicas básicas com teores intermediários e altos de TiO₂.

	ESPESSURAS	ESTRUTURAS INTERNAS	CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS	CONSTITUIÇÃO MINERALÓGICA	CLASSIFICAÇÃO QUÍMICA
Derrame 1	28 m	Tipo II, com nível vesicular basal e colunado na zona central, sem entablatura	Texturas variadas, desde porfírica fina (> 0,5mm) à equigranular (2,0mm)	Labradorita, augita, olivina, Ti-magnetita, mesóstase com quartzo, K-felds, argilominerais e apatitas	Tipo Magmático Pitanga (alto-Ti)
Derrame 2	28 m	Tipo I, com nível vesicular interno e nível superior fraturado	Textura fina, afírica (> 0,5mm)	Labradorita, augita, olivina, Ti-magnetita, mesóstase com quartzo, K-felds, celadonita e apatitas. Geodos com calcita e mais raramente ametista.	Tipo Magmático Pitanga (alto-Ti)
Derrame 3	23m	Tipo I, sem nível superior fraturado	Textura muito fina (>0,2mm)	Labradorita, augita, olivina, magnetita, mesóstase com quartzo, argilominerais e apatitas.	Tipo Magmático Pitanga (alto-Ti)
Derrame 4	36m	Tipo II, com colunado na zona central	Textura fina afírica a porfírica, com fenocristais tabulares de plagioclásio e piroxênio (0,7 a 1,0mm) e matriz fina (>0,5mm)	Labradorita, augita, Ti-magnetita, magnetita, mesóstase com quartzo, K-felds, argilominerais e apatitas.	Tipo Magmático Paranapanema (intermediário-Ti)
Derrame 5	35m	Tipo II, com colunado na zona central	Textura fina afírica a porfírica, com fenocristais de plagioclásio e piroxênio (0,8 a 1,0mm) e matriz fina (>0,5mm)	Labradorita, augita, Ti-magnetita, magnetita, mesóstase com quartzo, K-felds, argilominerais e apatitas	Tipo Magmático Pitanga (alto-Ti)
Derrame 6	30m	Tipo I, com nível vesicular interno e zona superior fraturada	Textura fina, afírica (> 0,5mm)	Labradorita, augita, Ti-magnetita, restos de olivina, celadonita e apatitas na mesóstase. Geodos com ametista.	Tipo Magmático Pitanga (alto-Ti)
Derrame 7	25m	Tipo I, sem nível superior fraturado	Textura fina, afírica (> 0,5mm)	Labradorita, augita, Ti-magnetita, mesóstase com argilominerais e apatitas	Tipo Magmático Paranapanema (intermediário-Ti)
Derrame 8	15m	Tipo I, com nível vesicular interno e zona superior fraturada.	Textura muito fina (>0,2mm)	Labradorita, augita, Ti-magnetita, restos de olivina, celadonita e apatitas na mesóstase. Geodos com ametista.	Tipo Magmático Pitanga (alto-Ti)
Derrame 9	25m	Tipo I, com nível vesicular interno e espessa zona superior fraturada.	Textura fina afírica (> 0,5mm) a porfírica fina	Labradorita, augita, Ti-magnetita, restos de olivina, celadonita e apatitas na mesóstase. Grande quantidade de zeolitas no nível vesicular. Geodos com gipso e ametista.	Tipo Magmático Paranapanema (intermediário-Ti)

Derrame 10	28m	Tipo I, com nível superior fraturado	Textura fina afírica (> 0,5mm) a porfírica fina	Labradorita, augita, restos de olivina, Ti-magnetita, magnetita, mesóstase com argilominerais e apatita.	Tipo Magmático Pitanga (alto-Ti)
Derrame 11	50m	Tipo II com colonados inferior e superior e entablatura	Textura fina, afírica (0,5mm) a porfírica, chegando a seriada (até 1,0mm) na parte central	Labradorita, augita, pigeonita, restos de olivina no topo e base, Ti-magnetita, magnetita, ilmenita, mesóstase com quartzo, K-feldspato, esmectitas e apatita.	Tipo Magmático Paranapanema (intermediário-Ti)
Derrame 12	40m	Tipo II com colonados inferior e superior e entablatura	Textura fina afírica (0,5mm) a equigranular (até 1,0mm) no centro	Labradorita, augita, pigeonita, Ti-magnetita, magnetita, ilmenita, mesóstase com quartzo, K-feldspato, esmectitas e apatita.	

Tab 2.2 Características estruturais, petrográficas e químicas dos derrames basálticos da região de Frederico Westphalen - Iraí - Ametista do Sul.

SEGUNDA PARTE

ESTUDO DE UM DERRAME ESPESSO

CAPÍTULO III

A ESTRUTURAÇÃO

CAPÍTULO III: A ESTRUTURAÇÃO

A estruturação de um derrame é, reconhecidamente, o reflexo da história do resfriamento do magma e da termomecânica da solidificação. A distinção dos episódios que originaram os diferentes níveis estruturais e sua cronologia são, portanto, chave para a compreensão da evolução da cristalização primária da rocha e dos processos tardi-magmáticos e de alteração hidrotermal.

É com este objetivo que são apresentadas e discutidas as estruturas internas do derrame em estudo

Tão logo o magma extravasa na superfície, ele é submetido a um processo de resfriamento que atua, sobretudo, pela transferência de calor por condução entre o magma e o meio ambiente. Este processo provoca mudanças importantes nas propriedades físicas da lava, especialmente na viscosidade, quando a temperatura decresce da liquidus, em torno de 1200° C, até a solidus, em torno de 980° C, e desta até o limite elástico de temperatura, em torno de 900° C. O aumento na viscosidade com a diminuição da temperatura tem influência direta na formação das estruturas internas do derrame, incluindo as disjunções colunares e o número, tamanho e distribuição vertical das vesículas ao longo do derrame.

Desta forma, dois aspectos estruturais são considerados, no presente estudo, para a definição da estruturação interna do derrame: a presença de vesículas e o padrão de fraturamento observado em sessão vertical.

O derrame de Frederico Westphalen possui, na região estudada, uma espessura em torno de 50 m, situando-se entre as cotas 485 e 535.

As características das porções vesiculares e da região interna fraturada, observadas no derrame de Frederico Westphalen, mostram que, na área estudada, este derrame apresenta uma estruturação correspondente aos derrames do **tipo II**, descritos no capítulo II.

É constituído por um nível vesicular de topo, uma zona prismática central e um nível vesicular de base (Fig.3.1).

3.1 NÍVEIS VESICULARES

A presença de vesículas é uma característica marcante, principalmente em derrames de lavas básicas. As vesículas representam bolhas de gás aprisionadas durante o processo de solidificação do magma. Os voláteis que se encontram dissolvidos no magma em profundidade, sofrem exsolução formando bolhas de gás pela diminuição de pressão, quando o magma atinge a superfície. Os gases vulcânicos liberados são principalmente constituídos de água, dióxido de carbono e dióxido de enxofre, porém, em superfície predomina o vapor d'água sobre o dióxido de carbono devido às diferentes relações pressão versus solubilidade dentro do magma. Moore (1970) mostrou que o vapor d'água é um componente importante no preenchimento de vesículas somente em erupções rasas (< 2 Km), enquanto o dióxido de carbono é o componente principal das vesículas de lavas estravasadas em profundidades > 2 Km.

A nucleação, crescimento e distribuição das vesículas em um derrame depende da viscosidade do magma e, conseqüentemente, da velocidade de resfriamento que controla a migração ascendente e descendente da interface líquido/sólido.

No derrame em estudo, a distribuição vertical das vesículas caracteriza uma organização interna onde são definidos três níveis:

1- Nível vesicular de topo, em contato com o arenito/brecha que capeia o derrame (Fig. 3.1a).

2- Zona central, não vesicular (Fig. 3.1b, c, d).

3- Nível vesicular de base(Fig. 3.1e).

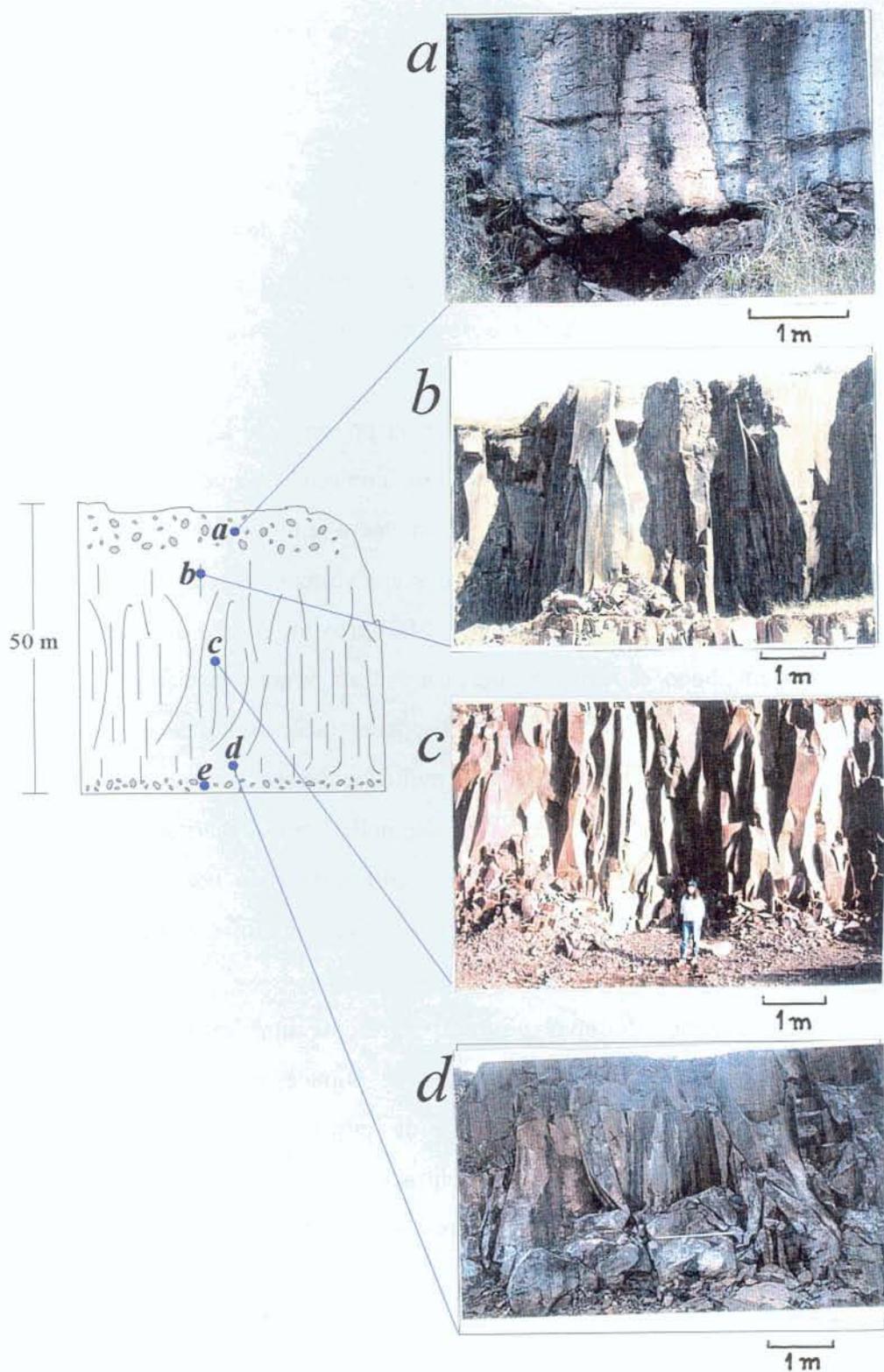


Fig 3.1 Estruturação interna do derrame de Frederico Westphalen: (a) nível vesicular do topo; (b) colunado superior; (c) entablamento; (d) colunado inferior; (e) nível vesicular da base. Na figura esquemática, estão localizados os blocos onde foi realizado o mapeamento para análise do fraturamento.

3.1.1 Nível Vesicular de Topo

Na área estudada, a zona vesicular que capeia a parte maciça do centro do derrame apresenta uma espessura média de 4m, podendo atingir até 10m, localizadamente.

O topo do derrame é marcado pelo contato brusco com uma brecha formada por fragmentos de basalto vesicular misturados a fragmentos de arenito.

Internamente, o nível vesicular é heterogêneo em relação à quantidade, distribuição e tamanhos das vesículas e se caracteriza por uma grande variedade textural.

A base do nível vesicular é marcada pela presença de algumas vesículas em meio ao basalto maciço. Em direção ao topo, começa a aumentar o número de vesículas, que passam a se concentrar, principalmente, em camadas horizontais com continuidade lateral. Essas camadas mais ricas em vesículas apresentam espessuras variadas, desde milimétricas até centimétricas. Mais próximo à base do nível vesicular, estas camadas são pouco espessas e intercalam-se ao basalto maciço (fig 3.2), em direção ao topo. Observa-se que as camadas de concentração de bolhas intercalam-se a um basalto vesicular, formado por vesículas muito pequenas. As camadas tornam-se mais espessas e aumenta também o tamanho das bolhas em direção ao topo do nível vesicular. Este aspecto acamadado é principalmente observado nos primeiros 2 a 3 metros junto ao contato com o basalto maciço. Nesta porção, é comum também a ocorrência de bolsões onde há concentração de vesículas.

A porção superior do nível vesicular apresenta uma maior quantidade de vesículas, a rocha vai adquirindo um aspecto de púmice em direção ao topo do derrame. A estrutura acamadada observada na porção inferior, torna-se menos evidente, sendo marcada não mais pela concentração de vesículas em meio ao basalto maciço, mas pela ocorrência de finas camadas onde concentram-se vesículas maiores, em meio a vesículas de tamanho menor.

As formas das vesículas mostram uma relação com o tamanho das mesmas. As vesículas de tamanho menor são predominantemente arredondadas e distribuem-se homoganeamente ao longo de todo o nível vesicular. As maiores apresentam formas irregulares e resultam, em muitos casos, da coalescência entre vesículas, que pode resultar na formação de uma vesícula única com aspecto alongado (fig.3.3a), ou na

preservação parcial dos contornos das vesículas individuais (figs.3.3b, c). Observa-se também, como um fenômeno bastante comum, a ligação entre as vesículas, em que se forma uma camada constituída por zeolitas unindo várias vesículas. Esta interligação também se dá através de fraturas localizadas, de pequena extensão, que não rompem as vesículas e que são preenchidas pelo mesmo material, principalmente zeolitas (fig.3.4).



Fig. 3.2 Vesículas concentradas em camadas intercaladas ao basalto maciço, na base do nível vesicular do topo.

Estudo de detalhe do nível vesicular foi possível em um afloramento com exposição contínua, desde o contato com o basalto maciço até o topo do derrame, no contato com o arenito (fig.3.5). A quantidade e os diâmetros das vesículas foram medidos a partir de fotografias do nível vesicular, utilizando-se um sistema de tratamento de imagens - Macintosh. Os dados bi-dimensionais foram convertidos para valores tri-dimensionais pelos métodos de Cashman e Marsh (1988).



Fig. 3.3 Aspectos característicos da coalescência de vesículas: (a) formação de uma única vesícula alongada; (b) e (c) preservação dos contornos das vesículas individuais.



Fig. 3.4 Fraturas preenchidas por zeolitas, que unem as vesículas, no nível vesicular do topo.

O tratamento de imagens foi realizado sobre as quatro fotos que constituem o nível vesicular superior do derrame. O perfil foi numerizado sobre 14 imagens consecutivas repartidas conforme mostra a figura 3.5. O volume total de vesículas e a quantidade total de gás aprisionado durante o resfriamento foram calculados para cada nível e são apresentados na tabela 3.1 e nas figuras e tabelas do anexo II.

Nível	Volume de gás acumulado/litro	Tamanho médio das vesículas
14 - 13	138,3 cm ³	0,80 cm
15 - 12	135,5 cm ³	0,80 cm
16 - 11	120,9 cm ³	0,95 cm
17 - 10	111,1 cm ³	0,95 cm
18 - 9	122,5 cm ³	0,80 cm
19 - 8	187,7 cm ³	1,15 cm
20 - 7	91,1 cm ³	1,00 cm

Tab.3.1 Volume de gás acumulado e tamanho médio das vesículas calculados a partir do tratamento de imagens em cada nível, de acordo com a figura 3.5.

Observa-se o comportamento dos valores da base para o topo do perfil, o que traduz uma variação em: (1) o tamanho médio das vesículas e a posição da mediana; (2) a distribuição das vesículas.

Tamanho médio das vesículas

Os diagramas de frequência dos tamanhos das vesículas são apresentados nas figuras do anexo II. As curvas que ligam os quadrados abertos (1) representam a repartição bruta do número de vesículas em função da classe média; as que unem os quadrados fechados (2) mostram a repartição acumulada da porcentagem de vesículas em função das classes. Os valores medianos correspondem a 50% do número de vesículas.



Fig. 3.5 Aspecto do nível vesicular do topo onde foi feita a quantificação das vesículas. A divisão em blocos correspondo ao tratamento de imagens.

Os valores medianos são praticamente constantes ao longo de todo o perfil, (0,8 a 0,95). Os tamanhos máximos predominantes estão entre 4,15 e 4,70cm³, e ocorrem nos níveis 7, 11 e 12. No topo do derrame, encontram-se as menores vesículas, com tamanho máximo de 3,30cm³. Nos níveis 8, 9 e 10, encontram-se as vesículas com tamanhos maiores, entre 5,8 e 7,70 cm³.

Distribuição dos tamanhos das vesículas

A repartição das vesículas é mostrada pela forma das curvas (1) e, principalmente, pela sua dissimetria em direção aos tamanhos maiores. Os níveis 10, 11, 12 e 13 originam curvas simétricas, na região dos tamanhos menores, enquanto, nos níveis 7, 8 e 9, as curvas geradas são assimétricas.

As curvas representativas do número cumulativo de vesículas (2) apresentam dois padrões distintos em ambos os lados do valor mediano:

1 - as bolhas com diâmetros menores ou iguais ao diâmetro mediano têm curvas cumulativas semelhantes, com inclinação aproximadamente constante e o diâmetro modal é muito próximo do diâmetro mediano, isto é, a distribuição dos tamanhos é homogênea em todo o nível, havendo um aumento na frequência das vesículas em direção ao topo;

2 - as bolhas com diâmetros maiores que o diâmetro mediano têm curvas cumulativas que tornam-se progressivamente retas em direção aos maiores tamanhos.

Estes aspectos são indicativos de coalescência de bolhas nos níveis mais inferiores, marcados pela diminuição da frequência de bolhas de tamanhos menores que o diâmetro mediano, e pelo correspondente aumento nas bolhas de tamanhos maiores. Este fenômeno desaparece progressivamente em direção ao topo do derrame.

A parte superior do nível vesicular apresenta, portanto, características de:

- nucleação das bolhas,
- crescimento destas por difusão,
- e aprisionamento das vesículas,

Estes processos se dão em condições de resfriamento rápido que, num curto intervalo de tempo, propicia condições de alta viscosidade ao magma. Nestas condições, as vesículas são aprisionadas nos seus locais de origem, sendo impedidas de ascender, ou ascendem muito pouco, permanecendo praticamente imóveis.

Na parte inferior do nível vesicular, o “front” descendente de resfriamento é mais lento, e além disso, esta zona encontra-se sobre a parte central do derrame que é a região onde o magma permanece fluido por mais tempo. Nestas condições, as características da base do nível vesicular traduzem a existência de:

- nucleação das bolhas no nível analisado,
- crescimento destas por difusão,
- início da ascensão das bolhas neste nível,
- chegada de vesículas nucleadas na parte central do derrame,
- aprisionamento das vesículas quando a viscosidade do magma torna-se muito grande.

Estes fenômenos descrevem, portanto, a formação do nível vesicular de topo no derrame de Frederico Westphalen.

3.1.2 Nível Vesicular da Base

O contato basal do derrame é encontrado em excelentes exposições na pedreira da cidade de Caiçara, e apresenta a seguinte estruturação: observa-se o nível vesicular de topo do derrame subjacente, acima do qual aparece uma camada pouco espessa (20 a 30 cm) de arenito, seguida de uma brecha de aproximadamente 5 cm de espessura, onde o arenito mistura-se a um basalto vesicular. Logo acima, e intercalando-se a esta brecha, há uma camada muito irregular de quartzo que preenche os interstícios da brecha e, em alguns locais, tem aspecto de bolsões, formando uma rede de sílica com carbonato associado. Acima desta camada, começam a aparecer vesículas de tamanho pequeno (1 - 2 mm), que constituem um nível pouco espesso, entre 3 e 5 cm. São preenchidas por quartzo e algumas são vazias. Em direção ao topo, persistem as vesículas pequenas, porém, é marcante a presença de vesículas maiores, que são preenchidas por quartzo e, principalmente, calcita.

O nível vesicular da base têm, de modo geral, entre 50 e 80 cm de espessura.

Em certos locais, há mudanças nas características deste nível vesicular, como a presença de vesículas do tipo “pipe”. Nos locais onde aparecem estas vesículas, o nível vesicular é mais espesso, em torno de 80cm, há uma maior quantidade de vesículas de

tamanho grande na base do nível e, em direção ao topo, observa-se uma diminuição nos tamanhos das vesículas (fig.3.6).



Fig. 3.6 Aspecto geral do nível vesicular da base: (a) arenito e brecha no contato com o derrame inferior; (b) bolsões de quartzo e carbonato; (c) nível vesicular; (d) vesículas tipo “pipe”.

As vesículas do tipo “pipe” ocorrem dentro do nível maciço, acima da zona mais densamente vesicular. São vesículas alongadas verticalmente e normalmente paralelas umas às outras. Apresentam tamanhos desde 0,5 até 9,0 cm. Em muitos locais, a parte superior da vesícula é encurvada e esta adquire então a forma que lembra um cachimbo. O preenchimento característico destas vesículas é feito por quartzo, que constitui uma camada na parte mais externa, com calcita no interior. De modo geral, estas vesículas são totalmente preenchidas.

As vesículas do tipo “pipe” são classicamente interpretadas como traços deixados pela ascensão de bolhas de gás, e que resultam da interação da lava com água superficial, na base do derrame, indicando que a lava incorporou quantidades limitadas de água, na forma de vapor (McMillan et al., 1989).

Sua origem sempre foi de tal forma aceita, que a descrição dessas estruturas em muitos textos de petrologia, é feita em termos genéticos, como “*frozen-in upward-rising gas bubbles*” (Best, 1982, p. 148). O estudo detalhado dos mecanismos de formação destas bolhas põe dúvidas sobre a generalização deste modelo genético. Walker (1987a) sugere que estes mecanismos são possíveis em lavas que se comportam como um líquido Bingham. Philpotts e Lewis (1987), observaram a ocorrência de vesículas “pipe” distribuídas de forma radial ao redor de pillows, o que descarta a ascensão dos gases como fator preponderante na sua formação. Além disso, estes autores notaram a ausência de “pipes” nas bordas resfriadas mais rapidamente, junto à base dos derrames ou junto às bordas das “pillows”, aparecendo somente nas porções onde já havia uma significativa cristalização da rocha. Isto foi interpretado como indicativo do aprisionamento das bolhas de gás pelo “front” de solidificação ascendente. Os gases seriam provenientes da exsolução do magma e não derivados de uma fonte externa.

A zona central não vesicular é marcada pelo intenso fraturamento vertical, que gera disjunções colunares, cujas características morfológicas variam ao longo do derrame.

3.2 DISJUNÇÕES COLUNARES

A formação de disjunções colunares é um fenômeno comum em rochas extrusivas (e em intrusivas rasas), especialmente de composição basáltica. Há mais de um século, a origem destas estruturas é reconhecida como resultado da contração termal provocada pelo resfriamento de uma massa rochosa em processo de solidificação (Lyell, 1857; Mallet, 1875; Iddings, 1886).

As disjunções colunares são formadas a partir de uma rede de fraturamento poligonal interconectado que avança acompanhando o resfriamento, transformando este padrão em uma fábrica colunar, em que as fraturas dividem o sólido em prismas, ou colunas, com eixos localizadamente paralelos e seção transversal poligonal.

Em derrames basálticos, a intrigante geometria das estruturas colunares inspirou denominações como “Giant’s Causeway” (Irlanda) e “Devil’s Pospile” (Califórnia).

Durante o último século, muitos estudos foram realizados, com o objetivo de explicar os mecanismos de formação das disjunções colunares (Mallet, 1875; James, 1920; Spry, 1962; Peck e Minakami, 1968; Ryan e Sammis, 1978; DeGraff e Aydin, 1987; Reiter et al., 1987) e as variações nos padrões de fraturamento (Iddings, 1886; Tomkeieff, 1940; Long e Wood, 1986; Aydin e DeGraff, 1988).

Estudos de campo e experimentos sugerem que este fraturamento começa nas bordas do corpo e avança para as porções internas a medida em que a rocha resfria. Medidas de campo feitas em lagos de lava no Hawaii mostraram que a solidificação, resfriamento e acúmulo do stress térmico propagam-se gradualmente a partir das bordas do corpo, em direção ao seu interior (Peck et al. 1977; Peck, 1978). Este fraturamento “térmico” começa a dividir em polígonos irregulares a fina crosta da superfície dos lagos de lava, poucas horas após a sua formação, quando esta crosta tem ainda poucos centímetros de espessura (Peck e Minakami, 1968). A abertura de fraturas na superfície do lago de lava do Kilauea Iki, em 1959, foi correlacionada com milhares de micro-sismos de alta frequência (Peck e Minakami, 1968). A persistência desta atividade sísmica durante a solidificação do lago de lava e a rara ocorrência de novas fraturas na sua superfície indicam que o processo de fraturamento migrou da superfície para o interior do corpo (Ryan e Sammis, 1978). As fraturas deslocam-se da região de máximo stress (máximo resfriamento) nas bordas, superior e inferior, em direção à região de mínimo stress (menor resfriamento) no interior. A rocha é dividida em prismas cujas características morfológicas definem as zonas denominadas por Tomkeieff (1940), de colunados e entablamento.

Nos primeiros estudos, os autores propunham que as estruturas de resfriamento deveriam ser idealmente prismas hexagonais, porém reconheciam a existência de colunas com três a oito faces, e que prismas pentagonais são tão abundantes quanto prismas hexagonais.

No derrame de Frederico Westphalem, observou-se a heterogeneidade do fraturamento, e a possibilidade de se fazer a distinção de zonas em que a predominância de um tipo de estrutura tem expressão lateral. Desta forma, a zona central, não vesicular, do derrame é dividida em três níveis estruturais que correspondem, na denominação de Tomkeieff (1940), a: colunado superior, entablamento na parte central e colunado inferior.

3.2.1 Colunado Superior

Constitui um nível com espessura em torno de 8 a 10 metros, localizado imediatamente abaixo do nível vesicular.

É caracterizado por um padrão de fraturamento muito regular, que divide a rocha em grandes prismas verticais, como é mostrado na figura 3.1b. As fraturas são predominantemente retilíneas e verticais. São gerados prismas com largura da base de até 1m e até 8m de comprimento, geralmente tetragonais e pentagonais. As faces das colunas são planas e as terminações são principalmente em T.

Em direção ao centro do derrame, há um encurvamento nas fraturas, com estreitamento dos prismas.

3.2.2 Entablamento

Constitui a parte central e de maior espessura do derrame, com aproximadamente 20 a 25 metros (Fig. 3.1c). É nesta porção que ocorre um intenso fraturamento, que origina prismas com morfologia e distribuição muito irregulares. Os prismas são mais estreitos que no colunado, com larguras muito variadas, desde 65cm até 5cm. Os prismas maiores se subdividem em prismas menores pelo encurvamento das faces e desenvolvimento de novas fraturas, originando formas muito variadas, com quatro a cinco lados (fig.3.7) e terminações em pirâmide trigonal. As terminações são predominantemente em Y.

Spry (1962) considerou que a entablamento, quando examinada em detalhe, é o resultado de combinações mais ou menos regulares de padrões estruturais simples. O exame da figura 3.8 permite observar que o complexo padrão de fraturamento da entablamento é o resultado da evolução de um prisma trigonal em um pentágono.



Fig. 3.7 Aspecto do fraturamento no entablamento, caracterizado por megacolumnas subdivididas em columnas menores.

3.2.3 Colunado Inferior

Constitui a porção inferior da zona central, com espessura aproximada de 3 a 5 metros (fig.3.1d). As características do fraturamento neste nível são semelhantes às do colunado superior. Os prismas apresentam largura da base entre 1m e 60 cm.

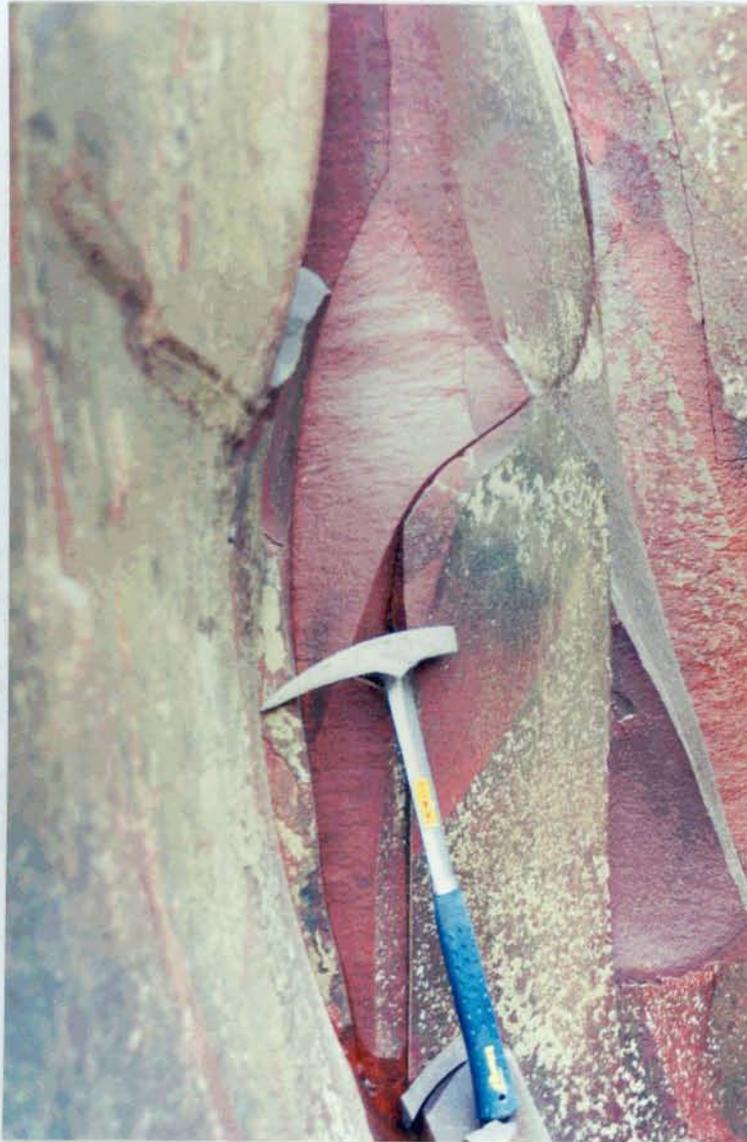


Fig. 3.8 Detalhe de um prisma do entablamento em que se observa a evolução de uma forma trigonal, no topo, para pentagonal, na base. Fraturas curvas. Terminações em Y.

As relações entre os diferentes níveis são de continuidade, em que a rocha permanece como um sólido único, havendo apenas mudanças no caráter, tamanho e direção das colunas. Não são observadas superfícies de descontinuidade, ou interfaces limitando os níveis. As transições são gradacionais. Em muitos locais pode-se acompanhar um mesmo prisma desde o colunado até o entablamento, onde ele é interrompido pela geração de novas fraturas, ou é estreitado e reorientado pelo encurvamento das fraturas já existentes, transformando os padrões regulares dos

colunados em um fraturamento heterogêneo e irregular que caracteriza o entablamento.

Estas características evidenciam que durante o processo de resfriamento, que é o responsável pela geração da estruturação, o derrame se comportou como um corpo único, sendo, neste sentido, considerado uma unidade de lava.

Coloca-se, então, uma dificuldade no tratamento do fraturamento, que é a delimitação precisa dos diferentes níveis. Para este estudo, um nível estrutural abrange a extensão onde observa-se a predominância de um tipo de fraturamento e que apresenta continuidade lateral significativa na área aflorante.

3.3 ANÁLISE DO FRATURAMENTO

O comportamento do fraturamento ao longo do derrame mostrou-se um parâmetro importante para a compreensão da distribuição do calor no corpo.

A análise do fraturamento tem como objetivo avaliar as características das fraturas geradas nos diferentes níveis horizontais do derrame.

Para o estudo do fraturamento, foram selecionados 5 blocos com aproximadamente 4m^2 de superfície, posicionados sequencialmente da base para o topo, como esquematizado na figura 3.9. Os parâmetros relativos ao fraturamento foram medidos por tratamento de imagens em planos verticais: (1) densidade de fraturas; (2) orientação das fraturas; (3) tamanhos dos prismas isolados. Para a medida das densidades de fraturas, cada fratura foi reduzida à uma linha de um pixel de espessura sobre a imagem numerizada. A densidade de fratura é igual a razão entre o número de pixels que representam as fraturas e a superfície total da imagem medida em pixels.

O Bloco D situa-se no limite do nível vesicular do topo com o nível colunado superior, a aproximadamente 7 metros a partir do contato superior do derrame (fig.3.9d). O Bloco E representa o fraturamento do nível colunado superior, e está posicionado a 17 metros do topo (fig.3.9e). Os Blocos A e B situam-se na porção central do derrame, correspondente à entablamento, localizados respectivamente a 25 e 27 metros do topo (fig.3.9a, b). O Bloco C corresponde ao nível colunado inferior, situado na base do derrame, junto ao contato com o nível vesicular da base (fig.3.9c).

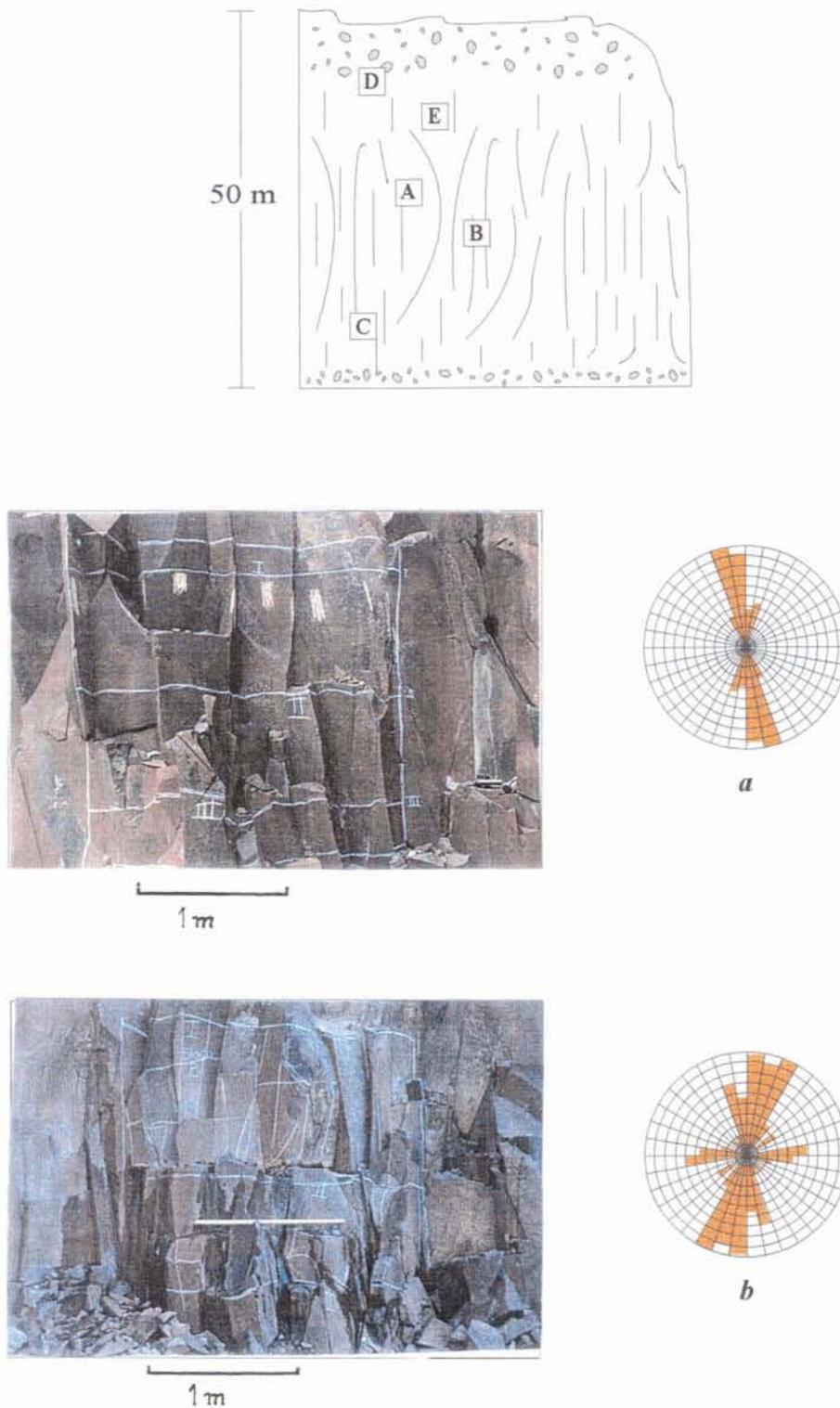
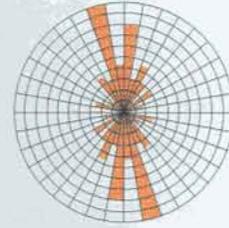


Fig.3.9 Localização, no perfil vertical do derrame, dos blocos onde foi realizado o mapeamento das fraturas: (a) Bloco A; (b) Bloco B; (c) Bloco C; (d) Bloco D; (e) Bloco E. Diagramas em roseta obtidos para cada bloco.



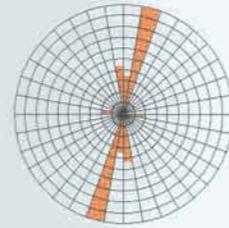
1m



c



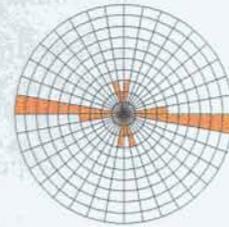
1m



d



1m



e

Fig. 3,9 cont.

Nestas 5 áreas, foi feito um mapeamento das fraturas, que compreendeu medidas de campo e tratamento de imagens a partir das fotografias de cada bloco. Cerca de 250 fraturas foram caracterizadas pelos seguintes parâmetros: (1) espessura da fratura, (2) tipo de terminação da fratura, (3) direção do fraturamento, (4) identificação do material que preenche as fraturas, (5) largura das faces dos prismas, (6) densidade do fraturamento em cada nível.

Foram feitas três medidas em cada fratura a fim de serem verificadas variações ao longo da mesma.

Os resultados encontram-se na tabela 3.2 .

bloco	posição	densidade de fraturas	largura dos prismas (cm)	espes. da fratura (mm)	preenchimento da fratura
D	superior	2,921	170 - 50	30 - 0,1	arg+qzo+zeol+calc+anidr
E	superior	8,711	55 - 20	20 - 0,1	arg+qzo+zeol+calc+anidr
A	intermediário	9,438	43 - 6	7 - 0,1	arg+qzo+calc+anidr
B	intermediário	9,226	52 - 4	5 - 0,1	arg+qzo+calc+anidr
C	inferior	7,434	166 - 75	7 - 0,1	arg+qzo+calc+anidr

Tab.3.2 Resultados do mapeamento das fraturas realizadas segundo o esquema da figura 3.10.

O fraturamento possui duas direções preferenciais, como mostram os diagramas em roseta (fig.3.9). A parte superior do derrame (bloco D) apresenta duas direções dominantes, uma subvertical e , secundariamente, uma direção horizontal. No bloco E predomina o fraturamento horizontal, com fraturas verticais subordinadas. Na porção intermediária, dominam as fraturas verticais (blocos A e B). A base do derrame (bloco C) caracteriza-se por duas direções subverticais de fraturamento.

A análise da densidade de fraturas em cada bloco estudado mostra um aumento na intensidade do fraturamento na parte central do derrame (blocos A e B da fig.3.9). O bloco D, no topo do nível colunado superior, apresenta a menor densidade de fraturas, seguido pelo bloco C, que se situa no nível colunado inferior.

A intensidade do fraturamento determina a morfologia dos prismas gerados, especialmente a largura da base, que é inferida utilizando a largura das faces expostas.

Nos níveis colunado superior e inferior (blocos D e C, respectivamente), encontram-se os prismas mais largos e com tamanhos mais homogêneos, com faces de 100 a 60 cm de largura. Em direção à parte central (blocos E, A e B), os prismas são mais estreitos e com tamanhos mais variados, com faces entre 65 e 5 cm de largura.

As espessuras das fraturas são bastante variadas no nível colunado superior (blocos D e E). Ali, encontram-se as fraturas mais espessas do derrame, da ordem de 10 a 30 mm, que são as predominantes neste nível. As fraturas de menor espessura, entre 0,1 e 1,0 mm, ocorrem ao longo de todo o derrame, sendo predominantes na parte central e no nível colunado inferior. Nestes níveis, ocorrem também fraturas mais largas, com até 7 a 5 mm, porém, estas são mais raras.

A análise do fraturamento mostrou que no derrame de Frederico Westphalem:

- predominam as fraturas verticais ao longo de todo o derrame;
- há um expressivo fraturamento horizontal no nível colunado superior;
- colunados e entablamento podem ser diferenciados pela densidade de fraturamento, que é maior no entablamento;
- os prismas gerados são menores e de tamanhos mais variados no entablamento;
- fraturas com espessuras entre 0,1 e 1,0 mm ocorrem ao longo de todo o derrame e são características da porção intermediária e inferior do derrame;
- fraturas mais largas ocorrem somente no nível colunado superior, da ordem de 10 a 30 mm.

O fraturamento pode ser entendido, segundo a cronologia proposta por Spry (1962): as primeiras fraturas que se formam, chamadas de “*master joints*”, são de grande magnitude e dividem a rocha em grandes blocos iniciais. Após, a rocha é cortada por um sistema chamado de “*mega-columns*”, que são corpos aproximadamente cilíndricos de grande diâmetro. Em alguns derrames, o fraturamento cessa neste estágio, dando origem ao colunado. Quando o fraturamento prossegue, as “*mega-columns*” são divididas em colunas menores, como as encontradas no entablamento. A formação das disjunções colunares é considerada por este autor como uma sequência de eventos, em que os colunados superior e inferior se formam simultaneamente, e a parte central vai sendo progressivamente fraturada em partes menores. O espaçamento entre as fraturas que compõem um prisma, e, por

consequência, a largura das faces, é considerado como proporcional à velocidade de resfriamento.

A natureza da formação das disjunções colunares pode ser inferida a partir da geometria das intersecções das fraturas que as compõem e das distâncias entre as juntas.

As intersecções associadas à formação dos prismas incluem formas em X, T e Y. As intersecções em X e T são mais comuns nas proximidades dos contatos dos corpos em resfriamento e nas superfícies livres, como ocorrem nas “*master joints*”, enquanto terminações em Y são mais comuns no interior dos corpos (Gray et al, 1976; Weaire e Carroll, 1983). No derrame estudado, os prismas apresentam terminações em T nos níveis colunados e predominam as terminações em Y no entablamento.

As intersecções X e T são características de fraturas que se propagam em tempos diferentes. As intersecções Y têm origem mais problemática. Para alguns autores, elas representam a união de fraturas que se propagam simultaneamente e formam um padrão hexagonal, para outros, elas se formam pela bifurcação da fratura, não necessariamente formadas sincronicamente (Lauchenbruch, 1962; Spry, 1962; Ryan e Sammis, 1978).

O exame das superfícies das fraturas que delimitam as colunas mostrou que, em alguns locais, estas apresentam estrias orientadas perpendicularmente ao eixo da coluna, ou seja, perpendiculares à direção de propagação da fratura. As estrias são constituídas por uma zona plana e uma zona rugosa. A zona plana é sempre mais larga, e este conjunto constitui bandas que se distinguem umas das outras pela alternância destas estruturas. Estrias formando bandamento foram observadas na porção superior do nível colunado (fig.3.10). As bandas são bastante regulares, estendendo-se por toda a superfície do prisma. As larguras, medidas paralelamente ao eixo do prisma, são de aproximadamente 30cm.



Fig.3.10 Superfície da fratura onde aparecem estrias horizontais que definem um bandamento regular que representa o avanço do resfriamento. Nível colunado superior.

As superfícies das fraturas podem apresentar várias bandas ou uma única rugosidade na borda da fratura (Kulander et al, 1979). A presença de várias bandas é interpretada como pontos de diminuição ou de interrupção da fratura no percurso de formação de uma disjunção, enquanto uma única banda, com rugosidade na extremidade, marca a posição final da fratura que teve uma propagação contínua. Bandas intermediárias podem indicar que a ruptura moveu-se lentamente (1 cm/s em experimentos em gelo), ou que a fratura interrompe completamente até que as condições de stress sejam suficientes para reativar a fratura.

Estas bandas são encontradas em todas as escalas, desde finas camadas, até faces com 25m em arenitos no Sinai (Egito) (Engelder, 1989).

Cada banda é associada a uma estrutura plumosa a partir da qual inicia-se a propagação das estrias. Ryan e Sammis (1978) consideram que as bandas estriadas representam segmentos das fraturas, que iniciam no ponto representado pela estrutura plumosa, propaga-se continuamente, gerando a zona plana, e então interrompe, originando a zona rugosa. O desenvolvimento da face de uma coluna é o resultado de vários episódios de fraturamento, cada um dos quais produz um segmento da face. As estruturas plumosas têm diferentes formas, dependendo das condições locais de sua formação, podem ser planas e retas ou curvas (Bahat e Engelder, 1984) e as rugosidades podem variar de uniformes e simétricas, em ambos os lados do eixo da pluma, a assimétricas e irregulares. Estas diferenças de forma refletem o grau de uniformidade da velocidade na qual se deu a ruptura durante a propagação da fratura (Engelder, 1989). Juntas com plumas de eixos retos e padrões uniformes tendem a se propagar por longas distâncias e com velocidade constante. Por outro lado, juntas com plumas de eixos curvos refletem distâncias curtas de propagação e mostram mudanças abruptas locais na velocidade de propagação.

Pelo exame detalhado destas estruturas, DeGraff e Aydin (1987) descreveram a cinemática da nucleação e propagação do fraturamento e as utilizaram como indicadores da direção de crescimento dos prismas, demonstrando que os prismas do topo do derrame propagaram-se para baixo, enquanto que aqueles da base propagaram-se para cima.

De acordo com Ryan e Sammis (1981), o avanço de um segmento de fraturamento se dá quando o stress tensional no limite da fratura excede o limite de resistência da rocha, e a fratura se propaga até que o stress possa ser absorvido pelo material de menor viscosidade.

A análise dos aspectos que constituem a estruturação do derrame permite que sejam feitas as seguintes considerações:

A estruturação do derrame é definida por características que puderam ser medidas e quantificadas na escala deste trabalho.

A formação dos níveis vesiculares é resultado da relação entre a capacidade de liberação dos voláteis do magma e o tempo disponível para a nucleação e

crescimento das bolhas, até que estas sejam aprisionadas pelo front de solidificação. É condicionada, portanto, às taxas de solidificação do magma.

As características do nível vesicular do topo mostram que a sua porção superior reflete condições de resfriamento muito rápido, em que as vesículas aprisionadas representam a população nucleada no próprio local. A parte inferior indica um resfriamento relativamente mais lento, pois são observadas feições de coalescência, com a chegada de bolhas nucleadas em níveis mais inferiores do derrame.

O resfriamento geral do corpo é suficientemente lento, permitindo a completa ascensão das bolhas da porção mais interna, não havendo níveis vesiculares internos.

As vesículas do tipo “pipe”, no nível vesicular da base, marcam a extensão da ascensão das bolhas até serem aprisionadas pelo front de solidificação ascendente. A morfologia destas vesículas, se analisadas em escala regional, pode ser um indicador da direção de fluxo da lava.

O processo de fraturamento geral do derrame gerou estruturas que, apesar da continuidade vertical, podem ser diferenciadas pela intensidade e pelo padrão do fraturamento.

A presença de estrias, que originam um bandamento no nível colunado superior, sugere que o fraturamento, neste local, ocorreu em condições de alta temperatura, em que a fratura é interrompida pela presença de material fluido que absorve o stress térmico, prosseguindo assim que o material adquira um comportamento frágil e consiga fraturar.

A ausência dessas estrias na parte central, pode ser indicativa de que, nesses locais, o fraturamento foi um processo mais contínuo, sugerindo temperaturas mais baixas.

No nível vesicular, o acúmulo do stress térmico não resulta em fraturamento, mas na abertura de espaços para onde há migração de material, originando as camadas horizontais ricas em vesículas que ocorrem na base do nível vesicular do topo.

O fraturamento mais intenso no entablamento parece representar a evolução do processo iniciado nos colunados.

CAPÍTULO IV

A COMPOSIÇÃO QUÍMICA

CAPÍTULO IV: A COMPOSIÇÃO QUÍMICA

A associação de diferentes fenômenos pode produzir heterogeneidades químicas dentro de um derrame, tais como: processos magmáticos, como diferenciação, migração e concentração de fluidos residuais durante o resfriamento, acumulação de cristais; e processos tardios como alteração hidrotermal e intempérica. Em vista disso, a caracterização química de um derrame de lava requer o conhecimento do comportamento das diversas espécies químicas nas posições representativas de cada um dos níveis estruturais que compõem o derrame de modo que as amostras estudadas tenham um significado estrutural e temporal.

Para este estudo, foram analisadas amostras pertencentes a um mesmo afloramento (pedreira de Frederico Westphalen), coletadas sequencialmente, em intervalos de aproximadamente 3m, da base até o topo do derrame (perfil 1 a 15, na, Fig. 4.1). A finalidade de estudo é conhecer o comportamento dos constituintes químicos da rocha nas posições correspondentes aos diferentes níveis estruturais do derrame e testar a possível mobilidade dos elementos.

Amostras de outro afloramento, situado a 20 Km de Frederico Westphalen (pedreira de Caiçara), foram analisadas com o objetivo de verificar a extensão das possíveis heterogeneidades laterais do derrame.

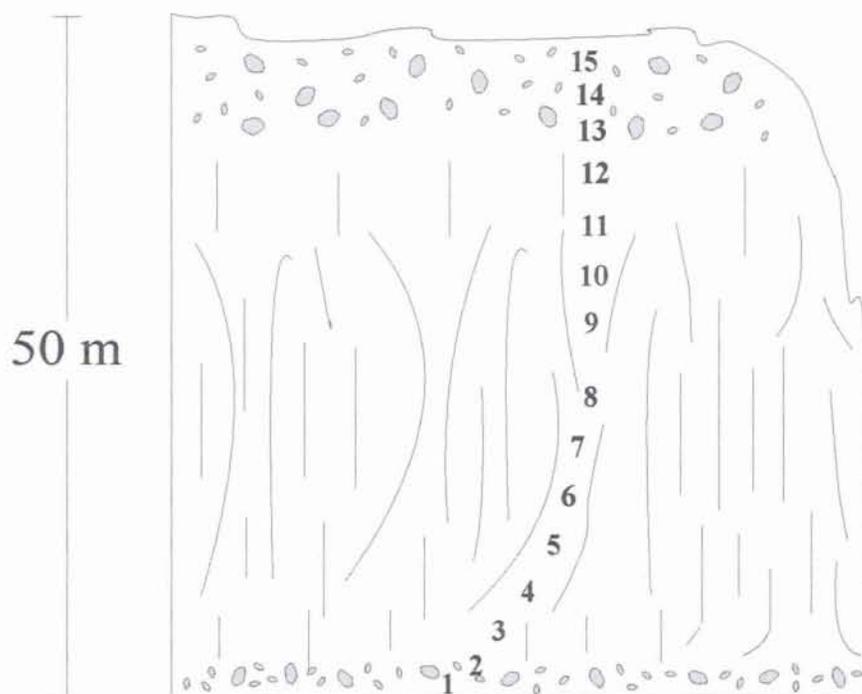


Fig. 4.1 perfil esquemático do derrame de Frederico Westphalen, com a localização dos pontos amostrados para análise química de rocha (pontos 1 - 15).

4.1 CARACTERÍSTICAS QUÍMICAS

A composição da rocha no que concerne a elementos maiores, traços e terras raras é apresentada nas tabelas 1.4 e 2.4 do anexo I.

A coexistência de augita e pigeonita, a presença rara de olivina, a concentração de Ti-magnetita e ilmenita na matriz destas rochas, juntamente com a baixa razão álcalis/silica indicam a natureza toleítica destas rochas. Trata-se de um ferrobasilto com quartzo-normativo. Em termos de classificação normativa CIPW (Yoder e Tilley, 1962), são quartzo toleítos.

Estas rochas apresentam teor médio de TiO_2 em torno de 2,3%, que, segundo a proposição de Piccirilo et al. (1988a), corresponde aos basaltos do tipo Ti-intermediário (ITi). Dentro deste grupo, encontram-se rochas que apresentam teores entre 2 e 3% de TiO_2 e conteúdos de outros elementos incompatíveis, intermediários entre baixo-Ti e alto-Ti.

O conteúdo de TiO_2 destas rochas, associado aos altos teores de SiO_2 e Fe_2O_3 para mesmos valores de MgO (Fig.4.2 a,b,c), além dos teores de elementos traços como Y, Zr e Sr (Fig. 4.2 d e Tab. 4.1) permitem classificar estas rochas dentro do tipo magmático Paranapanema, na proposição de Peate (1989).

Denominação	TiO_2 (%)	Ti/Y	Zr/Y	Sr (ppm)
Frederico Westphalen	2,2 - 2,34	354 - 384	4,49 - 4,67	250 - 283
Paranapanema (Peate, 1989)	1,7 - 3,2	330	4,0 - 7,0	200 - 450

Tab.4.1 Características químicas do derrame estudado, que permitam classificá-lo como tipo Paranapanema.

Estas rochas apresentam semelhanças químicas com as do tipo alto-Ti que ocorrem no norte da Bacia do Paraná, denominadas por Peate de tipo Pitanga, e com as do tipo alto-Ti da porção sul da Bacia, chamadas de tipo Urubici. A relação SiO_2 X MgO (Fig. 4.2a) permite posicioná-las no campo comum aos tipos Paranapanema e Urubici, diferenciando-as do tipo Pitanga, entretanto, o alto teor de Fe_2O_3 (tot) (Fig. 4.2b) e os menores valores de elementos incompatíveis, como Ba, Zr, Nb, P, Sr, (Fig. 4.2c) e mais baixo K_2O , distinguem estas rochas das do tipo Urubici.

Este tipo magmático pode ser claramente separado dos tipos alto e baixo - Ti (Urubici e Pitanga) pelos teores de TiO_2 e MgO (Fig. 4.2 d).

Dados isotópicos apresentados por Peate (1989) mostram que os magmas do tipo Paranapanema são caracterizados por razões $^{87}Sr/^{86}Sr$ de 0,7055 - 0,7078, enquanto o tipo Pitanga tem valores mais restritos, entre 0,7055 - 0,7060.

Amostras com conteúdo de Ti intermediário (ITi), são descritas na literatura, porém, a sua ocorrência é geralmente pouco conhecida. Mantovani (1985a) relaciona amostras de sondagens no Paraná e em São Paulo, com teores de 2,1% TiO_2 . Fodor et al. (1985a) apresentam, no setor III, correspondente ao oeste do Rio Grande do Sul, rochas do tipo ITi. Piccirilo et al. (1988a) consideram que estas rochas são uma feição de ocorrência na Região Central da Bacia do Paraná.

Os estudos realizados por Peate (op.cit.) estabelecem o grupo ITi como um tipo magmático independente que constitui, de modo geral, a unidade estratigráfica superior que cobre grande parte da Bacia do Paraná, principalmente na parte norte, mas chegando ao oeste, até o Paraguai.

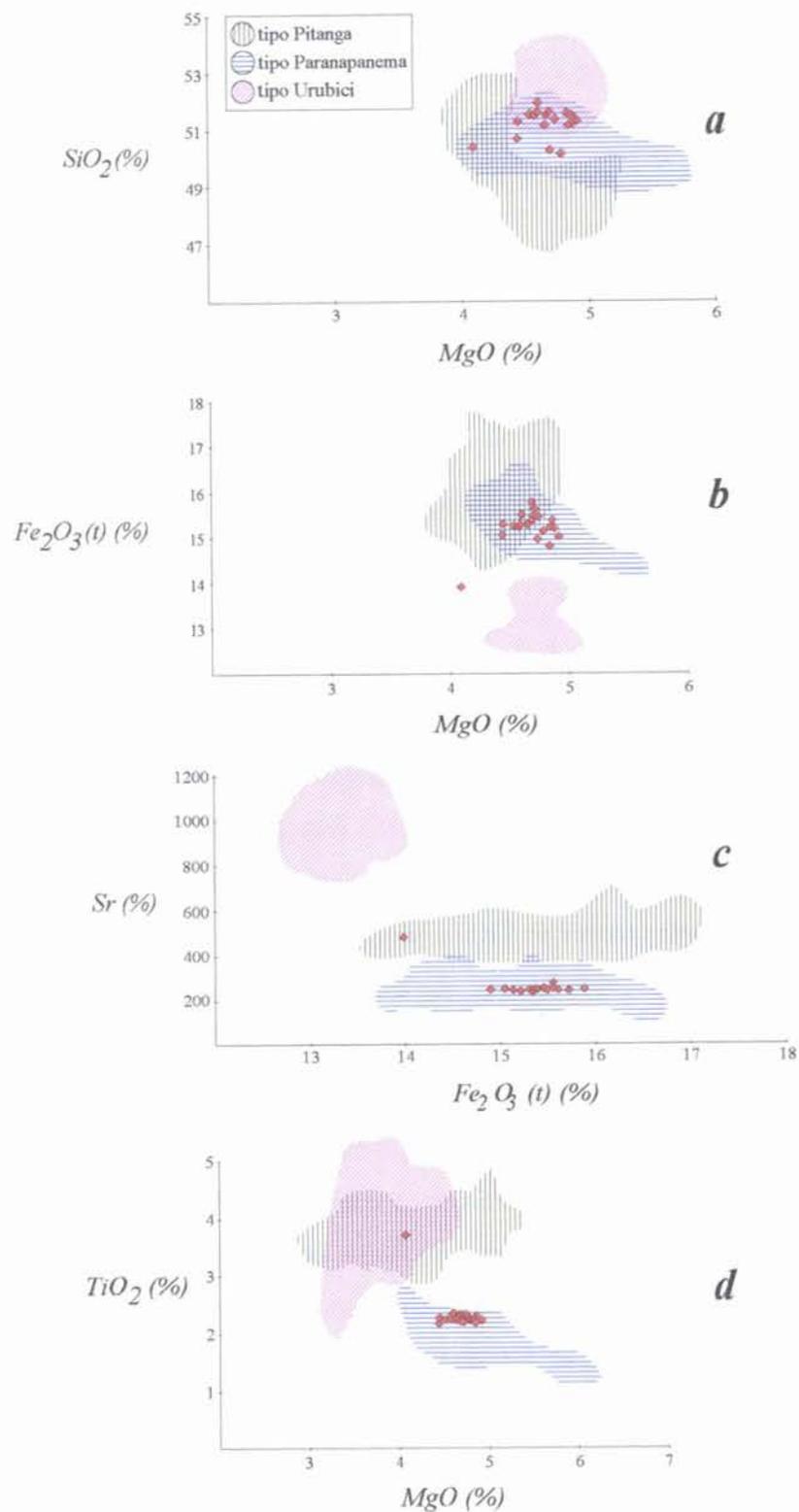


Fig. 4.2 Diagramas de variações de elementos maiores e traços para os tipos magmáticos definidos por Peate (1989): (a) MgO vs SiO₂; (b) MgO vs Fe₂O₃ (tot.); (c) Fe₂O₃ (tot.) vs Sr e (d) MgO vs TiO₂.

As características químicas intermediárias dos magmas ITi levaram à formulação de duas proposições sobre sua origem. Fodor (1987) sugere que eles resultem de um grau de fusão parcial intermediário entre os magmas baixo e alto Ti. Piccirilo et al. (1988a) propõem que o magma parental do tipo Paranapanema seja derivado de uma mistura entre as composições primitivas baixo-Ti e alto-Ti e que sua ocorrência na porção central da bacia reflete a transição entre os basaltos alto-Ti do norte e os baixo-Ti do sul.

Peate (1989) apresenta considerações geoquímicas que não confirmam estas proposições. Dados de elementos terras raras, como as razões $Tb/Yb = 1,2 - 1,5$, são semelhantes às dos magmas baixo-Ti (Tipo Gramado = $1,2 - 1,4$) e muito diferentes das apresentadas pelos tipos alto Ti (Tipo Urubici = $2,0 - 2,4$ e Tipo Pitanga = $1,5 - 1,9$), o que, segundo este autor, não seria possível a partir de graus variados de fusão da mesma fonte, nem de misturas destas. Além disso, os estudos a partir de sondagens, mostram que o magma do tipo Paranapanema não representa o termo intermediário entre o tipo baixo-Ti e alto-Ti, ocorrendo como o termo final que cobre o tipo magmático Pitanga no norte e oeste da bacia.

Na região estudada, como foi apresentado no capítulo II, a sequência estratigráfica dos derrames é constituída por rochas pertencentes ao tipo Pitanga na base, sendo sucedidas por magmas do tipo Paranapanema nas porções superiores, onde se localiza o derrame de Frederico Westphalen.

A origem dos magmas ITi do tipo Paranapanema é ainda especulativa e requer maiores estudos.

4.2 VARIAÇÕES QUÍMICAS AO LONGO DO DERRAME

As claras diferenças estruturais observadas ao longo do derrame (discutidas no capítulo III), conduzem este estudo no sentido de analisar o comportamento químico da rocha nos diferentes níveis estruturais, com o objetivo de avaliar se este corpo representa um único evento e qual a expressão dos fenômenos magmáticos, tardi-magmáticos e de alteração na química da rocha.

Apesar das diferenças estruturais existentes ao longo do derrame de Frederico Westphalen, e que levaram à individualização dos diversos níveis, as rochas aqui estudadas são relativamente homogêneas quanto à sua composição química global.

Quando comparados os diferentes níveis estruturais deste derrame, não são observadas significativas mudanças na composição química das rochas.

A figura 4.3, mostra o comportamento dos vários constituintes químicos em amostras posicionadas da base (amostra 1) até o topo (amostra 15) do derrame, com intervalo de aproximadamente 3 metros entre cada amostra. A localização das amostras está na figura 4.1 e os dados químicos são apresentados na tabela 2.4 do anexo I. Todas as amostras correspondem à rocha maciça, livre de vesículas ou veios e fraturas.

De modo geral, os constituintes maiores e traços destas rochas não apresentam grandes variações ao longo do derrame:

TiO₂ tem teores muito constantes em todos os níveis, em torno de 2,3%. CaO, Al₂O₃ e Fe₂O₃ apresentam valores mais heterogêneos nas rochas dos níveis colunados, enquanto, nas partes internas do derrame, os valores são mais constantes. O mesmo ocorre com o K₂O, cujos teores aumentam nas porções internas. SiO₂ apresenta uma pequena dispersão, que é similar nos níveis colunados e entablamento, porém, os teores diminuem nos níveis vesiculares. O MgO mostra um comportamento semelhante, porém, com leve acréscimo na porção mais superior do derrame. P₂O₅ apresenta pequena variação, mas com valores muito irregulares e uma tendência à diminuição em direção ao topo.

A homogeneidade química do derrame é evidenciada, principalmente, pelo comportamento dos elementos traços. Zr, Sr, Ba e Nb mostram pequenas dispersões dos valores e que são semelhantes ao longo de toda a parte maciça do derrame, havendo uma maior homogeneidade na parte central, à semelhança do que ocorre com os elementos maiores. No nível vesicular do topo, há um aumento de Ba e Sr e diminuição de Zr e Nb. O Cu e o Rb apresentam um comportamento muito irregular, com grande variabilidade em todos os níveis. O Cu varia entre 150 e 500 ppm, teores que se encontram acima dos valores médios de Cu em basaltos toleíticos, que são entre 120 e 160 ppm.

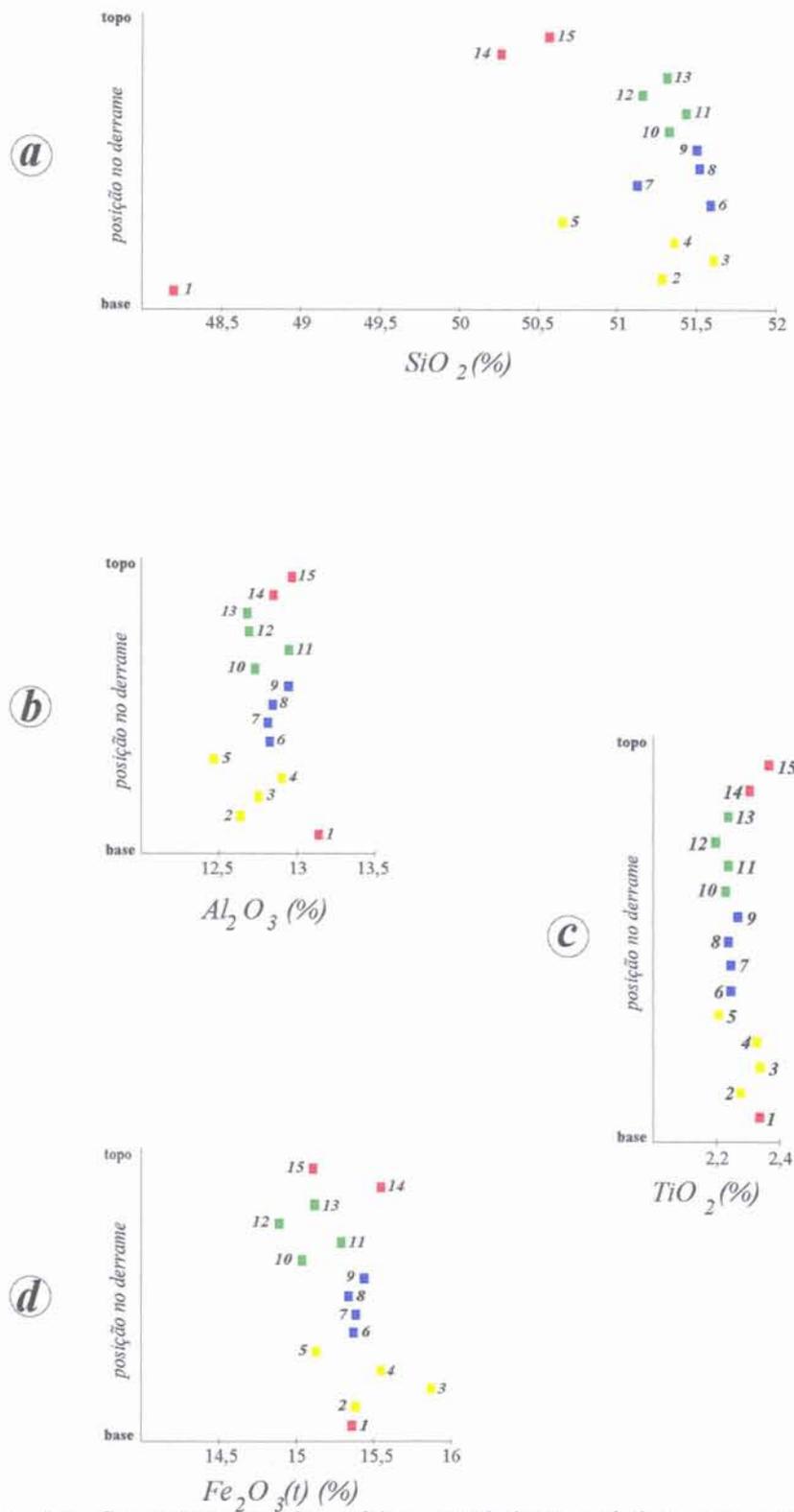
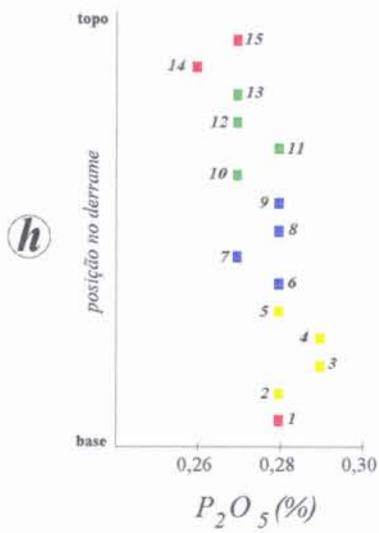
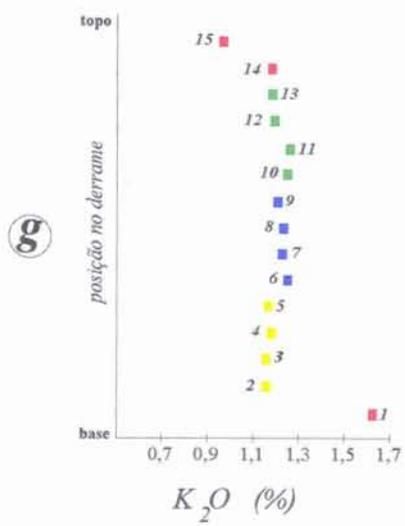
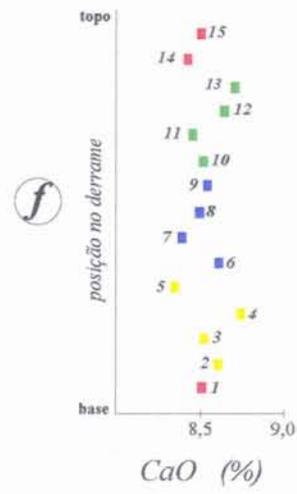
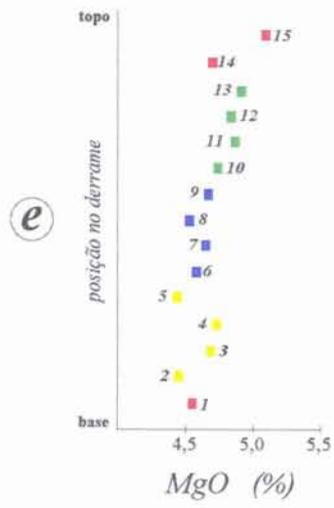
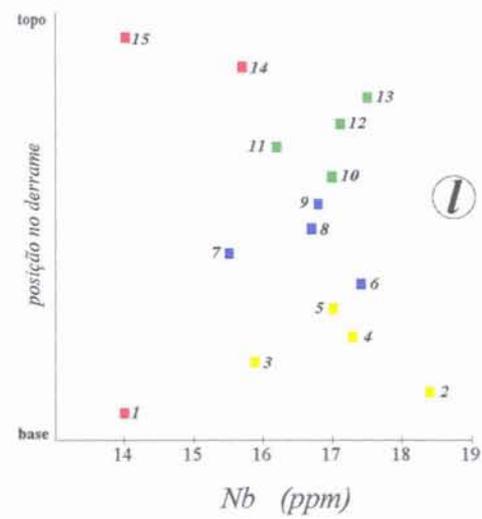
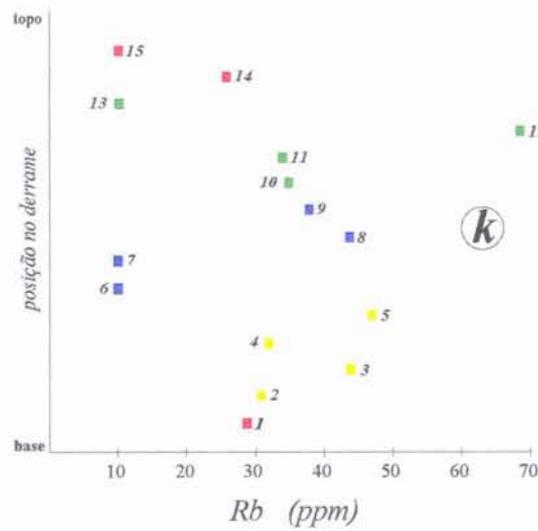
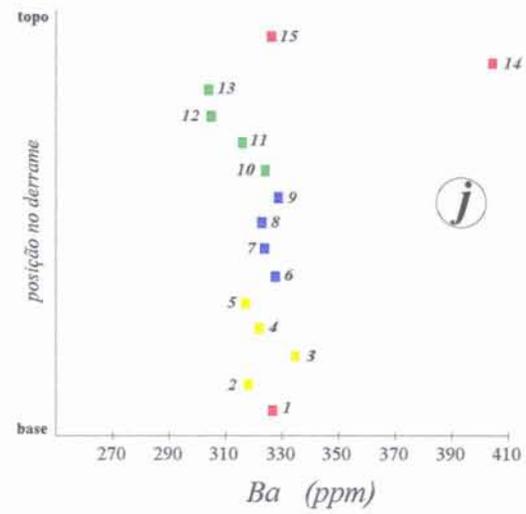
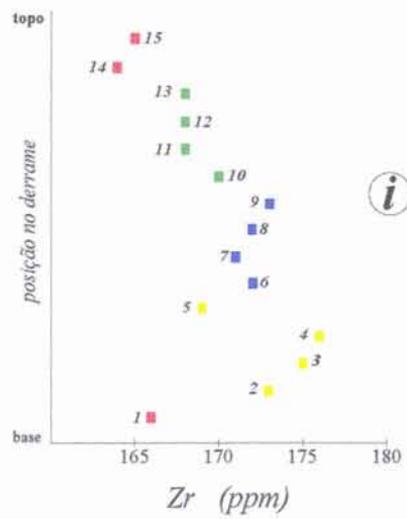


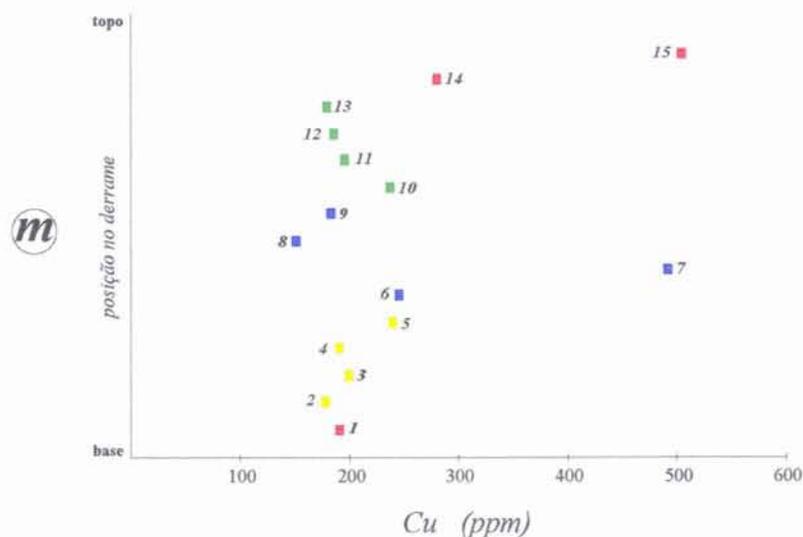
Fig. 4.3 Comportamento dos vários constituintes químicos em amostras posicionadas da base (amostra 1) até o topo (amostra 15) do derrame, com intervalo de aproximadamente 3 metros entre cada amostra. A localização das amostras está na figura 4.1.



(cont.)



(cont.)



(cont.)

Estudos semelhantes têm apresentado resultados muito variados. O trabalho de Wood et al. (1976), em basaltos terciários da Islândia, mostrou que lavas submetidas à alteração hidrotermal apresentam alta mobilidade de SiO_2 , MgO , Na_2O , K_2O , Rb e Sr. Cox e Hawkesworth (1985) e Lightfoot (1985), estudando basaltos da mesma região na Província de Deccan, chegaram a diferentes conclusões sobre o efeito dos processos secundários na geoquímica dos elementos traços nestas rochas. Para os primeiros autores, Rb e K foram os elementos de maior mobilidade, com Ba e Sr mantendo-se constantes, enquanto Lightfoot (1985) concluiu que Rb e Ba são altamente móveis e Sr e K apresentam menor variação.

Os resultados deste estudo mostram que os intervalos composicionais dos diversos constituintes da rocha são estreitos e similares ao longo de todo o perfil vertical do derrame. Não são observadas mudanças significativas nos padrões de distribuição que possam sugerir a existência de episódios magmáticos distintos, o que permite tratar este corpo como uma unidade individual de lava.

A homogeneidade química encontrada indica que não houve diferenciação em larga escala ao longo do derrame, o que faz com que a composição química dos níveis colunados e entablamento seja muito semelhante. Estas rochas apresentam um *perfil do tipo I* (Marsh, 1996), característico de magmas não portadores de fenocristais antes da erupção, nos quais os cristais nuclearam e cresceram dentro dos fronts de solidificação. Nestes casos, mesmo que os cristais formados desenvolvam tamanhos

grandes o suficiente para sofrer ascentamento gravitacional, escapando do front de solidificação, eles cairão na zona mais quente e fluida do derrame, onde serão reabsorvidos, ou então, se atingirem a parte já parcialmente cristalizada do front de solidificação inferior, irão simplesmente aumentar o volume deste front, sem causar qualquer espécie de fracionamento. Estas considerações conduzem à seguinte conclusão: “*corpos formados por magmas inicialmente livres de fenocristais, sofrem muito pouco, ou nenhuma diferenciação. (Null Hypothesis)*” (Marsh, 1996).

Corpos formados por múltiplos episódios devem apresentar quaisquer combinações dos três tipos de perfis composicionais, *tipo-S*, *tipo-I* e *tipo-D* (Marsh, op cit.).

O comportamento mais heterogêneo de diversos elementos nas regiões próximas ao topo e base do derrame (colunados superior e inferior), pode ser reflexo da velocidade de resfriamento sobre a cristalização, fazendo com a que, na parte mais interna do corpo, onde o resfriamento é mais lento, a cristalização seja mais avançada e completa de modo a propiciar uma maior homogeneidade composicional. Além disso, o maior tempo de cristalização pode favorecer a maior concentração dos líquidos residuais, propiciando o maior desenvolvimento das fases tardias na mesóstase. Nesse sentido, a maior abundância de K_2O no entablamento associa-se à presença de K-feldspato, que neste nível aparece como uma fase independente e de ocorrência expressiva.

As maiores diferenças composicionais são observadas entre os níveis vesiculares e a parte maciça do derrame. Nos níveis vesiculares, há aumento ou diminuição de alguns elementos e também maior irregularidade nos conteúdos destes. Estas variações parecem estar relacionadas aos processos de alteração tardi-magmática, que são importantes nestes níveis. Dentre estes, há alteração do piroxênio, que dá origem a argilominerais do tipo saponita, que podem ser responsáveis pelo leve aumento de MgO no nível vesicular de topo. Ba e Sr são também mobilizados no nível vesicular, onde foi detectada a presença de anidrita na mesóstase e se têm referências da ocorrência de barita. Entretanto, mesmo as diferenças composicionais que aparecem nos níveis vesiculares não representam grandes variações, indicando que os processos envolvidos não são muito intensos.

A distribuição de Rb e Cu parece também ser controlada por processos tardios que remobilizam estes elementos. O Rb não acompanha o K, e apresenta um comportamento muito irregular ao longo de todo o derrame. O mesmo acontece com o Cu.

Assim, a análise do comportamento dos constituintes químicos das rochas indica que não ocorreram processos magmáticos expressivos dentro desta unidade de lava. As variações observadas refletem a ocorrência de processos tardios, especialmente nos níveis vesiculares, mas evidenciam o caráter pouco expressivo desta alteração, e, de forma mais tênue, revelam os efeitos das diferenças no caminho do resfriamento entre o centro e as bordas do derrame e, por isso, estão relacionadas, principalmente, à cristalização dos constituintes da mesóstase.

Segundo Mangan e Marsh (1992), *“embora o estudo de lavas e sills com composições homogêneas não seja muito popular, estes corpos podem ser mais comuns do que se espera.”*

CAPÍTULO V

AS TEXTURAS

CAPÍTULO V: AS TEXTURAS

As rochas vulcânicas comumente preservam a marca da sua história de cristalização. Sob condições de resfriamento sem convecção ou mistura, as texturas da rocha refletem a velocidade de resfriamento, a temperatura na qual a cristalização iniciou e a distribuição das fases minerais durante o intervalo de cristalização. É sob essa ótica que são examinados e discutidos os aspectos texturais do derrame de lava em estudo.

Este derrame consiste predominantemente de uma rocha hipocristalina, afirica a subafirica de granulação fina, podendo conter esparsos microfenocristais de plagioclásio, piroxênio e de óxidos de Fe-Ti e Fe, imersos em uma matriz granular fina de mesma composição e em uma mesóstase intersticial.

O estudo mineralógico e petrográfico de detalhe revelou, entretanto, que as características texturais, bem como as quantidades e características químicas das fases minerais e da mesóstase variam ao longo do derrame, da base para o topo.

A tabela 5.1 apresenta a composição modal nos diversos níveis do derrame. As amostras escolhidas são representativas de diferentes posições dentro do derrame, de modo a constituir um perfil vertical da base para o topo.

Posição	Amostra	Plagioclásio	Piroxênio	Ti-magn.	Mesostase	Olivina	Argilomin.	Total
N. Vesicular	CE	25,3	21,3	9,1	26,1	tr	8,2	90,0
NVes/Colun.	FW41A	28,3	24,6	12,9	25,8	tr	8,2	99,8
Col.Superior	FW55	31,2	31,9	9,6	20,0	tr	7,2	99,9
Col.Superior	FW12A	42,6	31,9	9,0	13,3	tr	3,1	99,9
Entablamento	FW26A	33,8	39,3	10,0	12,5	-	3,9	99,5
Entablamento	FW6A	35,4	39,5	10,5	10,4	-	3,0	99,8
Entablamento	FW27A	42,1	39,8	6,5	8,7	-	2,8	99,9
Entablamento	FW27C	33,7	45,1	7,0	10,9	-	3,1	99,8
Col.Inferior	FW23B	37,7	40,0	10,6	9,6	tr	2,0	99,9
Col.Inferior	FW25B	30,8	42,4	12,0	11,1	tr	3,2	99,5
N. Vesicular	CAI	24,1	13,5	12,2	29,6	tr	10,0	89,4

Tab. 5.1 Proporções (vol %) dos constituintes mineralógicos nos diferentes níveis do derrame. Desta forma, cada nível estrutural do derrame será descrito separadamente.

5.1 NÍVEIS VESICULARES

As rochas dos níveis vesiculares podem ser descritas como assembléias de três constituintes principais: as fases minerais primárias, a mesóstase criptocristalina e as vesículas.

As proporções e as relações entre estes três constituintes são muito variáveis dentro dos níveis vesiculares (do topo até a base) e mesmo na escala de lâmina delgada, principalmente em relação à quantidade de mesóstase e de vesículas.

Os níveis vesiculares do topo e da base apresentam importantes diferenças texturais e, por isso, são descritos separadamente.

5.1.1 Nível Vesicular do Topo

Os arranjos entre os três constituintes dão origem à textura intersertal, que é característica das rochas deste nível, onde a mesóstase constitui aproximadamente 25% do volume da rocha.

Vista ao microscópio óptico, a mesóstase é constituída por material criptocristalino de coloração marron escuro, onde ocorrem associados pequenos grãos de óxidos de Fe e Ti e apatitas na forma de agulhas. A distribuição da mesóstase no nível vesicular é muito heterogênea, pois está nitidamente vinculada à presença das vesículas. Ocorre nos espaços entre os minerais, e a sua quantidade aumenta ao redor das vesículas, com a formação de uma auréola onde há, por vezes, grande concentração de óxidos e subordinadamente plagioclásio e piroxênio (Fig. 5.1).

As observações feitas ao microscópio eletrônico de varredura evidenciam o caráter intersticial da mesóstase, que pode ser muito abundante, de modo que as fases minerais ficam imersas neste material, como mostra a Fig. 5.2. Nesta escala de observação, percebe-se que a mesóstase é constituída por micrólitos, ou núcleos de cristalização, que aparecem como pontos, ou manchas com diferentes tonalidades, como aparece na foto. Não há contatos nítidos entre os micrólitos, os limites são marcados pelas diferenças composicionais. Análises por EDS destas pequenas zonas indicam composições de K-feldspato, quartzo e hematita, revelando o grau de cristalinidade da mesóstase neste nível.

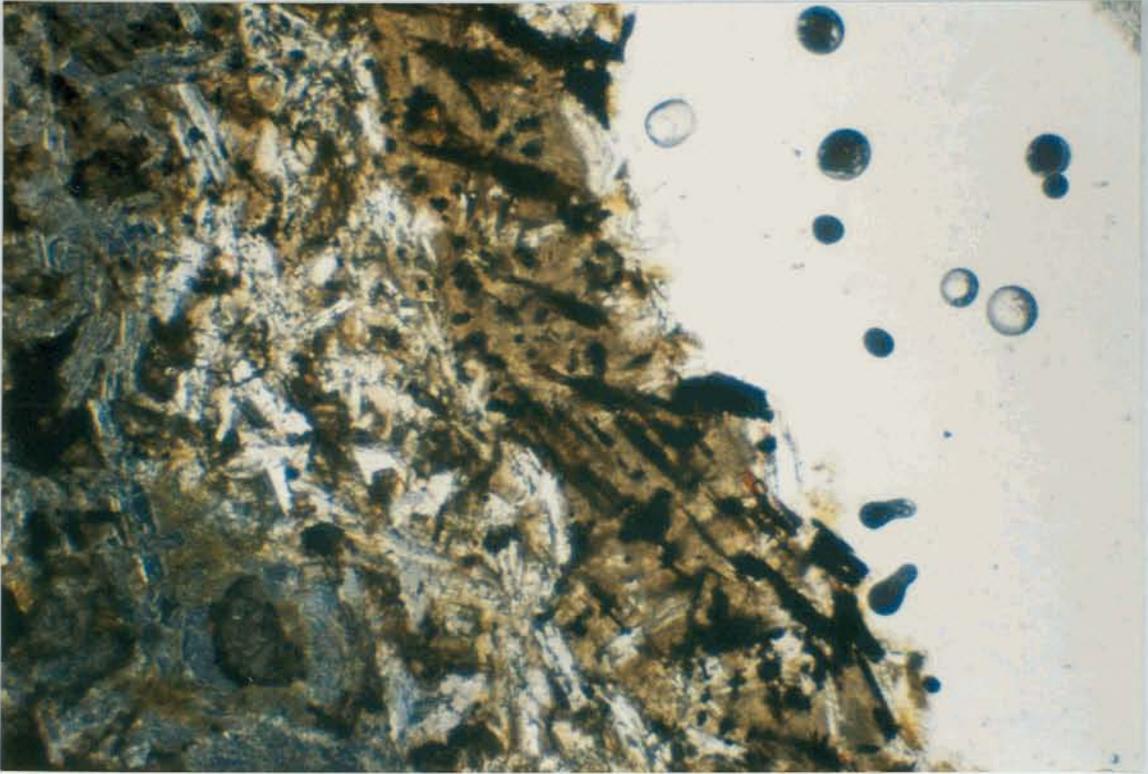


Fig. 5.1 Contato entre a rocha e a vesícula, onde há concentração da mesóstase associada a óxidos de Fe esqueletais, formando uma auréola. Microscópio óptico, LN, 10x.

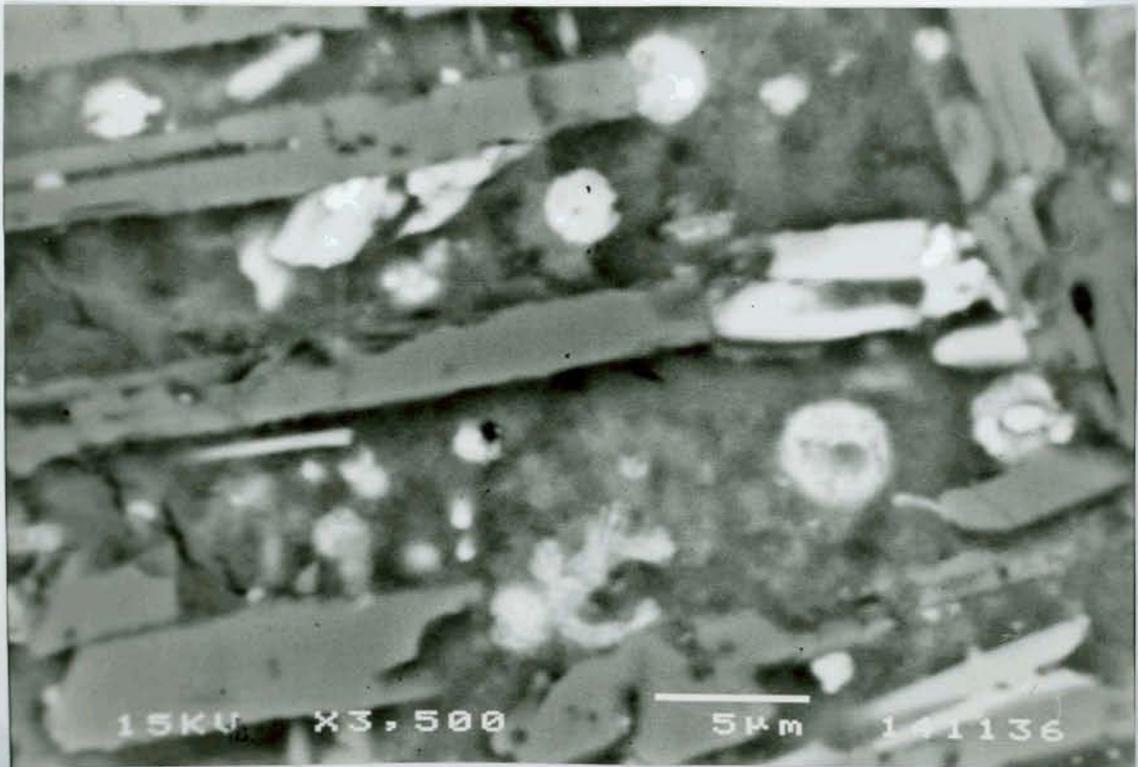


Fig. 5.2 Mesóstase nos interstícios de cristais de plagioclásio e piroxênio. As diferentes tonalidades indicam a presença de micrólitos de quartzo, feldspato e óxidos de Fe. MEV (eletrons secundários), 3.500x.

Os espaços intersticiais são também, frequentemente ocupados por zeolitas e argilominerais que aparecem associados à mesóstase, especialmente nas porções de topo do nível vesicular. Secundariamente aparece anidrita.

Os minerais primários que ocorrem nestas rochas são plagioclásio, piroxênio do tipo augita e óxidos de Fe-Ti, que se encontram imersos nesta mesóstase.

As formas e os tamanhos destes minerais são muito heterogêneos e são condicionados à presença das vesículas.

Aparecem raros fenocristais de plagioclásio, com tamanhos de até 0,7mm, euédricos a subédricos, com formas prismáticas alongadas e contornos difusos e com contatos reativos com a mesóstase. Os grãos de plagioclásio da matriz são predominantemente ripiformes, aparecendo cristais esqueletiformes, alongados e estreitos nas proximidades das vesículas (Fig. 5.3).

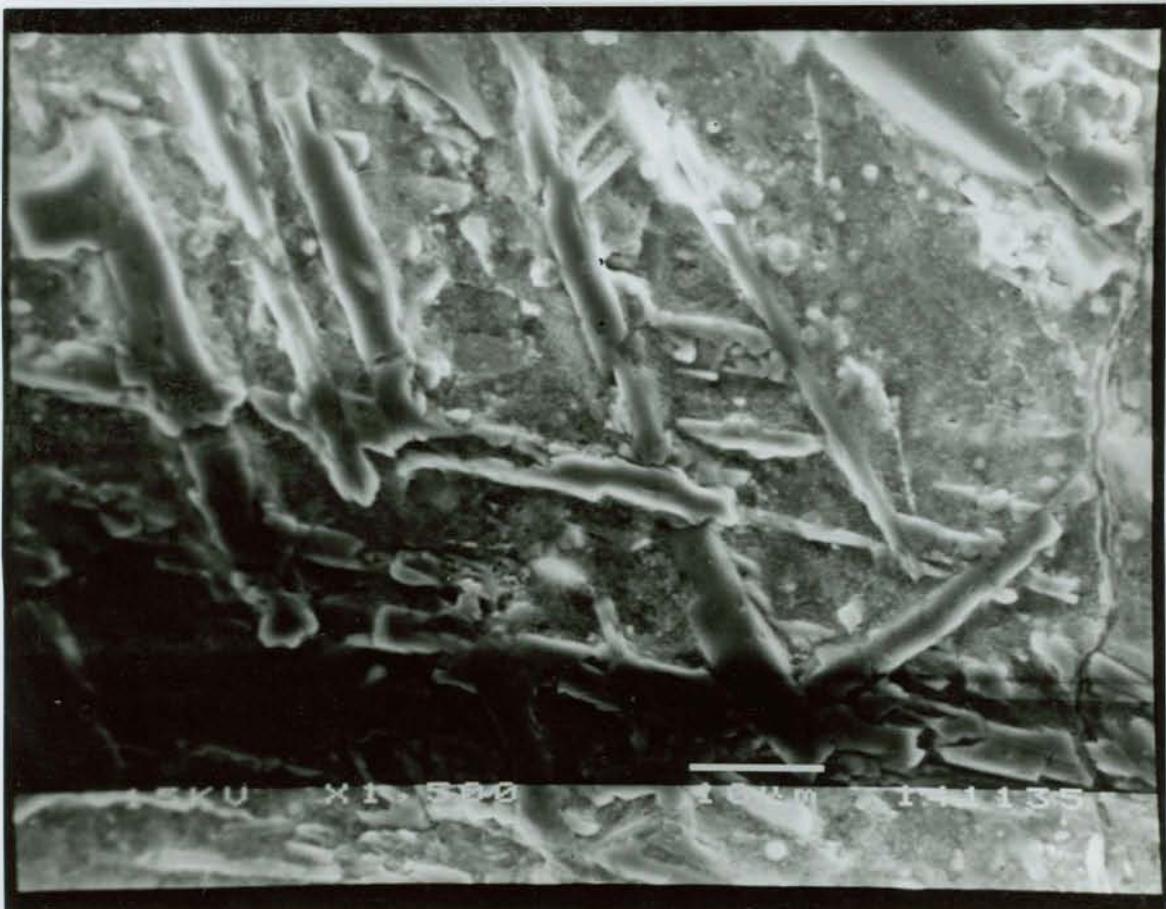


Fig. 5.3 Cristais esqueletiformes alongados de plagioclásio imersos na mesóstase. estas formas ocorrem próximo das vesículas. MEV (elétrons secundários), 1.500x.

Feições de reação são também observadas nos grãos da matriz. Nos contatos do plagioclásio com a mesóstase, estes grãos apresentam bordas corroídas, com reentrâncias penetradas pelo material da mesóstase. A figura 5.4 mostra o aspecto comum dos cristais de plagioclásio, circundados pela mesóstase que é constituída predominantemente por argilominerais. Grãos de quartzo bem formados desenvolvem-se nesta associação.

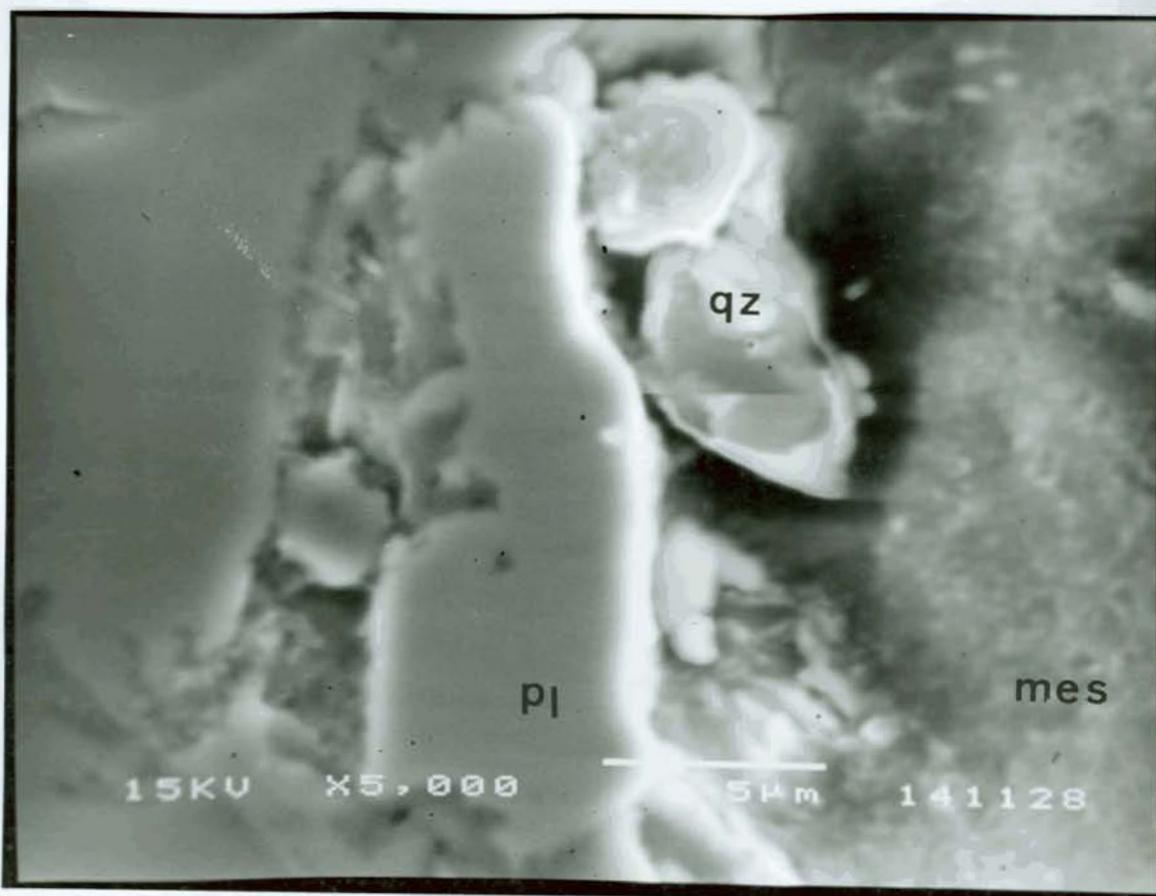


Fig. 5.4 Cristal de plagioclásio com bordas corroídas no contato com a mesóstase. Esta é constituída por argilominerais e grãos de quartzo. pl = plagioclásio; qz = quartzo; mes = mesóstase. MEV (eletrons secundários), 5.000x.

Quando em contato com zeolitas que ocupam os espaços intersticiais, o plagioclásio apresenta também feições de reação, como figuras de corrosão nas bordas (Fig. 5.5).

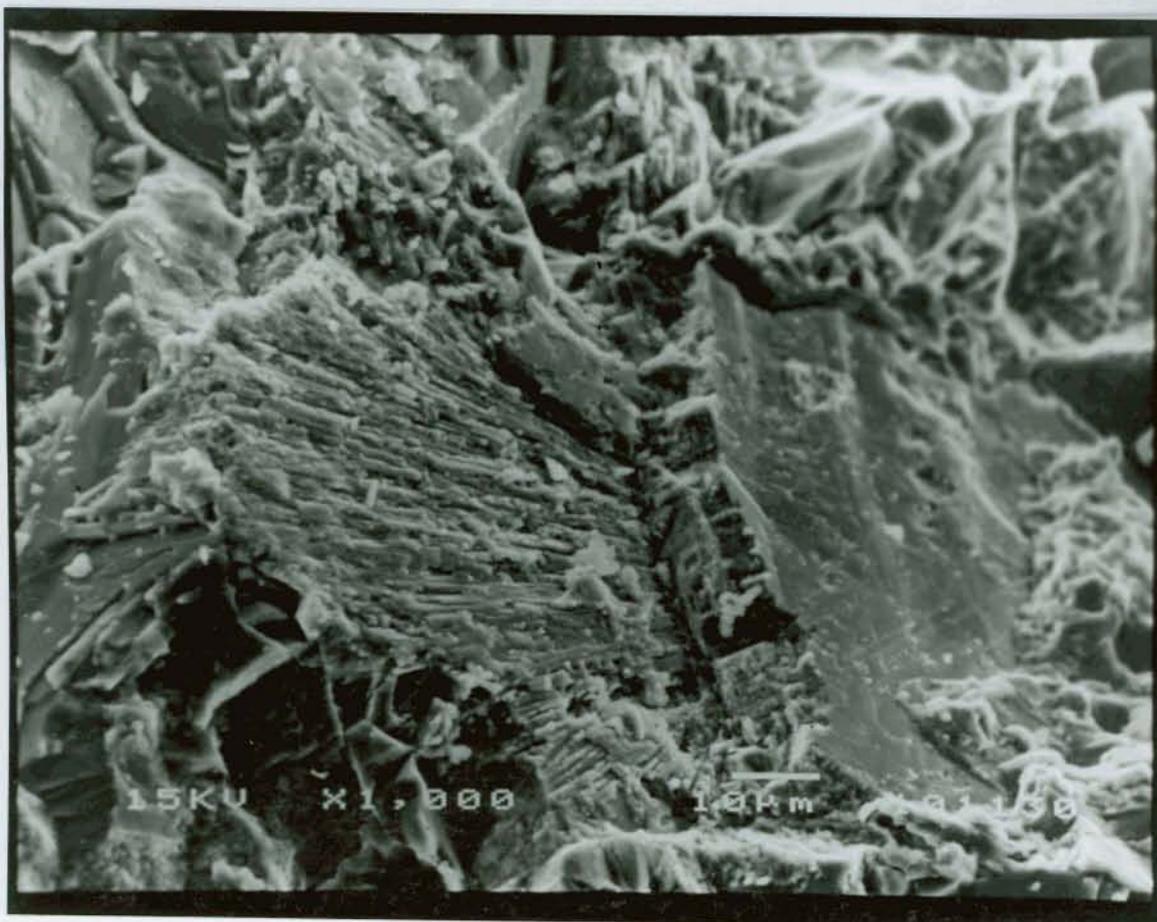


Fig. 5.5 Espaços intersticiais ocupados por zeólitas. Corrosão do plagioclásio no contato. MEV (eletrons secundários), 1.000x.

A dissolução do plagioclásio é mais intensa nas proximidades das vesículas, chegando à quase completa destruição do grão.

De modo geral, a alteração do plagioclásio está associada à ocorrência de zeólitas e, mais raramente, argilominerais.

Os piroxênios atingem tamanho máximo de 0,3mm, com formas euédricas a subédricas. São comuns cristais prismáticos finos e esqueléticos que ocorrem próximos às vesículas, a semelhança dos plagioclásios.

Estes minerais são frequentemente fraturados, e as fraturas, juntamente com as bordas dos grãos são os locais onde observam-se processos de alteração, como: (1) oxidação, com a formação de hematita, que acaba por delinear os contornos dos grãos; (2) alteração para argilominerais, especialmente junto às fraturas.

Nos contatos com a mesóstase, os piroxênios apresentam feições de dissolução, onde há formação de pequenos grãos de hematita e argilominerais.

Os minerais opacos presentes no nível vesicular são principalmente hematita, que aparece como pequenos grãos (tamanhos menores que 0,1mm) na matriz da rocha e também associados à mesóstase. Encontram-se cristais de Ti-magnetita, porém são raros. Apresentam morfologias esqueletiformes variadas, com texturas de crescimento que ilustram uma tendência progressiva em direção à formas euédricas; cristais cruciformes com crescimento múltiplo e cristais com formas e padrões de crescimento complexos (Fig.5.6).



Fig.5.6 Morfologias esqueletiformes dos minerais opacos no nível vesicular. Observam-se cristais cruciformes, com tendência à euedria, e padrões de crescimento complexos. Mópt. LR. 100x.

As microvesículas apresentam tamanhos muito variados. A vesicularidade e o modelamento quantitativo do nível vesicular são apresentados no capítulo III.

Suas formas são predominantemente arredondadas, desviando-se das formas originais por achatamento e estiramento horizontal, pela incorporação de outras vesículas (Fig. 5.7), ou pela ruptura da bolha.

De modo geral, são interligadas através de fraturas preenchidas pelo mesmo material do interior da vesícula (Fig. 5.8), mais raramente ocorrem de maneira isolada.

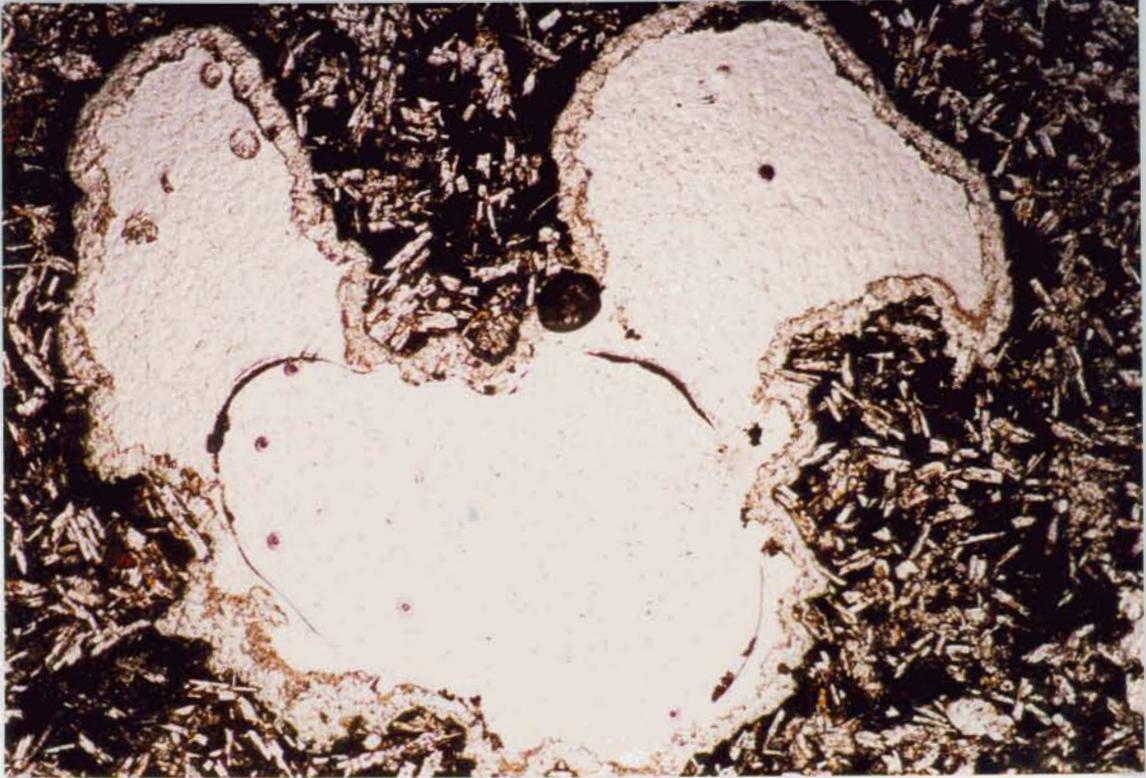


Fig.5.7 Processo de coalescência de bolhas evidenciado pelo desvio da forma original arredondada. Mópt. LN.40x.



Fig.5.8 Vesículas interligadas por fratura preenchida também por zeolita. Mópt.LN.40x.

As vesículas são, em muitos casos, contornadas por uma auréola marcada pelo aumento na quantidade de mesóstase em relação às fases cristalinas, que possuem, nestes locais, formas esqueléticas. Estas auréolas podem circundar perfeitamente a vesícula e, neste caso, apresentam espessura proporcional ao tamanho da vesícula. Em outras vesículas, entretanto, a mesóstase concentra-se em locais preferenciais, não ocorrendo ao redor de toda a vesícula (Fig. 5.9).

A constituição das vesículas varia ao longo do nível vesicular. O preenchimento pode ser total, parcial, sendo ainda comuns vesículas sem preenchimento, especialmente no topo deste nível. A parte central é geralmente constituída por cristais grandes e bem formados, de calcita, quartzo ou zeolita. Uma camada mais externa e mais fina circunda a parte central e é formada por cristais menores de zeolita, localizadamente acompanhada por calcita. As zeolitas nesta camada podem ter uma granulação muito fina, chegando a formar agregados criptocristalinos (Fig. 5.10). Geralmente o contorno externo da vesícula é constituído por argilominerais.



Fig.5.9 Vesícula parcialmente contornada pela mesóstase, que se concentra preferencialmente no lado esquerdo da foto. Mópt.LN.40x.



Fig. 5.10 Vesícula preenchida por cristais de calcita (c) no centro, zeolitas + pequenos cristais de calcita (z+c) na camada externa e argilominerais (ag) na borda. MEV, 750x (eletrons secundários).

As vesículas de tamanho menor são, geralmente, preenchidas somente por zeolitas.

As relações entre as fases cristalinas e as vesículas são também variadas, em certos locais, observam-se os cristais contornando as vesículas (Fig. 5.11), é comum também, cristais da matriz englobados na camada externa da vesícula (Fig. 5.12). Quando o contato é direto entre a vesícula e os minerais da rocha, estes apresentam feições de dissolução, sendo comum a precipitação de argilominerais e quartzo nestas interfaces (Fig. 5.13).

Zeolitas, quartzo e argilominerais aparecem, neste nível, preenchendo as vesículas e, de forma pervasiva, nos espaços intercristalinos. Geram zonas de alteração que são conectadas através dos limites dos grãos do arcabouço e que se ligam também com as microvesículas e vesículas (Fig. 5.14).

O nível vesicular superior forma, portanto, uma estrutura reticular constituída pelos minerais primários, vesículas e mesóstase, através da qual foi possível a percolação dos fluidos que originaram a mineralogia secundária.

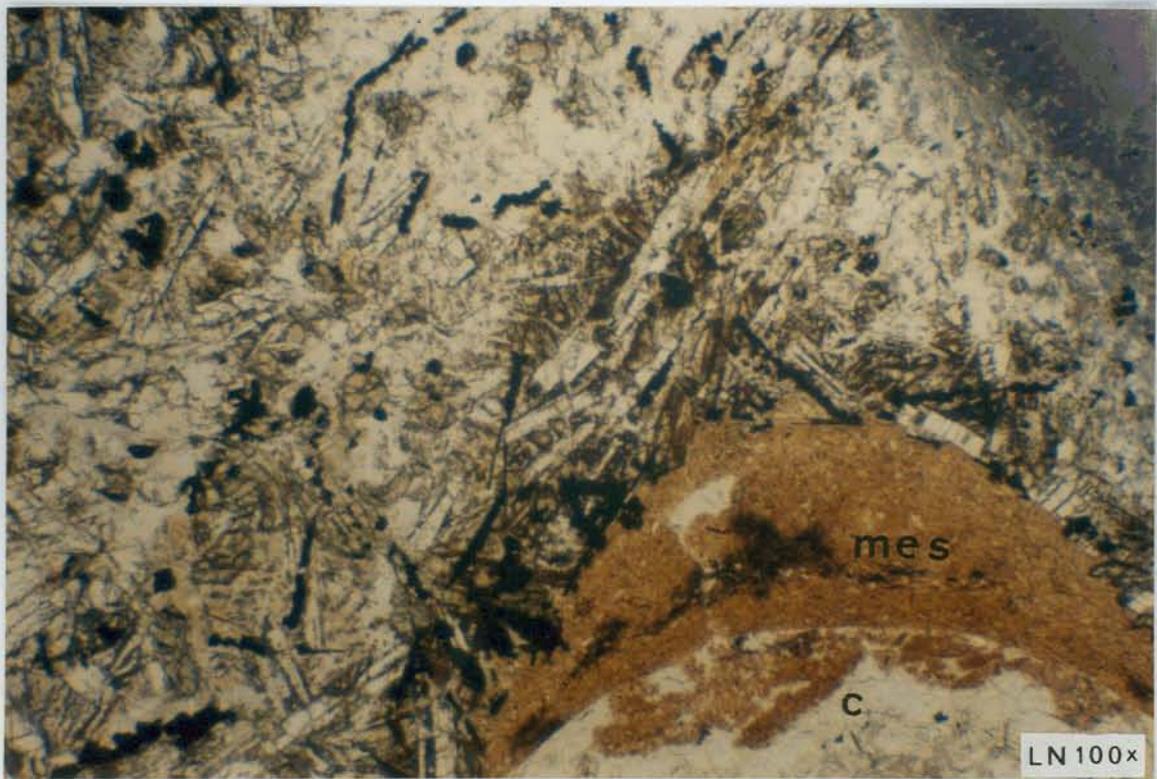


Fig. 5.11 Vesícula preenchida por calcita, com auréola formada pela mesóstase. Os cristais de plagioclásio e óxidos de Fe-Ti contornam a vesícula. c = calcita; mes = mesóstase; pl = plagioclásio. Mópt., LN, 100x.



Fig. 5.12 Contato da vesícula (a direita) com a matriz da rocha. Um cristal de plagioclásio é englobado pela camada de zeolita mais externa da vesícula. c = calcita; z = zeolita; pl = plagioclásio MEV, 1.000x, (elétrons secundários).

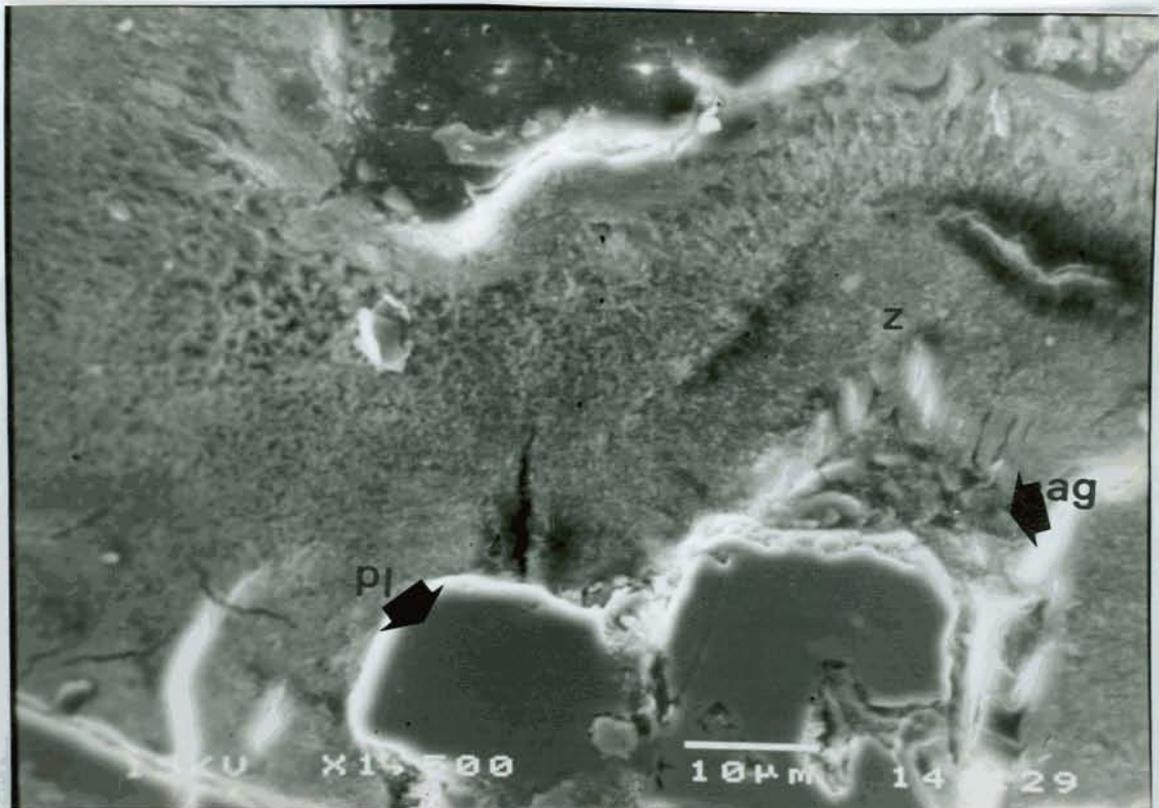


Fig. 5.13 Contato da vesícula com cristal de plagioclásio. O plagioclásio mostra bordas corroidas onde há formação de argilominerais. pl = plagioclásio; z = zeolita; ag = argilominerais. MEV (elétrons secundários), 1.500x.

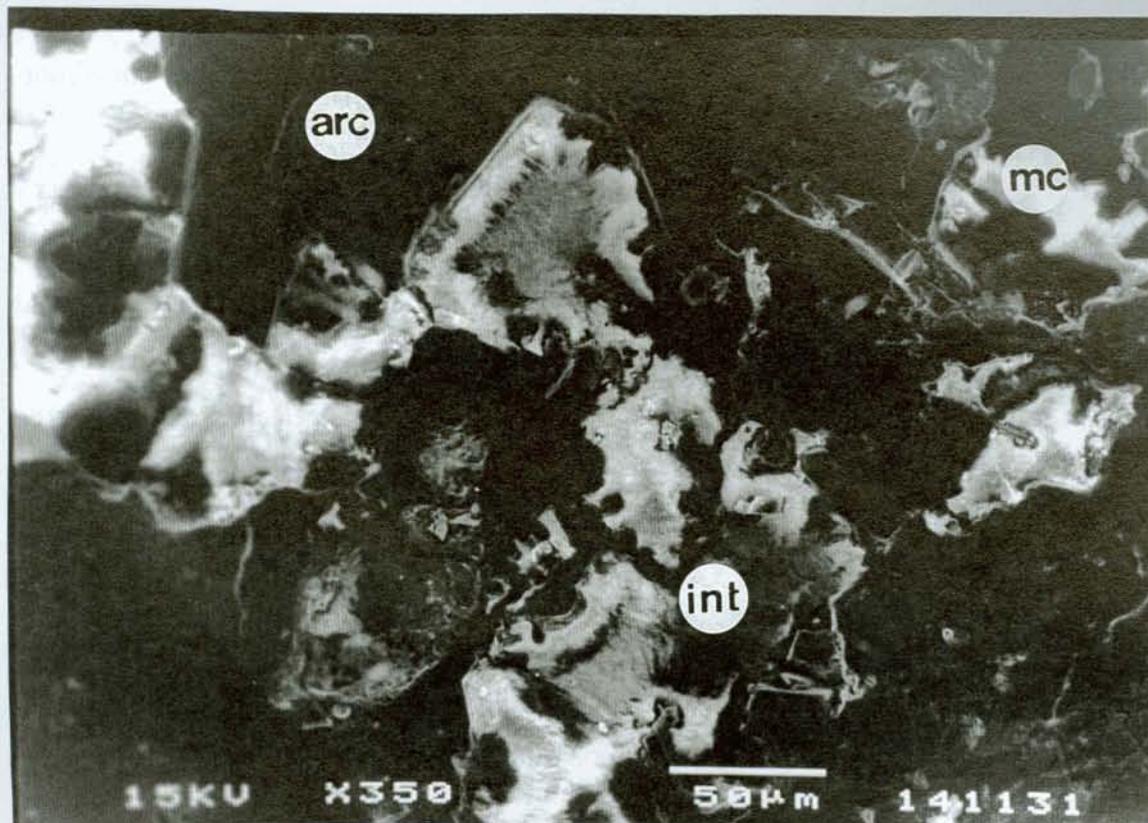


Fig. 5.14 Visão geral da textura no nível vesicular superior, onde há conexão entre as microvesículas e os espaços intersticiais, que são preenchidos por zeolitas em associação com argilominerais. arc = arcabouço cristalino; mc = microvesículas; int = interstícios dos grãos da matriz. MEV (elétrons secundários), 350x.

5.1.2 Nível Vesicular da Base

O nível vesicular inferior apresenta uma estruturação semelhante ao superior, baseada nas relações entre as fases minerais, a mesóstase e as vesículas.

A constituição mineralógica primária é a mesma do nível superior. Os cristais, neste nível, têm, entretanto, tamanhos menores e predominam os grãos estritos e alongados e as formas esqueléticas, sobretudo dos óxidos de Fe-Ti.

Os tamanhos dos grãos dos minerais nos níveis vesiculares superior e inferior são apresentados na tabela 5.2.

Posição	Amostra	Plagioclasio cm	Piroxênio cm	Óxidos cm
N.Ves.Topo	CE	0,1 - 0,2	0,1 - 0,3	0,1
N.Ves.Base	CAI	0,1 - 0,15	0,1 - 0,15	0,1

Tab.5.2 Tamanhos dos minerais no nível vesicular do topo e da base.

Neste nível, os espaços intergranulares são ocupados por uma mesóstase criptocristalina de cor marron, que ao microscópio eletrônico de varredura, apresenta características semelhantes à do nível superior, predominando, entretanto, um menor grau de cristalinidade.

Associados à mesóstase, ocorrem argilominerais nos interstícios dos grãos e vesículas.

Contrariamente ao nível superior, neste nível não aparecem zeolitas ocupando os espaços entre os grãos do arcabouço.

As vesículas, no nível inferior, mostram as mesmas relações de contato com o arcabouço, observadas no nível superior. Formam auréolas constituídas pela mesóstase e argilominerais, com características de resfriamento rápido semelhantes às que ocorrem no nível superior.

A principal diferença relaciona-se ao preenchimento destas vesículas, que é feito predominantemente por quartzo, que ocupa total ou parcialmente a vesícula. De modo geral, há ocorrência de calcita que dissolve o quartzo, podendo preencher totalmente a vesícula. Não há ocorrência de zeolitas nas vesículas do nível vesicular inferior.

5.2 NÍVEL COLUNADO SUPERIOR E NÍVEL COLUNADO INFERIOR

As rochas dos níveis colunado superior e inferior são predominantemente subafíricas de granulação fina, caracterizadas por uma textura porfírica com microfenocristais de óxidos de Fe e Fe-Ti, plagioclásio e piroxênio que constituem até 7% do volume da rocha. A matriz tem granulação fina e é formada por plagioclásio, piroxênio, olivina e óxidos de Fe-Ti.

A presença de uma mesóstase criptocristalina, nos espaços intergranulares, caracteriza a textura intersertal. A mesóstase tem coloração marrom e constitui entre 9 e 13% do volume da rocha, chegando a 20% na interface com o nível vesicular superior.

Texturas intergranulares são também observadas, porém, sua ocorrência é mais restrita.

Estes níveis são desprovidos de vesículas.

Na tabela 5.1, são apresentadas as quantidades modais dos constituintes da rocha nestes níveis.

Fenocristais de óxidos de Fe-Ti, plagioclásio e piroxênio do tipo augita têm distribuição homogênea dentro destes níveis; não são observados cumulados ou concentrações de grãos. Na base do nível colunado superior, começam a aparecer também piroxênios do tipo pigeonita como fenocristais. A pigeonita, entretanto, não ocorre no topo do nível colunado superior e no nível colunado inferior.

Os minerais opacos que ocorrem como fenocristais são classificados como Ti-magnetita. Constituem a população de fenocristais mais abundante nas rochas destes níveis. Têm tamanhos entre 0,7 e 1,0mm. Suas formas variam desde perfeitamente euédricas, com faces retas e planas, até formas arredondadas, que evidenciam processos de corrosão pela matriz.

Os óxidos que aparecem na matriz são predominantemente hematitas, com tamanhos entre 0,2 e 0,3mm, com formas irregulares e anédricas. Ocorrem principalmente associados aos piroxênios. Ocorrem, ainda, pequenos grãos (menores que 0,1mm) de hematita fazendo parte da mesóstase.

Os fenocristais de piroxênio são prismáticos, euédricos a subédricos, com tamanho médio de 0,7mm, chegando a 1,0mm. Seus contornos são frequentemente arredondados e apresentam muitas fraturas intracristalinas.

Na matriz, os piroxênios têm tamanhos entre 0,1 e 0,4mm, predominando grãos de 0,3mm. São, em geral, subédricos a anédricos e com formas arredondadas. Ocorrem, principalmente, na forma de aglomerados de pequenos grãos, com contatos interpenetrativos.

Os fenocristais de plagioclásio são subédricos a euédricos, com hábito prismático alongado. Seus tamanhos variam entre 0,7 e 1,0mm. São comuns as maclas polissintéticas do tipo albita e albita-periclínio. Texturas poiquilíticas são encontradas, com fenocristais de plagioclásio contendo inclusões de piroxênio. Uma distinta geração de fenocristais, embora mais raros, também está presente nestes níveis. São grandes cristais, com zonação normal, bordas corroídas e contendo muitas pequenas inclusões, caracterizando a textura sieve.

Os cristais de plagioclásio da matriz têm dimensões da ordem de 0,2 a 0,5mm.

Predominam as formas tabulares e ripiformes. Também são comuns as maclas albita e albita-periclínio.

Os cristais de plagioclásio apresentam, em geral, zonação normal pouco expressiva, evidenciada, nos fenocristais, pela extinção diferencial.

A olivina é identificada pelas formas arredondadas e pelo padrão de fraturamento curvo típicos deste mineral. Estas características resistem ao processo de alteração que resulta na pseudomorfose da olivina que é totalmente substituída por uma assembléia de esmectita + hematita. Os grãos têm tamanhos entre 0,3 e 0,5mm. A presença da olivina é rara e restrita aos níveis colonados, onde se distribui homogêneamente.

A granulação da rocha é muito homogênea e constante dentro destes níveis, com as duas populações (fenocristais e matriz) bem distintas, como apresentado na tabela 5.3. Apenas as rochas correspondentes ao topo do nível colonado superior (amostra FW 41a) apresentam os menores tamanhos de grãos dos constituintes da matriz, (entre 0,1 e 0,25mm).

Posição	Amostra	Plagioclasio cm	Piroxênio cm	Óxidos cm
topo	FW41	0,1 - 0,2	0,1 - 0,25	0,1 - 0,25
		0,8 - 1,0		0,7 - 0,9
centro	FW55	0,2 - 0,3	0,2 - 0,3	0,1 - 0,3
		0,8 - 1,0	0,5 - 0,6	0,65 - 0,1
base	FW12	0,15 - 0,3	0,2 - 0,4	0,2 - 0,3
		0,7 - 1,0	0,7 - 0,8	0,7 - 1,0

Tab. 5.3 Tamanhos dos minerais no nível colonado superior.

A mesóstase que ocupa os interstícios dos grãos é caracterizada pela coloração marron a incolor e por apresentar formas geométricas, determinadas pela disposição dos minerais do arcabouço (Fig. 5.15).

Apresenta composição quartzo-feldspática. Ao microscópio eletrônico de varredura, através de imagens composicionais, fica evidente a cristalinidade da mesóstase e é possível distinguir-se micrólitos com composições de K-feldspato, albita e quartzo, aparecendo também associados pequenos grãos de hematita e agulhas de apatita (Fig. 5.16). Em certos locais, estes agregados de material criptocristalino formam texturas esferulíticas.

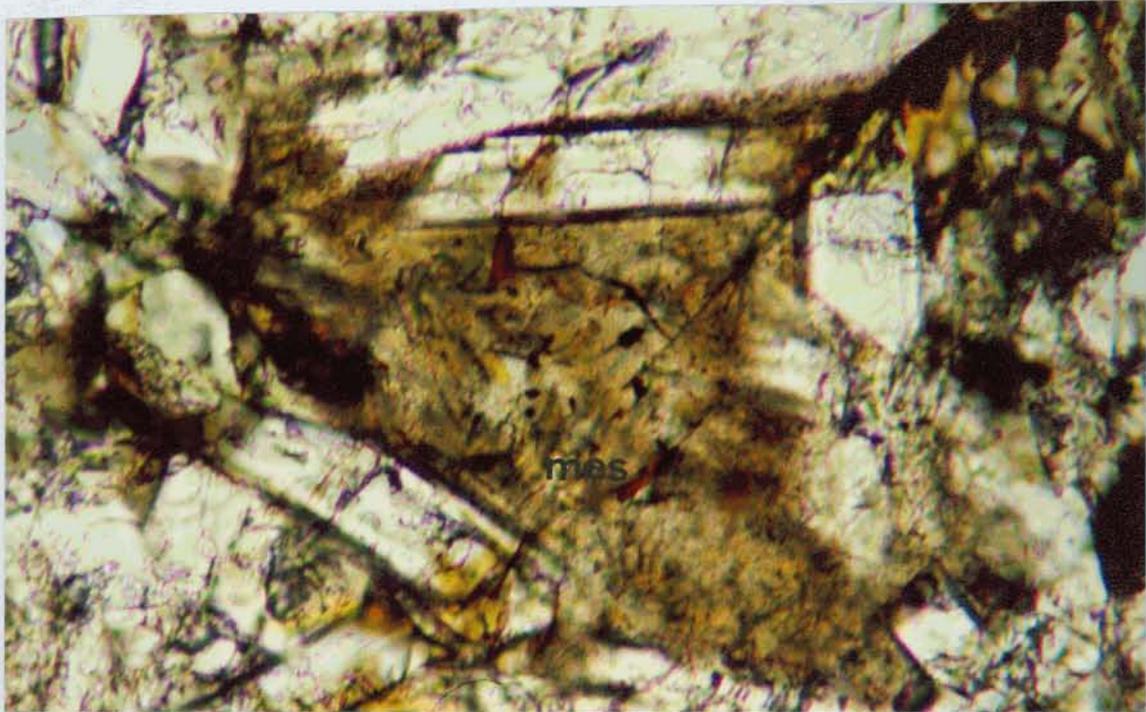


Fig. 5.15 Mesóstase criptocristalina nos interstícios de plagioclásio. Ocorrem associados pequenos grãos de hematita e agulhas de apatita. mes = mesóstase. Mópt., LN, 20x.

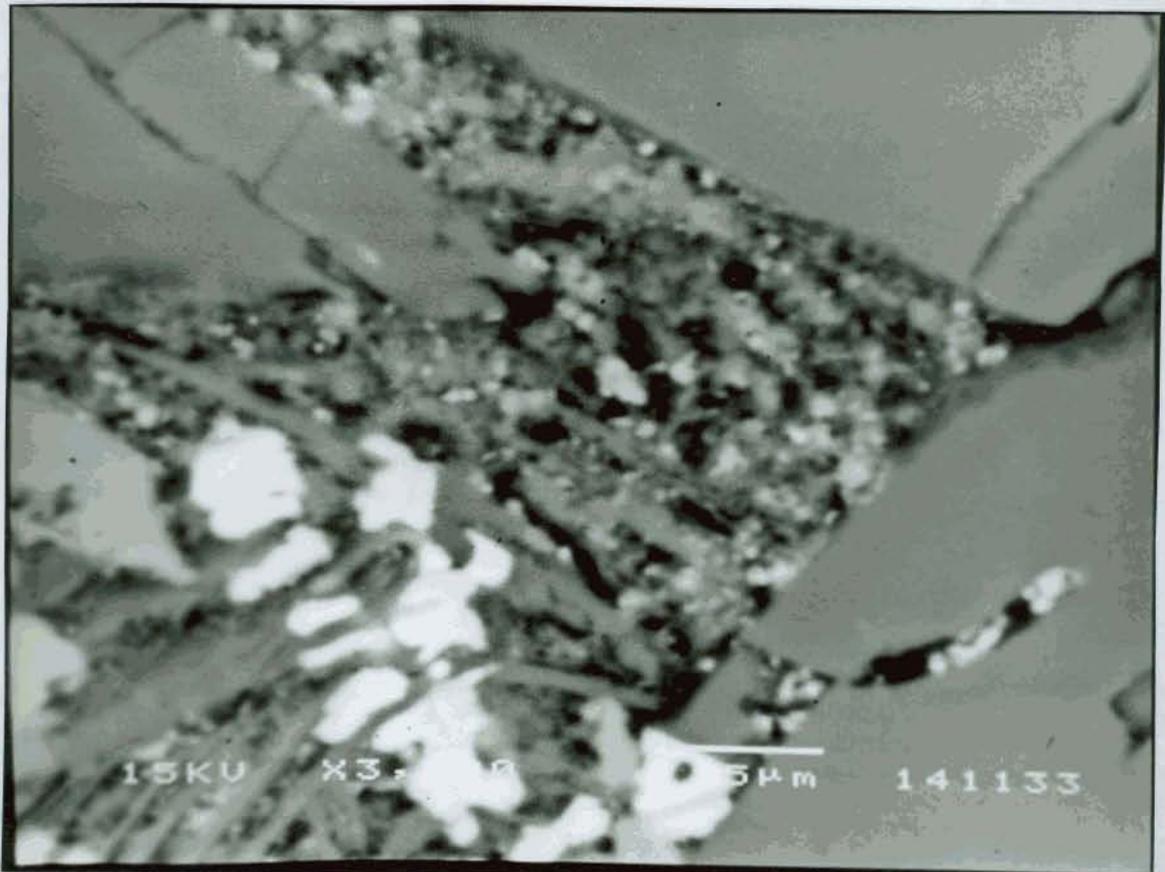


Fig. 5.16 Mesóstase constituída por micrólitos de K-feldspato, quartzo, hematita e apatita. MEV (elétrons secundários), 3.000x.

Os espaços intergranulares são também preenchidos por uma associação de quartzo e argilominerais. Estes minerais se desenvolvem dentro dos espaços delimitados pelos grãos minerais. Sua ocorrência é, portanto, restrita a sítios isolados no interior da rocha, sem conexão entre eles. Os argilominerais são classificados como esmectitas. Têm cores marron a verde, seus tamanhos variam de muito finos até agregados de granulação mais grossa, geralmente, com hábito radiado. O quartzo forma, geralmente, finos agregados misturados aos argilominerais, sendo muito difícil a distinção dos grãos. Entretanto, são observadas ocorrências de quartzo na forma de grãos individuais, predominantemente anédricos, com contornos irregulares, preenchendo os espaços entre os grãos.

Os contatos entre os grãos da matriz são retos e não reativos. Quando em contato com a mesóstase, os grãos de plagioclásio têm contatos difusos, havendo, em muitos locais, uma transição para a mesóstase, sem que hajam superfícies que delimitem a interface.

Nestes níveis, as feições de alteração restringem-se à oxidação do piroxênio, com o desenvolvimento de uma película de óxido de Fe que contorna os grãos e penetra pelas fraturas, formando, em alguns casos, pequenos grãos de hematita.

5.3 ENTABLAMENTO

Os minerais presentes neste nível são plagioclásio, piroxênios do tipo augita e pigeonita e óxidos de Fe-Ti e Fe. Na tabela 5.1, são apresentadas as proporções modais dos constituintes deste nível.

Além das diferenças mineralógicas, como a ausência de olivina e a presença de pigeonita, este nível apresenta diferenças texturais marcantes em relação aos outros níveis do derrame. Predominam as texturas intergranulares, embora a presença de até 10% de mesóstase origine a textura intersertal, porém, esta é mais restrita que nos níveis colonados.

Existe uma grande variação nos tamanhos dos grãos de plagioclásio e piroxênio, fazendo com que haja uma continuidade entre os tamanhos máximos e mínimos, que correspondem à matriz e aos fenocristais dos níveis colonados. Desta forma, o entablamento é caracterizado por uma textura seriada.

A tabela 5.4 apresenta os tamanhos de grãos dos minerais neste nível.

Posição	Amostra	Plagioclásio (cm)	Piroxênio (cm)	Óxidos (cm)
topo	FW4c	0,2 - 1,0	0,2 - 0,8	0,1 - 0,6
centro	FW6	0,4 - 0,7	0,15 - 0,7	0,1 - 0,5
base	FW27	0,2 - 0,95	0,15 - 0,7	0,1 - 0,7

Tab. 5.4 Tamanhos dos minerais no entabamento.

Os cristais de plagioclásio são prismáticos a tabulares alongados, euédricos a subédricos. Não ocorrem cristais ripiformes ou esqueléticos. Apresentam macla polissintética do tipo albita e albita-periclínio. Os grãos maiores têm contornos geralmente irregulares, mostrando feições de corrosão, porém, de modo geral, os grãos de plagioclásio são preservados de alteração, mostrando contornos retos e superfícies limpas (Fig. 5.17). Suas dimensões variam entre 0,2 e 1,0mm.

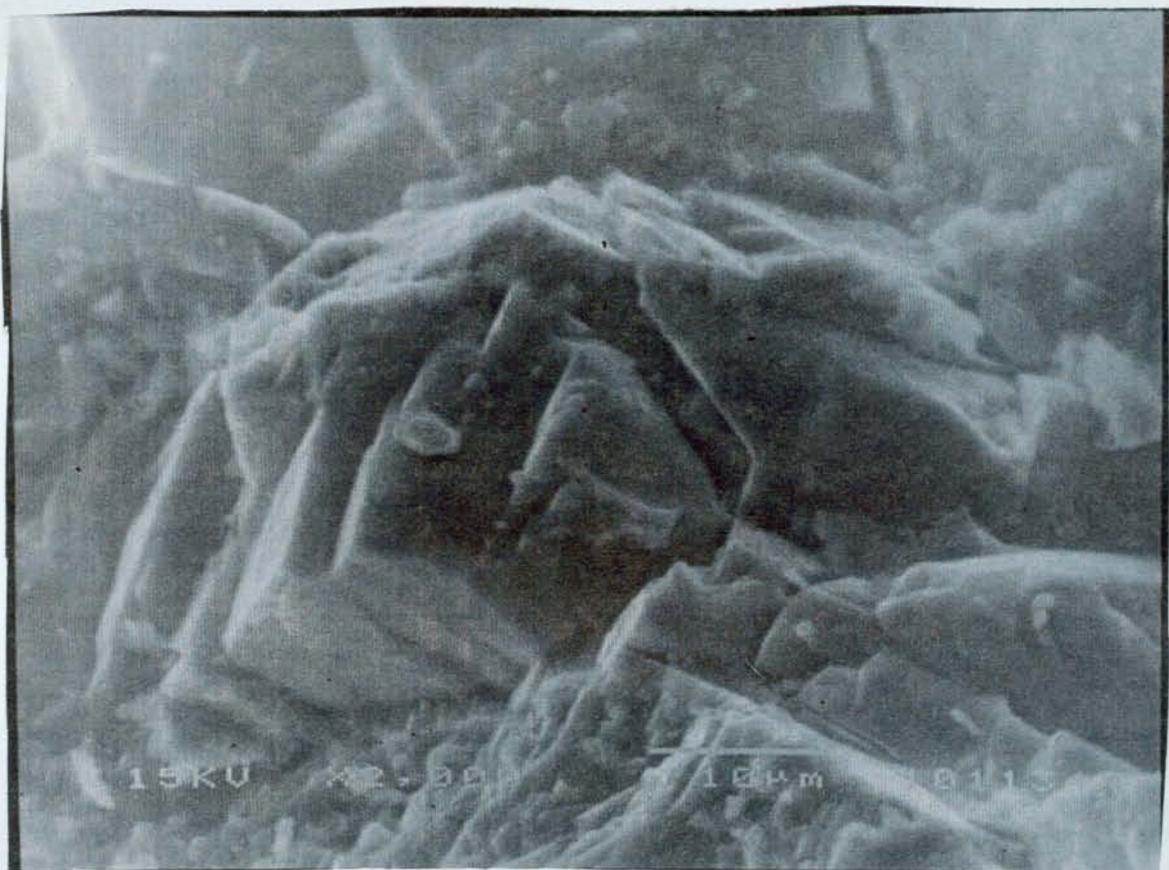


Fig. 5.17 Cristal de plagioclásio com contornos retos e superfícies lisas, sem sinais de alteração. MEV (elétrons secundários), 2.000x.

Os grandes cristais de piroxênio são prismáticos, subédricos a euédricos. Mostram-se frequentemente fraturados e com contornos arredondados. Maclas são frequentes. Os tamanhos variam de 0,15 a 0,8mm.

Os piroxênios de granulação menor são subédricos, alguns euédricos e não aparecem mais como agregados de grãos como nos níveis colunares. Ocorrem como cristais distintos e com formas mais individualizadas. É comum neste nível a ocorrência de texturas subofíticas, caracterizadas pela inclusão parcial de plagioclásio em grãos de piroxênio.

A ocorrência dos óxidos de Fe-Ti na entablamento também tem características distintas dos outros níveis do derrame. São observadas duas populações com tamanhos diferentes, fenocristais com 0,5 a 0,7mm e grãos menores, com 0,1 a 0,4mm na matriz.

Os fenocristais de Ti-magnetita têm formas irregulares que mostram um acentuado processo de corrosão pela matriz, resultando na predominância de grãos com formas arredondadas, com contornos lobados, onde as reentrâncias são preenchidas por cristais de piroxênio e plagioclásio. São raros os cristais euédricos neste nível (Fig.5.18).

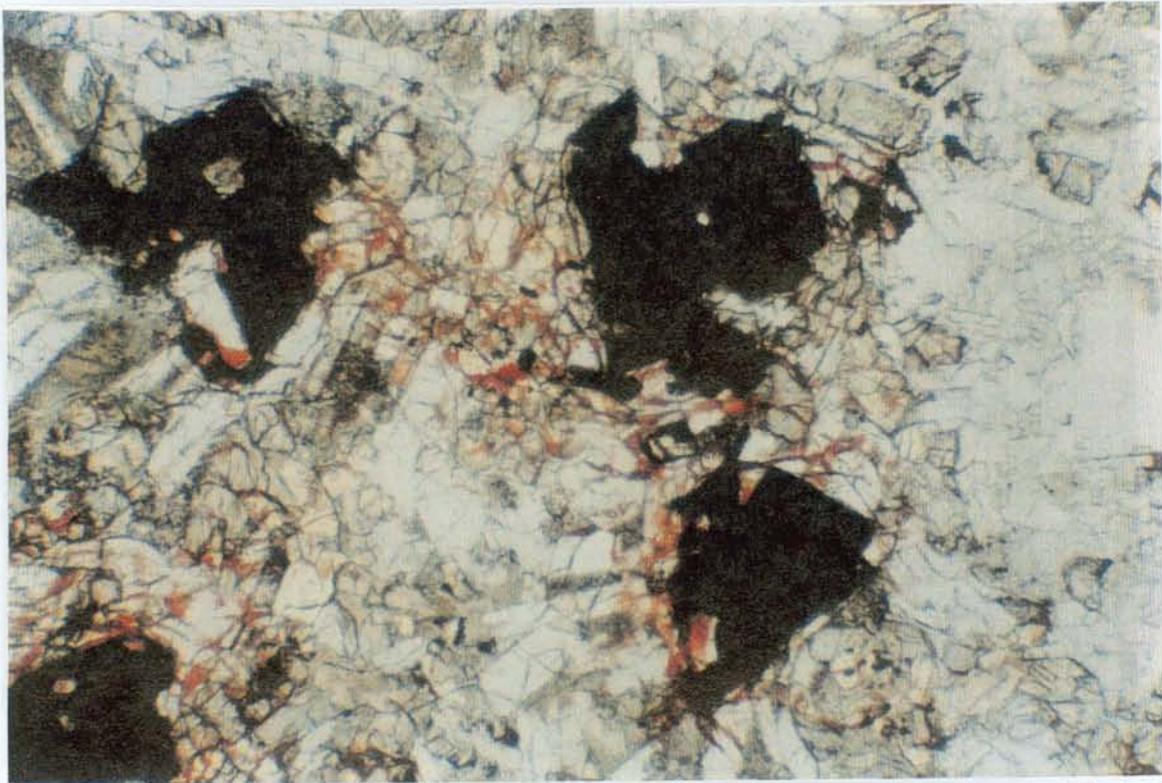


Fig. 5.18 Aspecto típico dos cristais de Ti-magnetita, anédricos e com bordos corroídos. MÓpt., LN, 20x.

Somente no entablamento, são encontrados cristais de ilmenita; são anédricos, e com tamanhos entre 0,2 e 0,3mm.

Os fenocristais de Ti-magnetita, nesta porção do derrame, são menores e menos euédricos que os dos níveis colunados e estão presentes em menor quantidade.

Pequenos cristais de ilmenita, anédricos, com formas arredondadas, estão presentes neste nível.

Na matriz, ocorrem pequenos grãos de hematita com formas muito irregulares, predominantemente anédricos. Sua ocorrência é geralmente associada aos piroxênios.

Uma mesostase de cor marron claro a incolor ocupa os espaços entre os grãos, formando figuras triangulares ou facetadas (Fig.5.19). Este material é sempre acompanhado de pequenos grãos de hematita e agulhas de apatita.

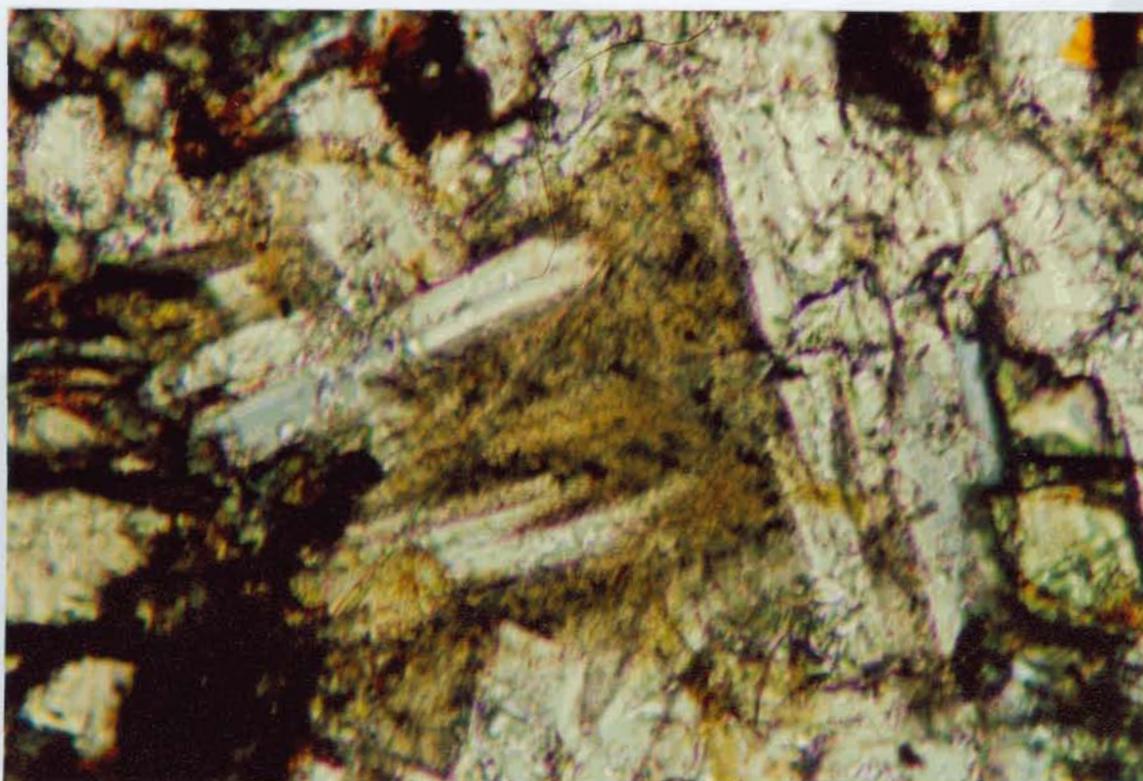


Fig. 5.19 Mesóstase criptocristalina nos interstícios de plagioclásio. Ocorrem associados grãos de hematita e grandes agulhas de apatita. M Ópt., LN, 40x.

A cristalinidade deste material é bastante variada. Pode ser criptocristalina, onde os micrólitos de quartzo e K-feldspato somente são individualizáveis ao microscópio eletrônico de varredura (Fig.5.20).

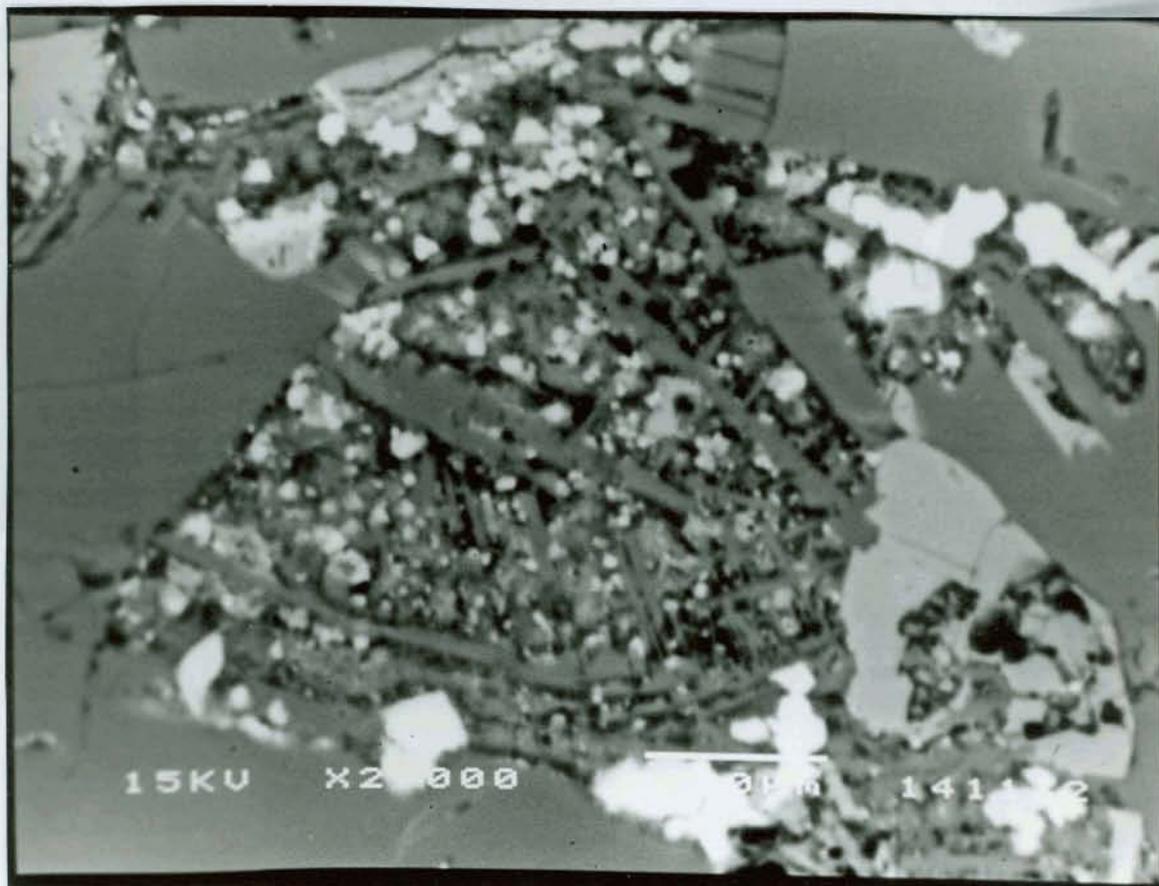


Fig. 5.20 Aspecto da mesóstase no entablamento, composta por micrólitos de quartzo, K-feldspato e hematita. MEV (elétrons secundários), 2.000x.

É comum, entretanto, o desenvolvimento de grãos automorfos de quartzo, associados a material com composição feldspática \pm argilominerais \pm apatitas. Observa-se uma tendência desta assembléia apresentar uma zonalidade, com quartzo no interior, seguido de material feldspático e circundado por argilominerais nas bordas (Fig. 5.21). Esta assembléia é mais abundante na entablamento que nos níveis colunados.

Os argilominerais podem também preencher completamente os espaços intergranulares, formando agregados bem desenvolvidos, apresentando formas fibro-radiadas e cores esverdeadas, de minerais do tipo esmectita (Fig.5.21).

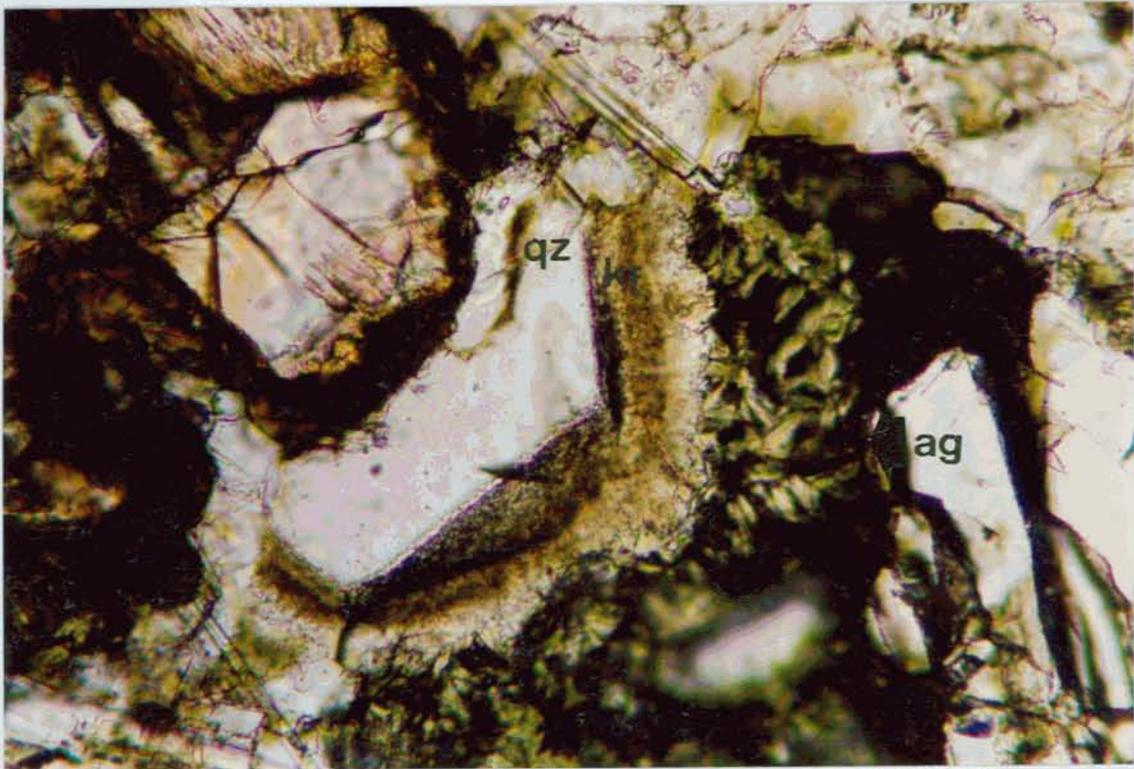


Fig. 5.21 Espaço intersticial ocupado por quartzo amorfo, material de composição K-feldspática e argilominerais na parte externa. qz = quartzo; Kf = K-feldspato; ag = argilominerais. MÓpt, LN, 40x.

Há ainda, interstícios que são ocupados por grãos de quartzo e grãos de K-feldspato, que apresentam tamanhos que chegam a corresponder aos dos grãos do arcabouço. Estes minerais apresentam formas irregulares e nem sempre respeitam as formas delimitadas pelos cristais da matriz da rocha.

É marcante portanto, neste nível, a ocorrência de quartzo e K-feldspato como fases individualizadas e com formas bem desenvolvidas. O quartzo é, em geral, anédrico, podendo, também aparecer como cristais euédricos. O K-feldspato se desenvolve principalmente a partir da superfície do plagioclásio, no contato com a mesóstase, formando desde pequenos grãos só identificáveis ao microscópio eletrônico de varredura, até cristais bem desenvolvidos.

Os contatos, quando entre cristais, são nítidos e não reativos. Nos contatos do piroxênio com a mesostase, este se encontra sempre oxidado, formando pequenos grãos de hematita e argilominerais.

5.4 A EVOLUÇÃO DAS TEXTURAS

O estudo textural detalhado dos diferentes níveis estruturais do derrame leva à formulação de considerações sobre o conjunto como um todo.

O derrame mostra uma distribuição uniforme de fenocristais, não havendo evidências de que os cristais tenham se movimentado no líquido por influência da gravidade. Rowland e Walker (1988) descrevem derrames igualmente espessos no Hawaí, e consideram que o não assentamento de cristais resulta da alta resistência das lavas, de modo a não permitir o movimento relativo dos cristais no líquido. Lavas do tipo a'a, que constituem derrames espessos, apresentam estas características.

As heterogeneidades na constituição mineralógica primária acompanham a estruturação do derrame. Olivinas ocorrem somente nos níveis vesiculares e colonados, correspondendo às partes superior e inferior do derrame, que também são caracterizadas pela presença de apenas um piroxênio, a augita. Na parte central do derrame, a olivina está ausente, aparecendo, entretanto, dois piroxênios: augita e pigeonita. Os óxidos de Fe-Ti são mais abundantes nos níveis colonados, onde ocorrem Ti-magnetitas. No entablamento, além da Ti-magnetita, aparece também ilmenita como uma fase individualizada. A mesóstase é mais abundante nos níveis vesiculares, diminuindo em direção à parte central do derrame.

Através da figura 5.22, observa-se que a distribuição dos minerais ao longo do derrame gera um padrão simétrico, em que as características da porção superior se repetem na porção inferior, podendo significar uma mesma história de cristalização para estas partes, que se diferencia da parte central.

A olivina e a mesóstase constituem um perfil do tipo C, mais abundantes nas bordas que no centro, enquanto o plagioclásio e os piroxênios são mais abundantes no centro, diminuindo em direção às bordas.

A homogeneidade química da rocha ao longo perfil vertical do derrame (discutida no capítulo IV), mostra que as heterogeneidades mineralógicas devem ser reflexo de diferenças na relação tempo x temperatura nas diversas partes do derrame.

A maior quantidade de mesóstase deve indicar uma maior velocidade de resfriamento da rocha, o que é compatível com a situação junto aos contatos inferior e

superior do corpo. Na parte central, o maior grau de cristalização, definido pelo predomínio das fases minerais, como piroxênios e plagioclásio, juntamente com a menor quantidade de mesóstase, indica uma cristalização mais lenta e, portanto, mais desenvolvida.

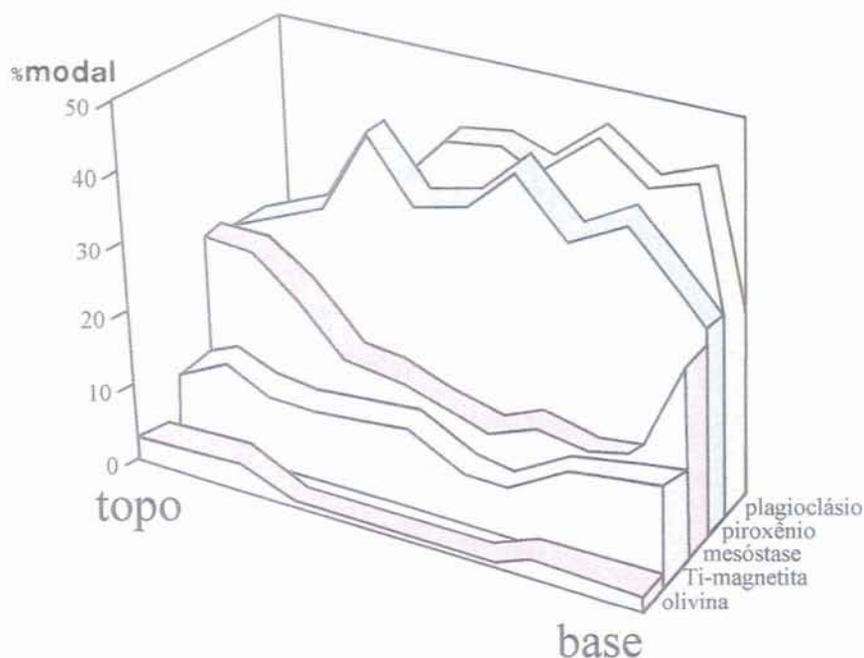


Fig. 5.22 Representação da distribuição dos minerais ao longo do derrame

As relações entre as fases minerais primárias evidenciam diferenças texturais que também guardam relações com a estruturação do derrame.

No derrame em estudo, os níveis vesiculares são marcados pela presença de grande quantidade de mesóstase, sendo a textura intersertal característica nestes locais. Nos níveis colunados, predomina a textura intersertal. Entretanto, o aumento da cristalinidade da matriz origina a textura porfírica. Na entablamento predomina a textura seriada, acompanhada de textura subofítica.

Os primeiros estudos experimentais em rochas basálticas (Lofgren, 1974; Usselman et al, 1975; Walker, 1976) revelaram o papel da velocidade de resfriamento como fator controlados das variações texturais. Entretanto, outros fatores influenciam as texturas finais dos basaltos (Lofgren, 1977; Usselman e Lofgren, 1976; Schiffman e Lofgren, 1981): (1) história pré-eruptiva do magma, que inclui cristalização intra-telúrica, ou superaquecimento; (2) a profundidade ou pressão confinante, que controla a

vesiculação; (3) temperatura do magma na erupção; (4) composição do magma que controla a temperatura liquidus, as relações de fase e a viscosidade; (5) conteúdo de voláteis que influencia na viscosidade, temperatura liquidus e na vesicularidade; (6) a fugacidade de oxigênio durante a cristalização que interfere nas relações de fase dos silicatos de Fe e dos óxidos.

Todos estes fatores interagem na nucleação e crescimento dos minerais dos basaltos, resultando na produção de texturas significativamente diferentes.

Experimentos envolvendo diferentes taxas de resfriamento sobre composições de basaltos, sob condições de fO_2 controladas e composição e pressão constantes (Coish e Taylor, 1979) têm mostrado que a taxa de resfriamento pode sozinha afetar as texturas da rocha, a ordem de cristalização das fases minerais e a química dos minerais. Estes autores determinaram que as texturas das rochas basálticas variam de porfirítica-intergranular-subofítica em situações de resfriamento lento, para esferulíticas e esqueletiformes (“quenched”) em condições de resfriamento rápido. Texturas seriadas resultam de condições de resfriamento mais lento, semelhantes as que ocorrem em câmaras magmáticas rasas.

As diferentes texturas observadas e a sua distribuição no derrame indicam que este resfriou como um corpo único, onde as características físicas de cada nível estrutural definem o seu padrão de resfriamento. Assim, os níveis vesiculares que sofreram resfriamento rápido, serviram como refratários para a propagação do calor que foi, por isso, mais lenta nas partes internas.

Nas rochas da parte interna do derrame, colunados e entablamento, ocorrem dois tipos de texturas: intergranular e subofítica. Lofgren (1980) considera que estas texturas podem se formar a partir de um mesmo líquido, em condições semelhantes de resfriamento, dependendo apenas da densidade de núcleos e da sua distribuição. Uma alta densidade de núcleos de plagioclásio resulta na formação de uma rede de cristais na qual o piroxênio assume as posições intersticiais. Com uma densidade relativamente menor de plagioclásio, estes se manterão afastados uns dos outros e, neste caso, o plagioclásio poderá ser englobado por piroxênio dependendo do tempo e da cinética de cristalização deste.

Nos níveis colunados, texturas poiquiliticas indicam a cristalização inicial de augita, seguida de plagioclásio, em oposição à textura subofítica encontrada na entablamento.

Coish e Taylor (1979) também observaram que a nucleação do plagioclásio pode ser retardada em relação às outras fases minerais em taxas crescentes de resfriamento, podendo a ordem de cristalização mudar, dependendo da velocidade de resfriamento.

Baseado em considerações teóricas e trabalhos experimentais, Gibb(1974) sugere que a temperatura de nucleação do plagioclásio pode ser diminuída em condições de resfriamento rápido. Considera também que o plagioclásio pode apresentar ordem de cristalização inversa devido a esta “relutância” em nuclear em grandes DT de resfriamento. Walker et al (1976) observaram semelhante inversão de fases, estudando basaltos lunares. Nos seus experimentos, estes autores constataram que, em altas taxas de resfriamento, a nucleação do plagioclásio é significativamente retardada, aparecendo mesmo depois da ilmenita.

As formas dos cristais também podem indicar o grau de “*supercooling*” e a velocidade de resfriamento da rocha na qual eles se desenvolveram. A morfologia de plagioclásios cristalizados a partir de líquidos basálticos têm sido estudada por Lofgren (1974a), Lofgren et al (1974), Usselman et al (1975). Experimentos mostram também que cristais de plagioclásio que crescem em baixas taxas de resfriamento são tabulares e euédricos. Com ΔT maior que 50 graus, os cristais se tornam aciculares e esqueletiformes. De modo geral, as formas dos plagioclásios variam de tabulares, a esqueletiformes, a dendríticos e finalmente esferulíticos em velocidades crescentes de resfriamento do líquido. Os mesmos resultados são observados para graus crescentes de “*supercooling*”.

Mudanças nas formas dos cristais de piroxênio em resposta a variações nas condições de crescimento têm sido estudadas quase exclusivamente nos sistemas basálticos lunares. Os estudos de Lofgren et al (1974), Donaldson et al (1975a), Usselman et al (1975), Walker et al (1976) e Bianco e Taylor (1977) descrevem as mudanças nas formas dos piroxênios em função das taxas de resfriamento do líquido. Em condições experimentais de resfriamento lento ($<2^{\circ}/h$), os piroxênios são essencialmente euédricos e equidimensionais. Com velocidades crescentes de resfriamento ($2-10^{\circ}/h$), tornam-se alongados e esqueletiformes. Com taxas muito altas de resfriamento ($>10^{\circ}/h$), os piroxênios adquirem formas dendríticas e esferulíticas.

Do mesmo modo, óxidos de Fe-Ti com morfologias esqueletiformes são formados em condições de resfriamento rápido (Haggerty, 1991).

Nas rochas estudadas, as diferenças nas formas dos cristais observadas entre os níveis vesiculares e a parte interna do derrame marcam diferenças na velocidade de resfriamento. A ocorrência de morfologias esqueléticas, cruciformes e aciculares nos níveis vesiculares indica altas taxas de resfriamento. Nas porções internas não são observadas morfologias que indiquem mudanças no padrão de resfriamento mais lento característico deste nível.

De modo geral, a distribuição das fases minerais, suas formas e as relações texturais mostram que o derrame resfriou como um conjunto único, em que as características do processo de resfriamento da parte central foram determinadas, em grande parte, pelo padrão de resfriamento das regiões de topo e base.

CAPÍTULO VI

A COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA

CAPÍTULO VI : A COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA

O estudo das estruturas e texturas deste derrame revelou variações na mineralogia e nas relações inter-granulares nos diferentes níveis estruturais. Neste capítulo, serão apresentadas as características químicas de cada fase mineral presente nestas rochas.

6.1 AS FASES MINERAIS PRIMÁRIAS

6.1.1 Piroxênios

O clinopiroxênio representa a fase máfica mais abundante nestas rochas.

Aparecem como raros fenocristais e na forma de grãos menores na matriz em todos os níveis estruturais do derrame.

São classificados como augitas e pigeonitas, segundo a proposição de Morimoto (1988).

As composições dos piroxênios dos diferentes níveis do derrame são apresentadas nas tabelas 1.6 do anexo I.

As augitas têm ampla ocorrência, sendo encontradas em todos os níveis do derrame. As pigeonitas são restritas às porções internas do derrame, sendo encontradas na base do nível colunado inferior e na entablamento.

Os piroxênios que ocorrem nos níveis vesiculares, tanto na base como no topo do derrame, são exclusivamente augitas. No nível vesicular da base (Fig. 6.1b) encontram-se os piroxênios com composições mais restritas, com fenocristais e matriz com composições que se sobrepõem e constituem os termos mais cálcicos e com menores teores de ferro. O conteúdo de wolastonita (Wo) varia entre 34 e 39 e os teores de ferrosilita (Fs) encontram-se entre 18 e 21.

No nível vesicular do topo (Fig.6.1a), são encontradas augitas com composições mais variadas, os fenocristais têm teores de Wo desde 40 até 29 e distinguem-se dois grupos com conteúdos diferentes de Fs, entre 15 e 18 e mais ricas em Fe, entre 33 e 36. Os grãos da matriz mostram a mesma variação composicional, porém, estendendo-se mais no campo das augitas sub-cálcicas. Os teores de Wo são de 32 a 39 e Fs entre 27 e 40.

No nível colunado inferior (Fig.6.1f), e no topo do nível colunado superior (Fig.6.1c), à semelhança dos níveis vesiculares, augitas constituem a única fase de piroxênios presente, ocorrendo como fenocristais e na matriz. As augitas apresentam teores variados de Ca e Fe, que definem uma tendência de composições mais cálcicas, dentro do campo das augitas, deslocando-se em direção ao campo das augitas sub-cálcicas. No nível colunado superior (Fig.6.1d), os fenocristais apresentam as composições mais cálcicas, com conteúdo de Wo entre 38 e 35, enquanto os grãos da matriz têm teores mais baixos de Wo, entre 34 e 26. No nível colunado inferior, fenocristais e matriz apresentam uma variação mais restrita nos teores de Ca, com Wo variando de 31 a 36, sendo mais homogênea que no nível superior. Esta variação é acompanhada pelo aumento na quantidade de Fe dos grãos da matriz, que são caracterizados como ferro-augitas. Neste nível, matriz e fenocristais apresentam a mesma variação nos teores de ferrosilita (Fs), que se situam entre 22 e 36. No nível colunado superior, os fenocristais são mais empobrecidos em Fe, com teores de Fs entre 18 e 24, enquanto os grãos da matriz têm teores de Fs entre 21 e 39.

A pigeonita tem ocorrência restrita às porções internas do nível colunado superior (Fig.6.1d). Sua composição é homogênea quanto aos teores de Ca, com Wo entre 9 e 10. Apresenta um aumento na quantidade de Fe nos grãos da matriz.

A porção central do derrame caracteriza-se pela presença dos dois piroxênios, augita e pigeonita (Fig.6.1e), que ocorrem na forma de fenocristais e também na matriz. As composições dos fenocristais transigem de augitas para augitas sub-cálcicas e de pigeonitas para Fe-pigeonitas, mostrando um “trend” de enriquecimento em Fe para ambas as fases. Os piroxênios da matriz são augitas sub-cálcicas e pigeonitas, estas com teores de Wo entre 7 e 19 e Fs entre 39 e 65.

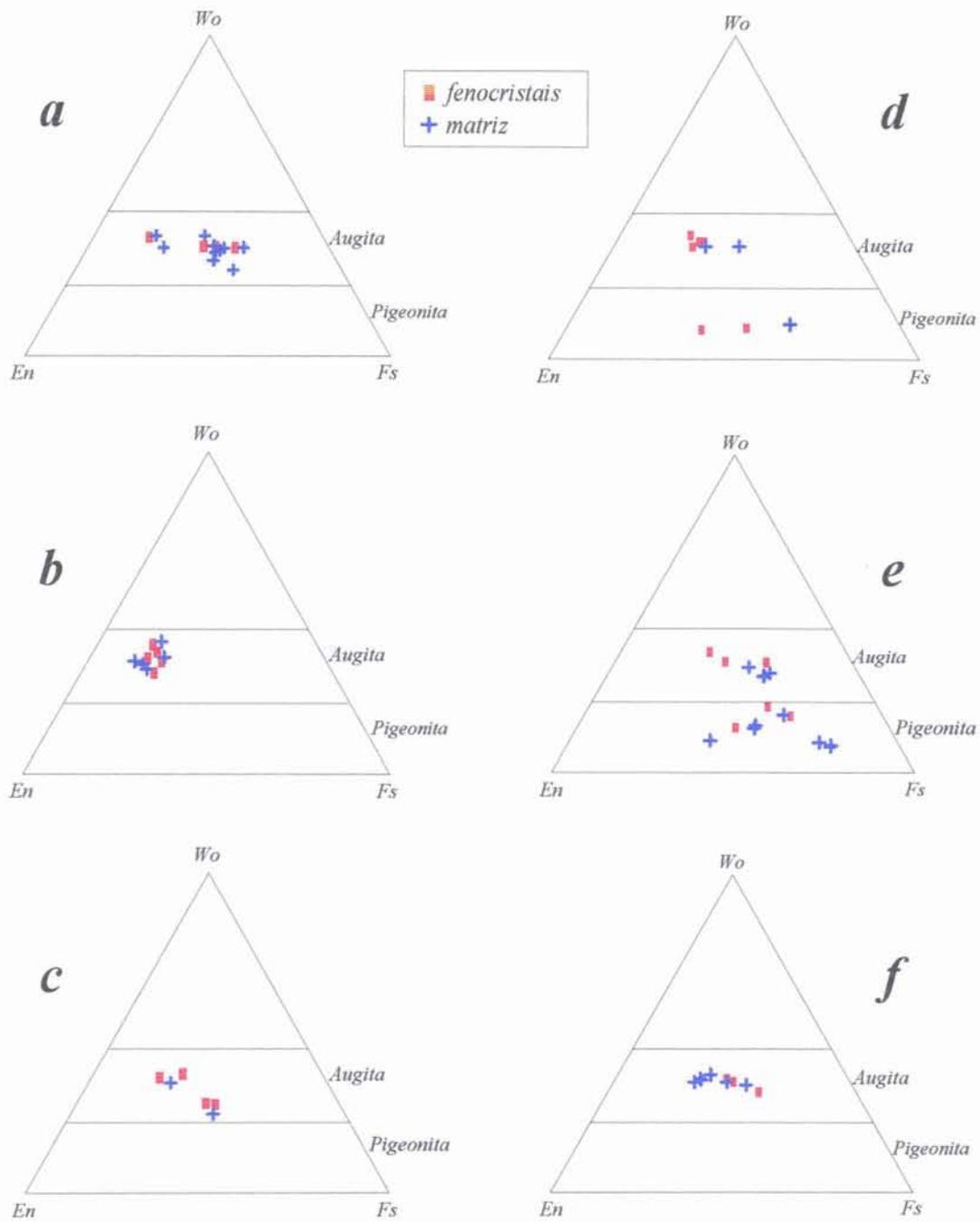


Fig. 6.1 Diagramas composicionais dos piroxênios no sistema Wo-En-Fs, para os vários níveis do derrame. (a) nível vesicular do topo; (b) nível vesicular da base; (c) topo do colunado superior; (d) colunado superior; (e) entablamento; (f) colunado inferior. Augitas ocorrem nos níveis vesiculares e no topo do colunado superior (a,b,c,f). Augita + pigeonita aparecem no centro do derrame (d,e).

De modo geral, as composições dos clinopiroxênios definem um “trend” geral que é paralelo ao de Skaergaard (Fig.6.2). A augita é o primeiro piroxênio a cristalizar, inicialmente com composições mais magnesianas, como ocorre no nível vesicular da base do derrame. As fases de cristalização mais tardia apresentam um enriquecimento em Fe. Augitas e pigeonitas coexistem em equilíbrio na parte central do derrame. As pigeonitas são inicialmente mais magnesianas, deslocando-se para composições de Fe-pigeonitas nos piroxênios da matriz da rocha. Este enriquecimento em Fe é acompanhado pela diminuição de Ca nas augitas e pelo aumento de Ca nas pigeonitas.

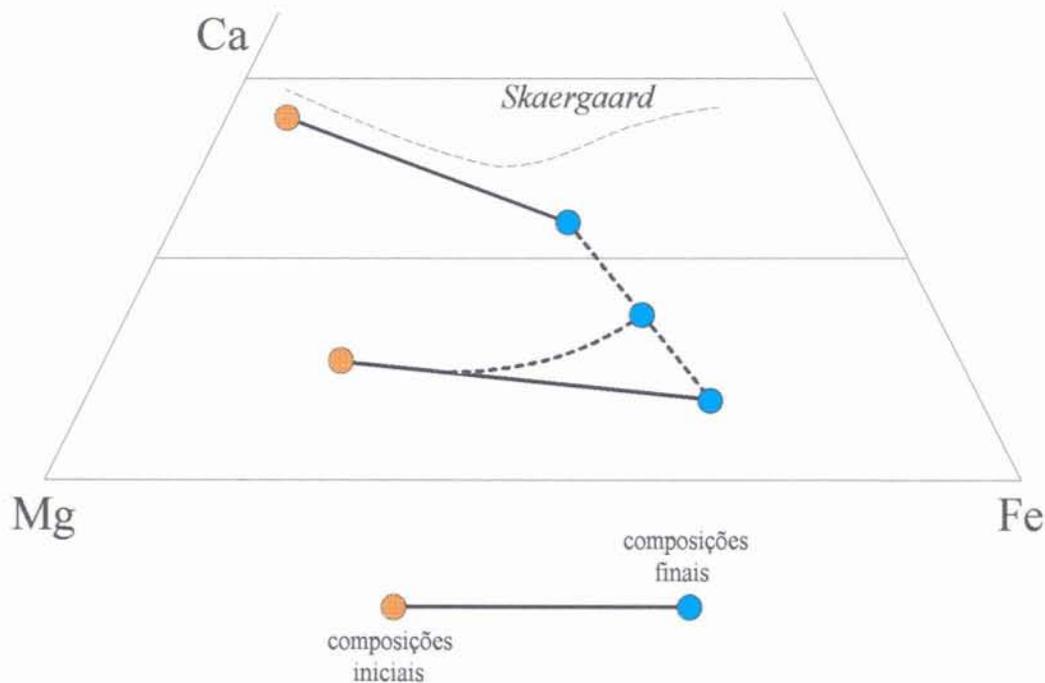


Fig. 6.2 Evolução das composições dos piroxênios: tendência ao aumento de Fe e diminuição de Ca nas augitas e aumento de Fe e Ca nas pigeonitas com o avanço da cristalização.

A figura 6.3 mostra a existência de duas populações de piroxênios com teores distintos de Fe e Mg, que cristalizaram nos níveis vesiculares e que representam o trend de cristalização descrito acima. Os piroxênios da parte central do derrame correspondem à população mais rica em Fe do nível vesicular superior.

A quantidade de Fe dos piroxênios está relacionado à temperatura de cristalização. Experimentos de cristalização de clinopiroxênios mostram que o conteúdo de Fe aumenta com a diminuição da temperatura, de um mínimo de Fs 24 a 1130°C, a um máximo de Fs 36 a 1075°C (Schiffman e Lofgren, 1981).

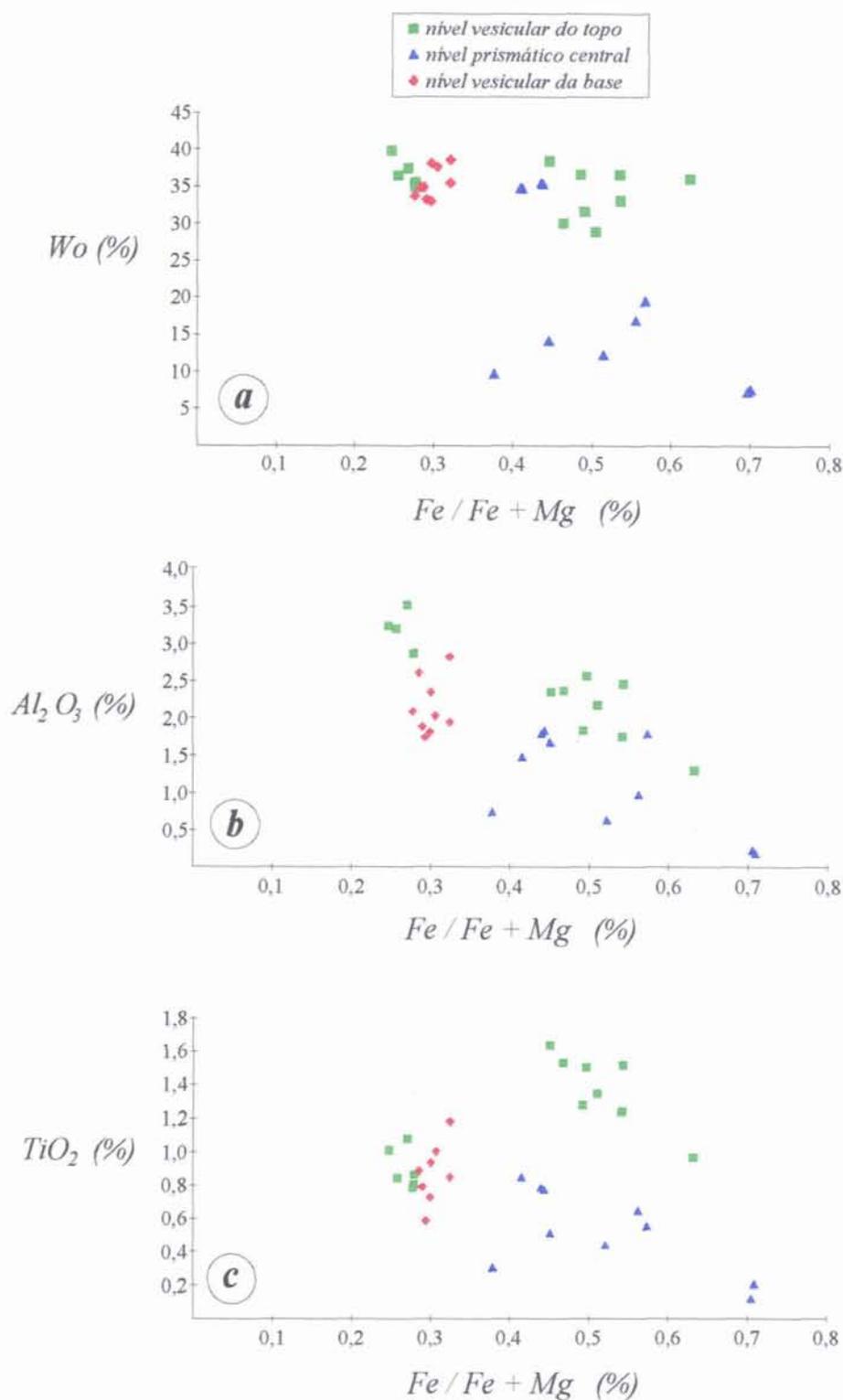


Fig. 6.3 Conteúdo de Wo (a); Al_2O_3 (b); TiO_2 (c) em relação à razão $Fe/(Fe+Mg)$ dos piroxênios do nível vesicular do topo; nível prismático central; nível vesicular da base. Os piroxênios dos níveis vesiculares representam as composições iniciais mais magnesianas e cálcicas (a), mais enriquecidas em Al_2O_3 (b) e em TiO_2 (c), que evoluem para composições mais ricas em Fe na parte central do derrame.

Os piroxênios mais tardios nas rochas estudadas encontram-se, portanto, no campo das augitas sub-cálcicas (Fig.6.3a). Estudos cristaloquímicos realizados em piroxênios destas composições nas rochas vulcânicas da Bacia do Paraná (Mellini, et al., 1988) mostraram que estes minerais não correspondem a uma fase única, mas que, apesar de opticamente homogêneos, consistem em exsoluções lamelares muito finas de augita e pigeonita. Fenômenos de exsolução normalmente implicam em condições de resfriamento mais lento.

Os teores de Al_2O_3 dos piroxênios situam-se entre 0,3 e 3,5% e mostram uma relação com a posição da amostra no derrame. Os piroxênios dos níveis vesiculares são mais enriquecidos em Al_2O_3 ; no nível vesicular superior, os teores variam de 1,3 a 3,5% e, no nível vesicular da base, estão entre 1,8 e 2,8%. Na parte central do derrame, os piroxênios contêm entre 0,3 e 2,0% de Al_2O_3 (Fig.6.3b).

O mesmo comportamento é observado em relação ao conteúdo de TiO_2 . Os piroxênios dos níveis vesiculares são mais enriquecidos, com teores de 0,8 a 1,6%, no nível vesicular de topo, e de 0,5 a 1,2% no nível vesicular da base. Na porção central, os valores situam-se entre 0,2 e 0,85% (Fig.6.3c).

Observa-se, de modo geral, uma maior variação de Al_2O_3 e TiO_2 nos piroxênios das bordas que naqueles do interior do derrame. Entretanto, as diferenças mais marcantes estão no comportamento destes elementos entre os piroxênios mais pobres em Fe e os mais enriquecidos em Fe. Os piroxênios mais magnesianos são também mais ricos em Al_2O_3 (Fig.6.3b). Nos piroxênios mais ricos em Fe, o TiO_2 decresce com o aumento da razão $Fe/(Fe+Mg)$ (Fig.6.3c), mostrando dois “trends” paralelos, que distinguem as amostras do nível vesicular daquelas dos níveis prismáticos. Esta observação é consistente com resfriamento mais rápido, nas bordas do derrame, especialmente durante a cristalização das fases iniciais mais magnesianas. A seguir, em condições mais lentas, a maior proximidade do equilíbrio gera “trends” mais definidos.

Para a avaliação do efeito das condições de resfriamento sobre o comportamento do Al e do Ti nos piroxênios, as diferenças no conteúdo de Al_2O_3 e TiO_2 são determinadas para mesmos valores da razão $Fe/(Fe+Mg)$, portanto essas variações resultam unicamente do fracionamento dentro da unidade de resfriamento.

Estudos cinéticos permitem avaliar os efeitos que os desvios das condições de equilíbrio produzem sobre as texturas (como foi abordado no cap. V), na sequência de

cristalização (Grove e Raudsepp, 1978) e na temperatura de cristalização (Walker et al, 1976).

Trabalhos experimentais sobre a interação piroxênio-líquido na cristalização têm demonstrado uma dependência composicional do piroxênio em relação às condições de resfriamento. Experimentos realizados em piroxênios de basaltos lunares por Walker et al.(1978), Grove e Bence (1977), e Grove (1978) indicam que a partição dos elementos maiores dos piroxênios é independente da taxa de resfriamento. Entretanto, Donaldson et al. (1975) sugerem que a razão $Fe/(Fe+Mg)$, para um mesmo valor de Wo , aumenta com a diminuição da taxa de resfriamento, da mesma forma que os coeficientes de distribuição de Al_2O_3 e TiO_2 variam em função da velocidade de resfriamento do magma.

Os comportamentos do Ti^{4+} e do Al^{3+} mostram as dispersões composicionais dos piroxênios durante o processo evolutivo nos diferentes níveis estruturais do derrame. Os valores de Al e Ti (átomos em 6 O) são locados contra a posição da amostra no derrame (Figs.6.4a e b). Existe um decréscimo no Al dos piroxênios da porção central do derrame em relação às margens. O mesmo é observado para o Ti.

Comportamento similar é apresentado por Coish e Taylor (1979), que relacionam esta variação à cristalização sob diferentes taxas de resfriamento.

O aumento de TiO_2 e Al_2O_3 nas porções onde o resfriamento é mais rápido pode ser explicado por três fatores, segundo Grove e Bence (1977) :

- o aumento de Ti^{4+} e Al^{3+} é função direta da taxa de resfriamento. Neste caso, em condições de resfriamento rápido, o crescimento dos cristais é mais rápido que a difusão de impurezas, como o Ti^{4+} e o Al^{3+} . Desta forma, estes ions são aprisionados nos piroxênios. O resfriamento mais lento permite a expulsão destas impurezas da estrutura.
- em taxas crescentes de resfriamento, o intervalo de temperatura entre a cristalização do plagioclásio e do piroxênio é aumentado, fazendo com que mais Al seja disponível para o piroxênio antes do início da cristalização do plagioclásio;

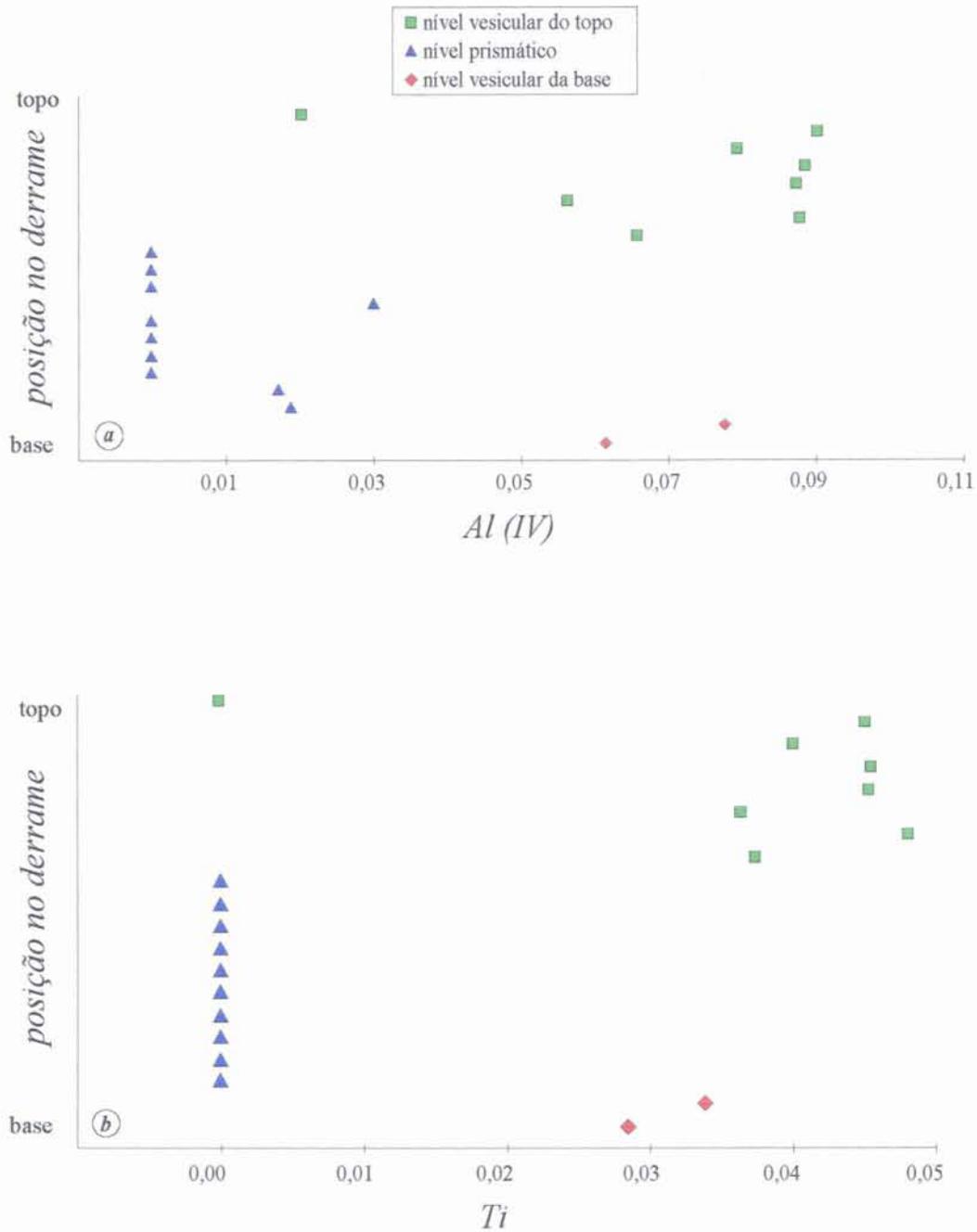


Fig. 6.4 Variações do Al (IV) (a) e do Ti (b) nos piroxênios, relacionadas com a posição da amostra no perfil vertical do derrame. Observa-se o marcado decréscimo no Al(IV) dos piroxênios da parte central do derrame, que apresentam valores mais constantes que os dos níveis vesiculares. O Ti apresenta comportamento semelhante. Os pontos representados correspondem às amostras da tabela 2.4.

- a entrada de Ti^{4+} nas augitas tem a função de equilibrar eletronicamente a estrutura, desequilibrada pela presença de Al^{3+} na posição tetraédrica (Kushiro, 1960; Le Bas, 1962; Brown, 1967; Nakamura e Coombs, 1973; Thompson, 1974).

Em condições de resfriamento rápido, há entrada de Al nas posições tetraédricas porque nestas condições o Si não dispõe de mobilidade suficiente para ocupar totalmente estas posições nos piroxênios.

A partir de resultados semelhantes, Huebner e Turnock (1980) sugerem que o grau de particionamento dos elementos menores entre os cristais de piroxênio e o líquido pode ser um indicador de condições de desequilíbrio na cristalização.

6.1.2 Plagioclásio

O plagioclásio representa a fase mineral mais abundante nestas rochas. São observadas três populações distintas que ocorrem em todos os níveis do derrame:

- (1) fenocristais prismáticos subédricos a euédricos;
- (2) cristais tabulares, subédricos a euédricos da matriz;
- (3) cristais ripiformes da matriz.

Os fenocristais e os cristais tabulares da matriz são labradorita a andesina, com teores de An que variam de 67 no centro dos grãos até An 38 nas bordas. Cristais tabulares da matriz na parte central do derrame podem atingir composições de An 20 - 25 (oligoclásio) na borda dos grãos. Os cristais ripiformes da matriz das amostras correspondentes às porções internas do derrame, colonados e entablamento, têm composições entre An 62 e 47 (Tab.5.6). As figuras 6.5c,d,e mostram as composições dos plagioclásios no nível colonado superior, entablamento e nível colonado inferior, respectivamente.

No nível vesicular do topo, a composição do plagioclásio ripiforme é mais sódica, com An entre 49 e 42 (Fig.6.5a). O nível vesicular da base apresenta as composições mais cálcicas e com menores variações, com An entre 65 e 56 para todas as populações (Fig.6.5b).

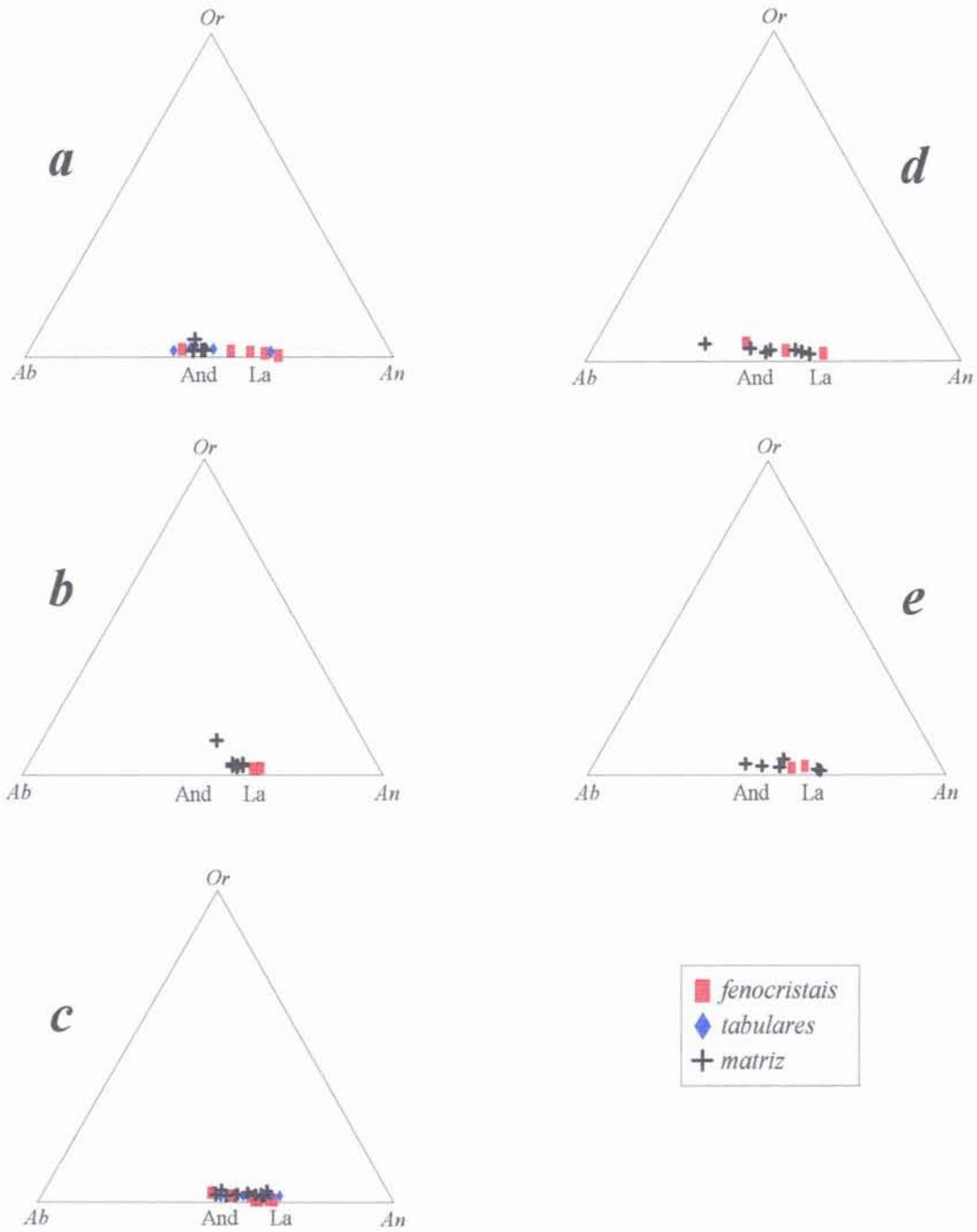


Fig. 6.5 Diagramas composicionais dos plagioclásios no sistema Ab-An-Or. (a) nível vesicular do topo; (b) nível vesicular da base; (c) colunado superior; (d) entablamento; (e) colunado inferior.

Trabalhos experimentais realizados por Schiffman e Lofgren (1981) mostram que a composição dos plagioclásios em relação aos elementos maiores varia com a taxa de resfriamento, o que explica os valores mais baixos de An dos colonados em relação à zona de pillow nas lavas estudadas por estes autores.

No presente trabalho, esta observação é válida para o nível vesicular inferior que contém os plagioclásios de composição mais cálcica e mais restrita.

Os plagioclásios dos níveis vesiculares apresentam um aumento de K em direção às bordas dos grãos. Os teores de ortoclásio variam de Or1 no centro até Or3 nas bordas. Nas porções internas do derrame, os fenocristais apresentam a mesma variação, com teores que vão de Or 1,5 no centro até Or 5 nas bordas. Entretanto, nos cristais da matriz o comportamento do K é inverso, há uma diminuição dos teores de Or na borda dos grãos.

Segundo os experimentos de Schiffman e Lofgren (1981), os elementos menores (Fe, Mg e K) são sensíveis à composição do líquido, e ao grau de fracionamento. Estes elementos menores são geralmente enriquecidos nas bordas dos cristais se houver uma crescente concentração destes no líquido durante a diferenciação. Sendo assim, em altas taxas de resfriamento, estes elementos concentrados nas interfaces cristal/líquido, são incorporados na estrutura do plagioclásio devido ao alto crescimento e baixa difusão associados a grande taxa de resfriamento. Esta observação está de acordo com o aumento de K nas bordas dos grãos nos níveis vesiculares (Fig. 6.6). Nas porções centrais do derrame, onde o resfriamento é mais lento não há incorporação de K à estrutura do plagioclásio. Há, entretanto, a formação de cristais de feldspato alcalino junto à superfície de contato dos plagioclásios (Fig. 6.7).

O Fe apresenta um comportamento semelhante ao K, com valores maiores nas bordas dos grãos nas amostras dos níveis vesiculares e comportamento inverso na parte interna do derrame. Observa-se também uma diminuição no conteúdo de Fe dos plagioclásios nos colonados e entablamento. Os teores variam de 0,6 a 1,5 nos níveis vesiculares e de 0,2 a 0,9 nas porções centrais. As figuras 6.8 mostram as variações nos teores de Fe para os diferentes valores de An nos diversos níveis estruturais do derrame.

Nos níveis vesiculares, há um aumento de Fe com a diminuição do teor de An (Fig.6.8a). Comportamento inverso ocorre nas porções centrais do derrame, onde a diminuição de An é acompanhada pela diminuição de Fe (Fig.6.8 b,c,d).

Para mesmos teores de An, os fenocristais possuem menores quantidades de Fe em relação à matriz adjacente e os plagioclásios formados nas posições onde o resfriamento é mais rápido apresentam maior conteúdo de Fe.

Experimentos mostram a relação entre o conteúdo de Fe e taxa de resfriamento dos plagioclásios (Schiffman e Lofgren,1981):

- (1) o enriquecimento em Fe com a diminuição no conteúdo de An é favorecido por taxas de resfriamento crescentes.
- (2) o conteúdo mínimo de Fe para um dado valor de An aumenta com o aumento na taxa de resfriamento.

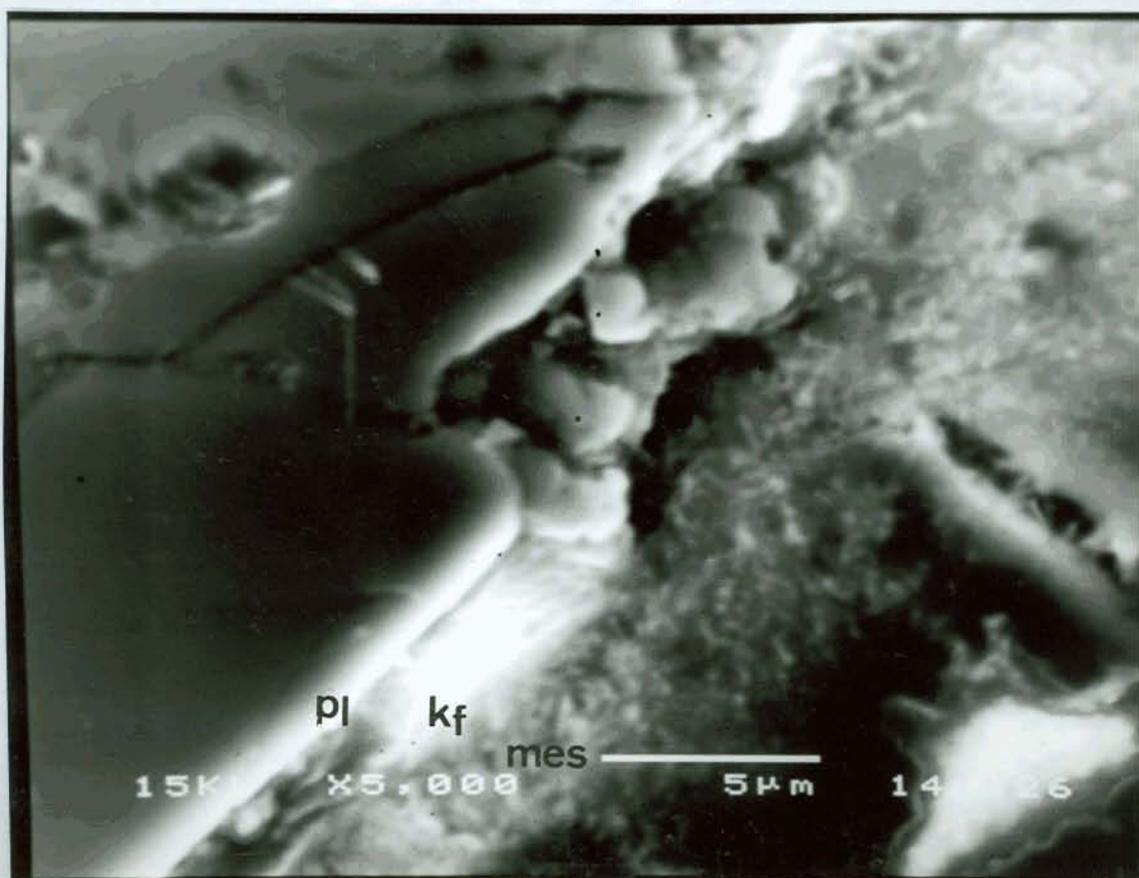
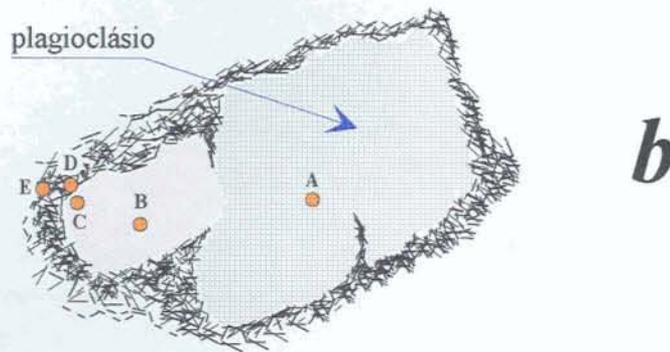
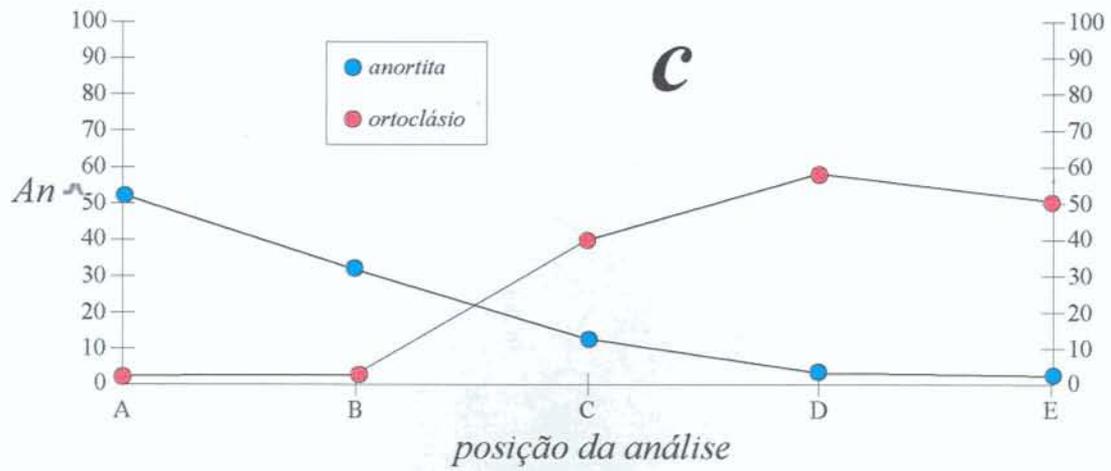


Fig. 6.7 Pequenos cristais de K-feldspato formados junto à superfície de plagioclásio no contato com a mesóstase criptocristalina. pl = plagioclásio; kf = K-feldspato; mes = mesóstase. MEV. 5.000x.



a

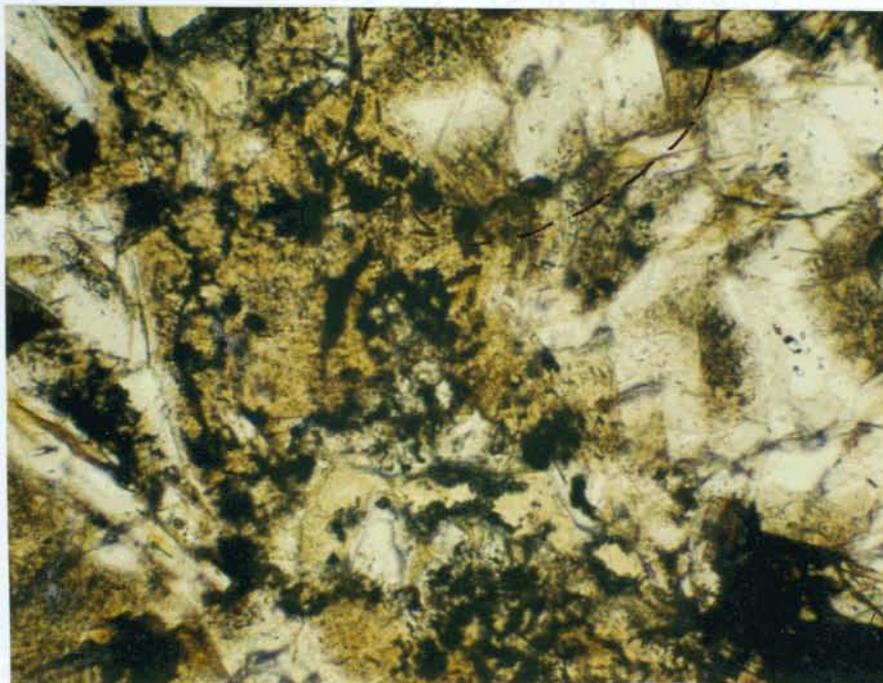


Fig.6.6 (a) Cristal de plagioclásio envolvido pela mesóstase criptocristalina (microscópio óptico, LN, 10x). (b) Os pontos A,B,C,D e E são locais de análises por microsonda eletrônica, cujas composições estão representadas em (c).

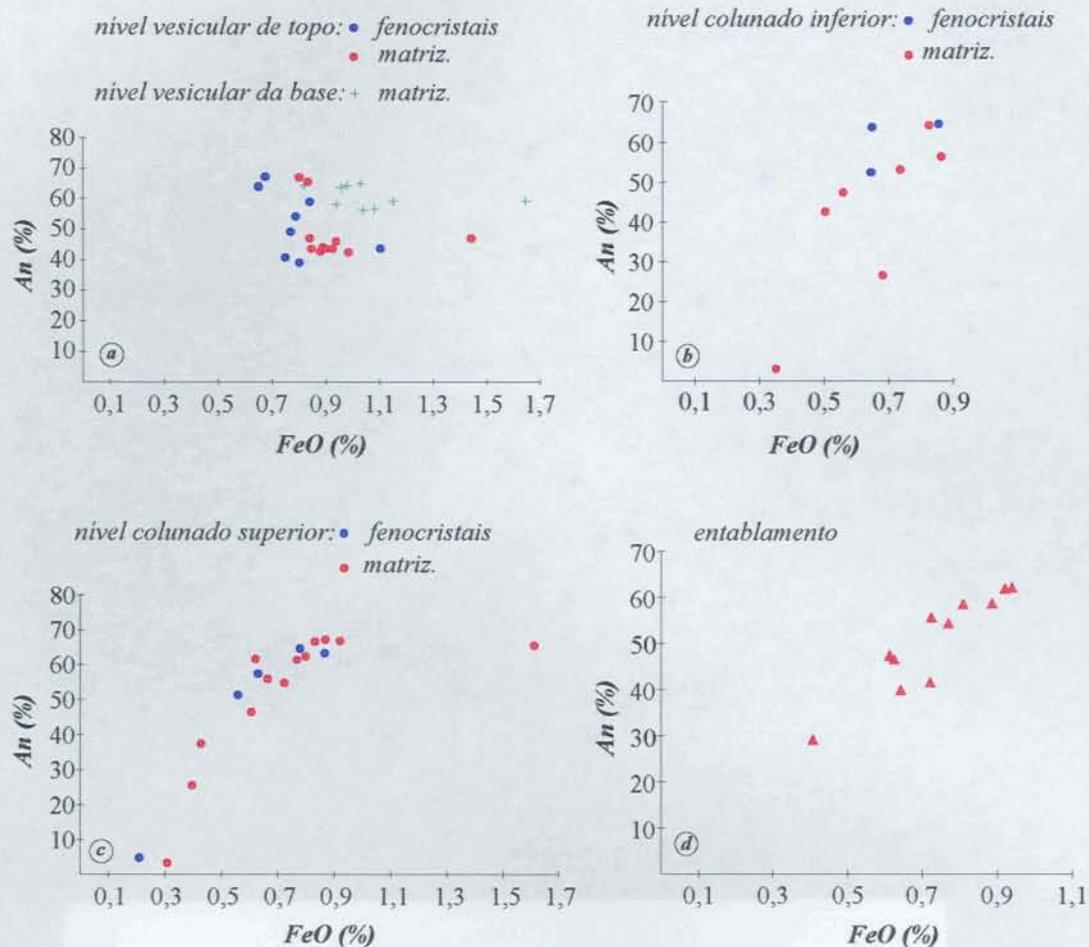


Fig. 6.8 Variações nos teores de An e FeO dos plagioclásios nos níveis vesiculares (a); colunado inferior (b); colunado superior (c). entablamento (d).

6.1.2 Óxidos

Os óxidos presentes nestas rochas pertencem ao sistema FeO - Fe₂O₃ - TiO₂. Ocorrem em todos os níveis estruturais do derrame e são classificados como Ti-magnetitas. Ilmenita está presente também como uma fase independente, porém, é pouco abundante e aparece como pequenos grãos exclusivamente nas partes centrais do derrame.

A Ti-magnetita apresenta invariavelmente intercrescimentos com ilmenita, classificados segundo a textura (de acordo com a nomenclatura de Buddington e Lindsley, 1964):

- intercrescimentos do tipo treliça (Fig.6.10a), em que as lamelas de ilmenita ocorrem ao longo dos planos $\{111\}$ da Ti-magnetita. Buddington e Lindsley (1964) consideram este tipo de intercrescimento como produto de oxidação-exsolução ou “oxiexsolução” em alta temperatura (subsolidus). As lamelas exsolvidas têm contatos retos e bem definidos com o hospedeiro. De modo geral, as terminações são na forma de cunhas o que é indicativo de difusão. As lamelas de cada conjunto no interior de um grão tendem a apresentar larguras uniformes, mas aparecem também lamelas maiores formadas pelo conjunto de várias pequenas lamelas.

- intercrescimentos do tipo sandwich (Fig.6.10b), caracterizado por lamelas espessas ao longo de um plano. Estas lamelas ocorrem em pequeno número, sendo mais comum a ocorrência de uma única. Os contatos são bruscos entre as lamelas e o hospedeiro. Em muitos locais observa-se a coexistência dos tipos treliça e sandwich, nestes casos, as lamelas sandwich predatam as outras (Haggerty, 1991). Os intercrescimentos do tipo sandwich podem ser produto de oxidação ou de cristalização primária (Haggerty, 1991).

- intercrescimentos do tipo composto, formado por inclusões euédricas a anédricas, semelhantes a grãos de ilmenita dentro da Ti-magnetita. Estas inclusões têm contatos bruscos e raramente obedecem a uma orientação geométrica em relação ao hospedeiro.

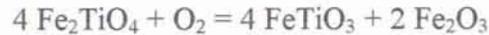
Os três tipos texturais aparecem simultaneamente nas rochas estudadas; em muitos casos são encontrados no mesmo grão.

As texturas em treliça são consideradas como resultado de “oxidação-exsolução”, enquanto as do tipo sandwich e compostas podem ser produzidas tanto por cristalização primária, como por oxidação posterior. Este processo de oxidação se desenvolve em condições de baixa pressão e moderada temperatura ($>600^{\circ}\text{C}$) (Haggerty, 1991) devido a um resfriamento lento da lava (Readman e O'Reilly, 1971).

O'Reilly e Banerjee (1967), em experimentos de oxidação de Ti-magnetita rica em Ti, em alta temperatura, obtiveram como produto uma mistura de Ti-magnetita pobre em Ti com lamelas de ilmenita.

Haggerty (1991) distingue vários estágios de oxiexsolução, sendo que, nas rochas estudadas, as texturas correspondem ao estágio C2, em que há grande

quantidade de Ti-magnetita com lamelas de ilmenita e C3, que se caracteriza por uma magnetita pobre em Ti como hospedeiro, com grande densidade de lamelas exsolvidas de ilmenita (Fig.6.10a,b). A reação típica das assembléias C3 é:



A Ti-magnetita é mais preservada nas porções centrais do derrame, principalmente na entablamento, onde aparecem também pequenos cristais de ilmenita. A composição química da Ti-magnetita e ilmenita é apresentada na tabela 2.6 do anexo I.

Processos de oxidação sobre estes minerais prosseguem além do estágio C3 descrito acima, em direção a C4 (Fig.6.10c). A alteração dos intercrescimentos Ti-magnetita + ilmenita produz uma assembléia de mais alto estado de oxidação.

Nas partes mais centrais do derrame, entablamento e colonados, observa-se a transformação da Ti-magnetita em Ti-hematita.

As lamelas de ilmenita são transformadas em Ti-hematita + rutilo. Esta transformação aparece em graus variados e com a preservação da geometria da exsolução de ilmenita, de forma que os planos {111} podem ser ainda reconhecidos mesmo nos estágios mais avançados de oxidação. Com a crescente oxidação, as lamelas exsolvidas tornam-se mais brancas, com maior poder refletor, e graus variados de anisotropia, característicos da hematita. A Ti-magnetita hospedeira torna-se relativamente mais escura. Embora a oxidação atinja o grão inteiro, as mudanças mais visíveis acontecem na ilmenita, e são mais intensas nas bordas dos grãos. Áreas relictas de Ti-magnetita persistem nas rochas, nas porções internas do derrame.

Nos níveis vesiculares, a substituição por hematita é total, praticamente não restando mais Ti-magnetita (Fig.6.10c). A Ti-hematita tem cor muito mais branca que nos níveis centrais e é mais intensamente anisotrópica. A presença de hematita indica alta fugacidade de oxigênio, $f\text{O}_2$ maior que MF.

A oxidação da Ti-magnetita para Ti-maghemita é parcialmente superposta a esta sequência de oxidação de alta temperatura. É restrita aos grãos de Ti-magnetita e ocorre principalmente nas bordas dos grãos quando em contato com a mesóstase. Este processo é menos pronunciado que a formação de hematita.

A maghemita é metaestável e inverte para hematita entre 590 e 650 °C (Gheith, 1952). A formação de maghemita sintética requer água ou H⁺ na estrutura para sua estabilização (Swaddle e Oltmann, 1980; Waychunas, 1991). A transformação magnetita - maghemita ocorre rapidamente em presença de água de forma a preservar a estrutura do espinélio durante a oxidação (Swaddle e Oltmann, 1980).

A oxidação da magnetita para maghemita tem sido considerada como de baixa temperatura (300° C - 100° C) (Readman e O'Reilly, 1970), em contato com fluidos hidrotermais que oxidam e removem o Fe²⁺, mantendo a taxa Ti/O constante (Banerjee, 1991; Furuta e Otsuki, 1985)

Pode também se formar por intemperismo (Akimoto e Kushiro, 1960).

Os processos de oxidação ocorrem de forma geral em todo o derrame; entretanto, a sua intensidade varia nos diferentes níveis, como ilustra a figura 6.10.

Observa-se que nas partes centrais do derrame há maior preservação da Ti-magnetita e o processo de exsolução é mais avançado, chegando a formar grãos individuais de ilmenita (amostras FW12, FW6, FW30 e FW27). Esta alteração resulta na formação de assembléia do tipo C3 e avança até a ocorrência de Ti-hematita + magnetita. Maghemita aparece de forma muito restrita nestes níveis.

Em direção às bordas do derrame, inferior e, principalmente superior, intensificam-se os processos de alteração, com a transformação quase total da Ti-magnetita. A hematita, resultante da oxidação da Ti-magnetita é mais abundante no centro do derrame, onde o processo de maghemitização é menos intenso. Nos níveis vesiculares, a hematita é também transformada em maghemita, que se torna mais abundante nesse nível.

O processo de oxidação da Ti-magnetita para magnetita + lamelas de ilmenita não é acompanhado de alteração visível dos silicatos, provavelmente por se dar ainda em condições subsolidus. Entretanto, a oxidação mais extrema, que resulta na formação da hematita, é associada à alteração dos silicatos, especialmente da olivina e do piroxênio.

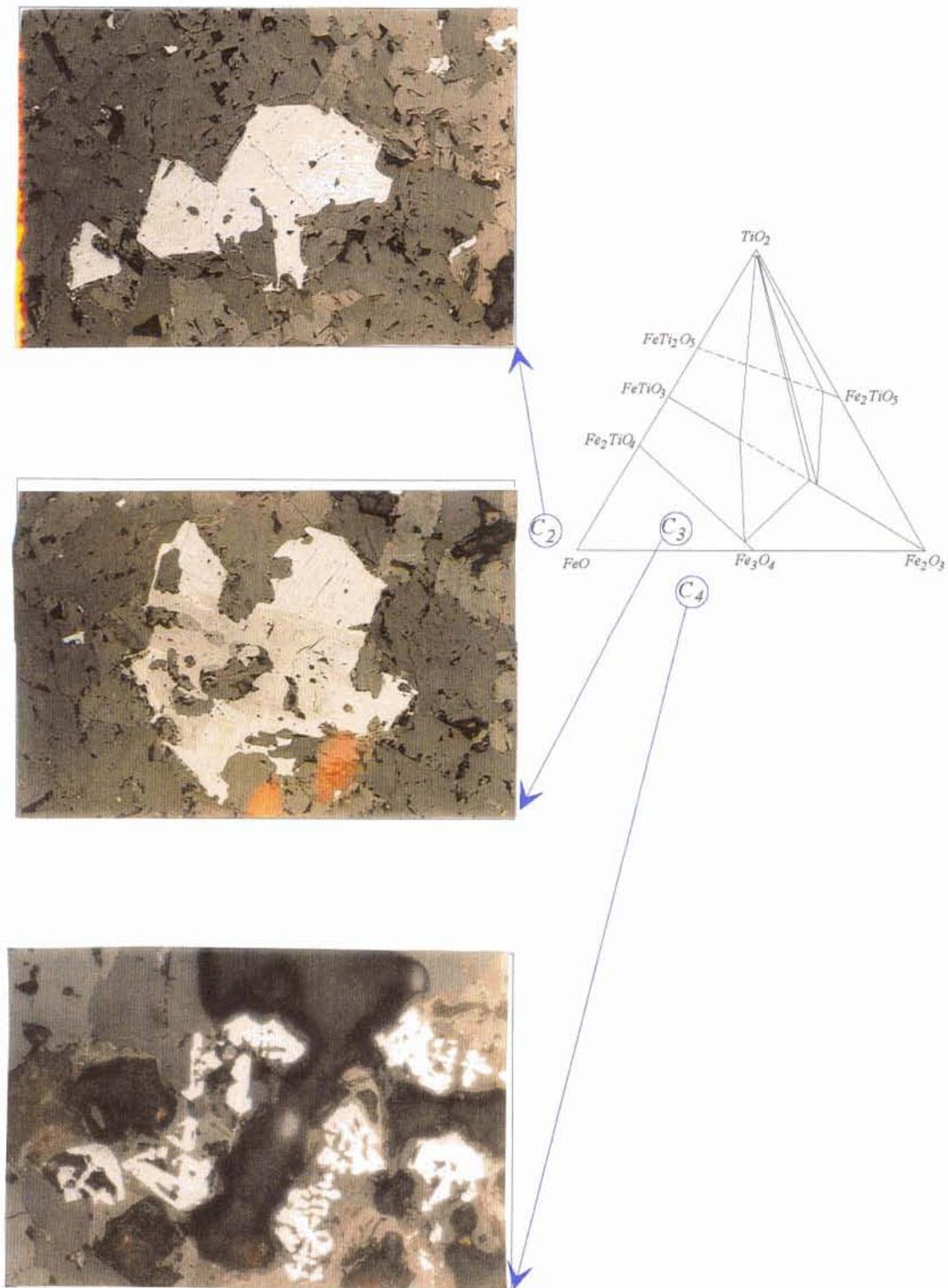


Fig.6.10 Diagrama composicional dos óxidos de Fe-Ti onde são localizadas as assembléias C2 (a), C3 (b) e C4 (c).

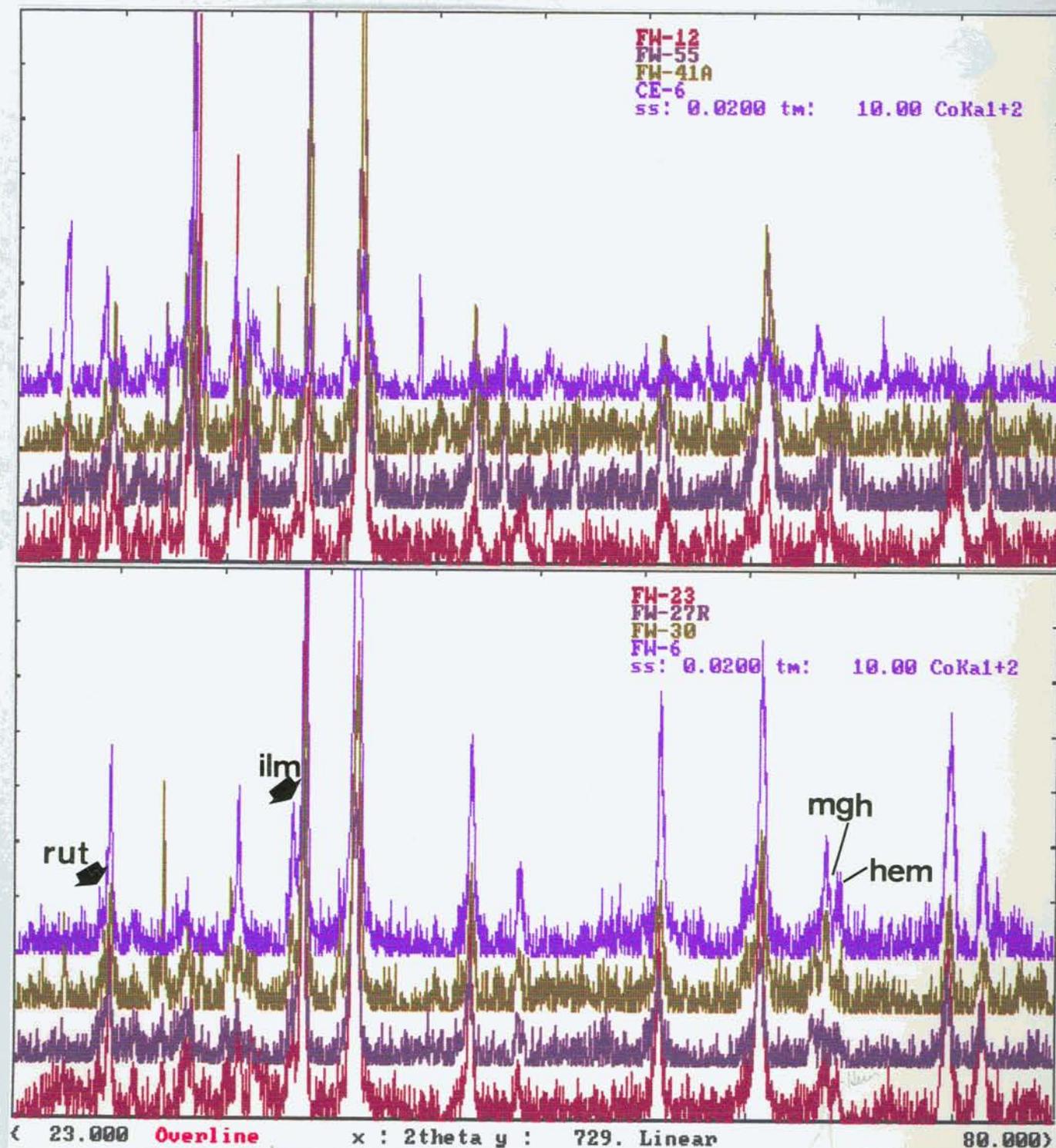


Fig.6.11 Difractogramas de raiosX dos minerais opacos nos diferentes níveis do derrame. FW23, FW27R: colunado inferior; FW30, FW6: entablamento; FW12: colunado superior; FW55: topo do colunado superior; FW41A: base do nível vesicular; CE6: nível vesicular do topo.

As mudanças texturais e estruturais observadas ao longo do derrame e conduzidas pelas heterogeneidades no processo de resfriamento, têm profunda influência sobre a maneira como os eventos tardi-magmáticos vão se processar, e, por conseguinte, na natureza das fases minerais tardias, assim originadas.

6.2 A DISTRIBUIÇÃO DAS FASES MINERAIS TARDIAS

A cristalização das fases primárias, que constroem o arcabouço da rocha, produz um resíduo que vai se posicionar nos espaços deixados entre os grãos. Dependendo do grau de cristalização da rocha, a quantidade de resíduo deve variar, bem como a sua composição, que tende a concentrar H_2O e outros constituintes residuais nestes pequenos e isolados sítios intersticiais e também nas vesículas e fraturas da rocha.

A cristalização deste líquido residual dá origem às fases minerais tardias, que se formam após a cristalização magmática ($T < 980^\circ C$), por isso, considerada como cristalização tardi-magmática. O resfriamento muito rápido (“quench”) das lavas submarinas resulta na formação de vidro intersticial, entretanto, a resfriamento comparativamente mais lento dos derrames subaéreos possibilita a cristalização direta do resíduo, originando progressivamente K-feldspato, cristobalita, quartzo e, com o aumento da concentração de H_2O no resíduo, as fases hidratadas como argilominerais e zeolitas.

As fases tardias ocorrem em sítios bem definidos na rocha:

- 1 - como substituição de olivinas e, secundariamente, piroxênios e plagioclásios;
- 2 - precipitados nos espaços inter-granulares;
- 3 - preenchendo vesículas;
- 4 - precipitados nas fraturas.

6.2.1 Minerais de Alteração

Antigos cristais de olivina, localizados nos níveis vesiculares e no colunado superior encontram-se completamente transformados para um material argiloso de cor verde - marron, que ocupa a totalidade dos antigos grãos. Associada a este material há

formação de hematita, principalmente nas bordas e nas fraturas internas dos grãos. As formas arredondadas e o fraturamento característico das olivinas permitem a identificação deste processo de alteração com pseudomorfose.

A pequena quantidade de olivina originalmente encontrada na rocha e, conseqüentemente dos seus produtos de alteração, impossibilitaram a amostragem desse material para caracterização química.

Os piroxênios apresentam feições de alteração nas bordas e nas fraturas internas dos grãos. Os processos de alteração observados são (1) oxidação, com a formação de hematita que acaba por delinear os contornos dos grãos (Fig.6.12); (2) alteração para argilominerais, especialmente junto às fraturas dos grãos.

Esta alteração se dá tanto nas augitas como nas pigeonitas, independente da textura e do posicionamento da rocha no derrame.

No nível vesicular do topo observa-se um maior grau de alteração dos piroxênios. Os grãos apresentam as superfícies de contato recobertas por argilominerais que penetram também nas fraturas e se espalham pela mesóstase (Fig.6.13).

Os plagioclásios que ocorrem nos níveis colundos e entablamento, em geral, não apresentam alteração, mostram bordas retas e nítidas tanto no contato com piroxênios e Ti-magnetitas, como com a mesóstase.

Nas proximidades das fraturas, especialmente nos contatos com o material que preenche os veios, é observada a alteração do plagioclásio, que mostra feições de dissolução nas bordas dos grãos, com a formação de albita (Fig.6.14). A presença de albita como alteração do plagioclásio é muito restrita.

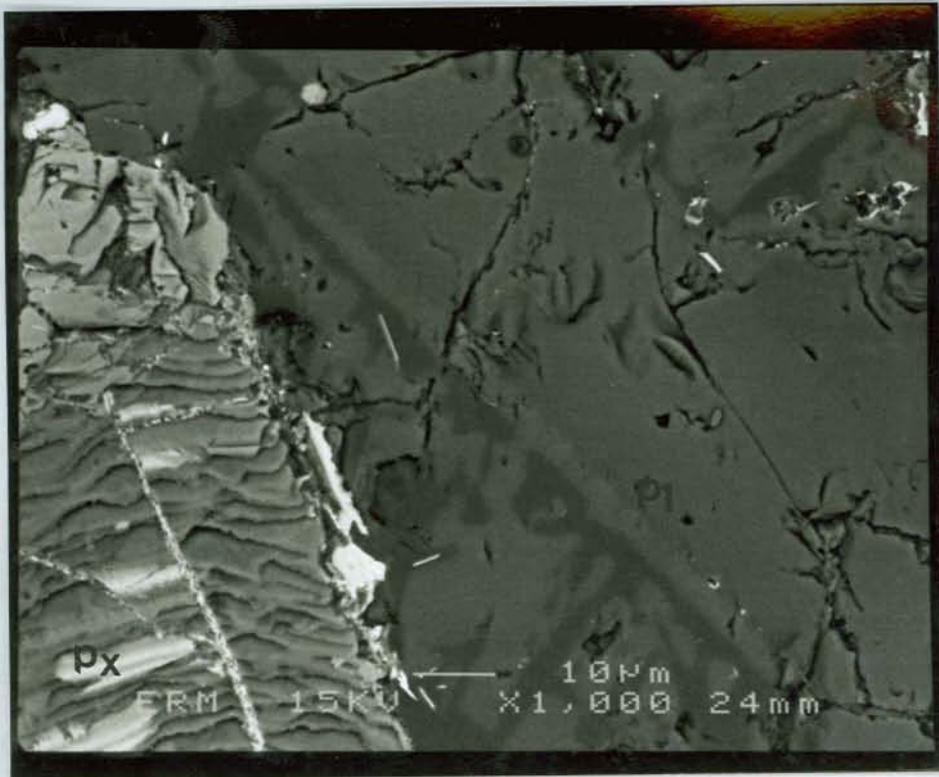


Fig. 6.12 Cristal de piroxênio com fraturas internas e superfície de contato marcadas pela presença de grãos de hematita. MEV (eletrons retro-espalhados) 1000x. px = piroxênio; pl = plagioclásio.

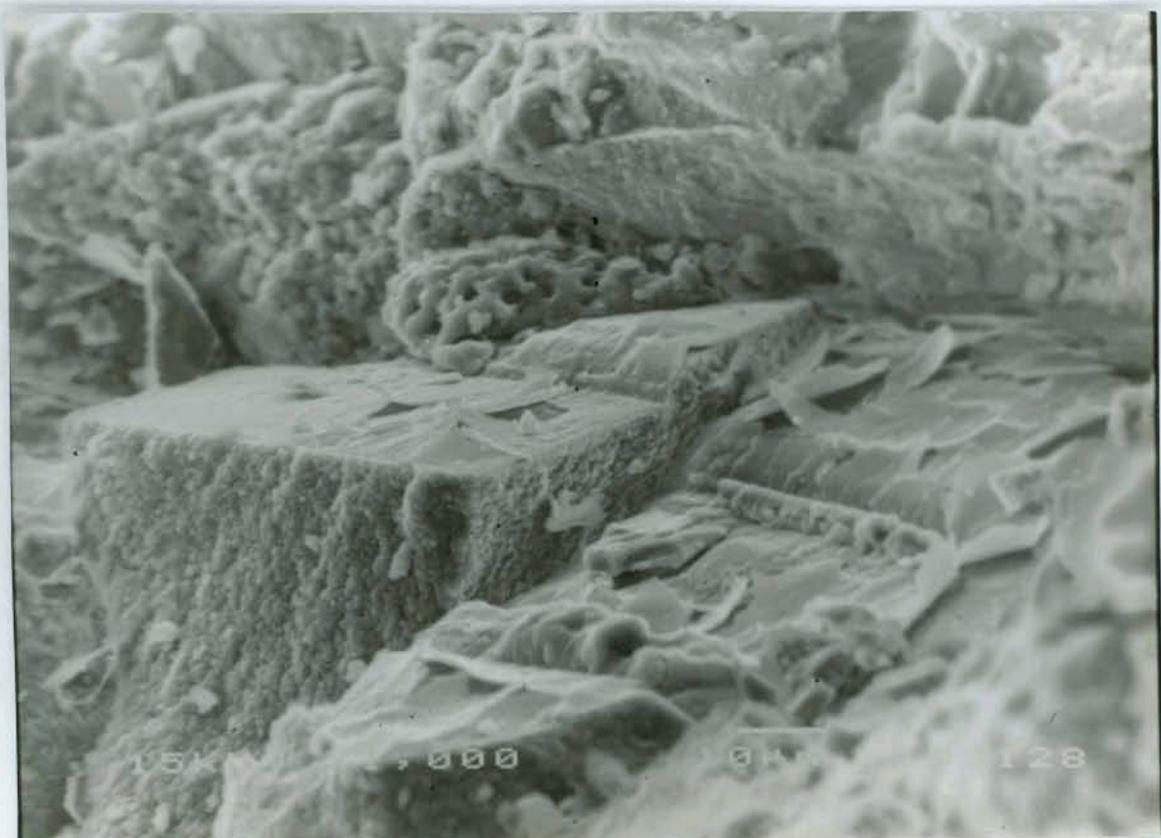


Fig. 6.13 Cristal de piroxênio do nível vesicular do topo, com a superfície recoberta por argilominerais. MEV (eletrons retro-espalhados) 1000x.

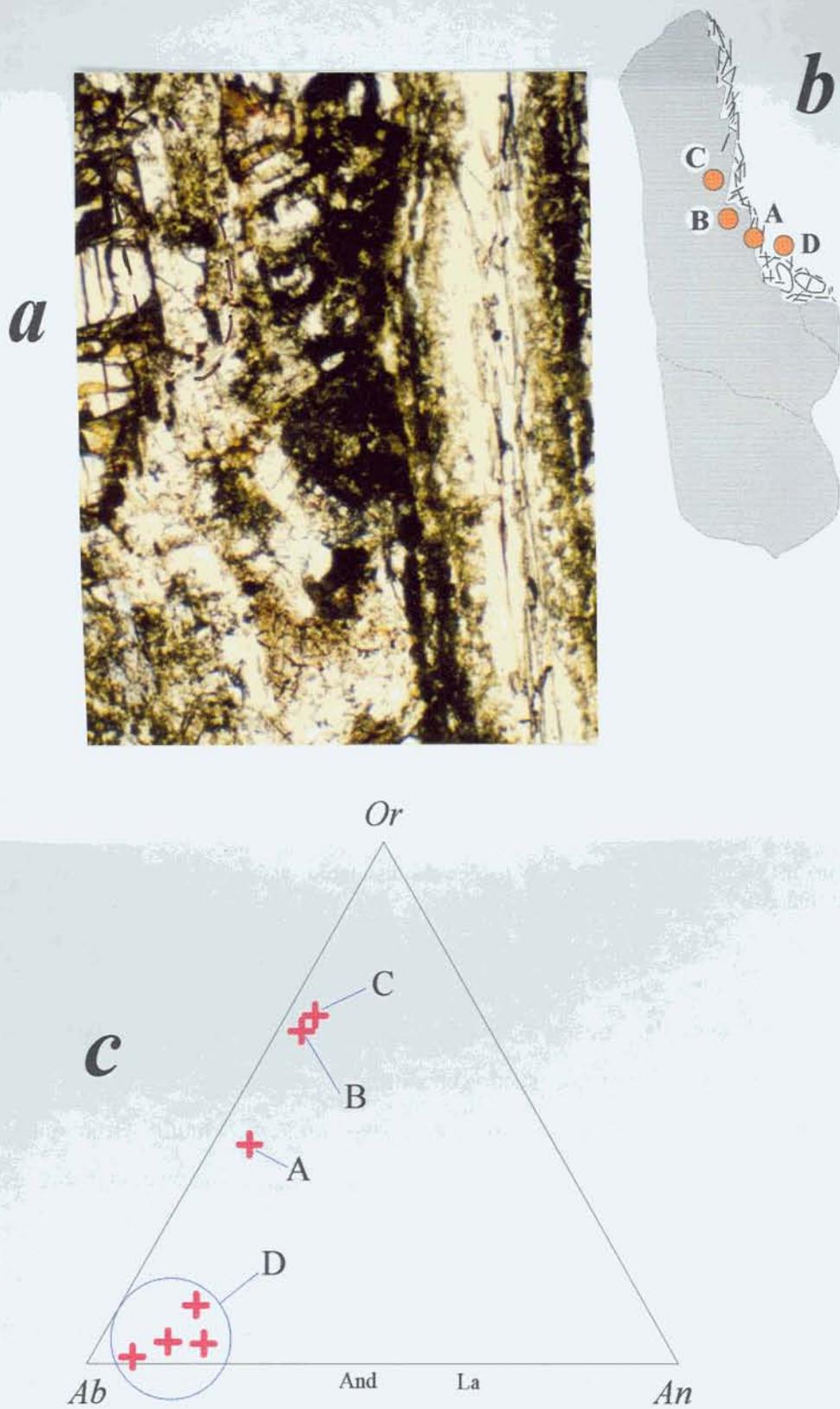


Fig.6.14 Plagioclásio situado próximo à fratura, mostrando feições de dissolução, com a formação de albita (ponto D). As bordas tem composições mais ricas em Or (pontos A, B e C) Microscópio óptico.LN.20x.

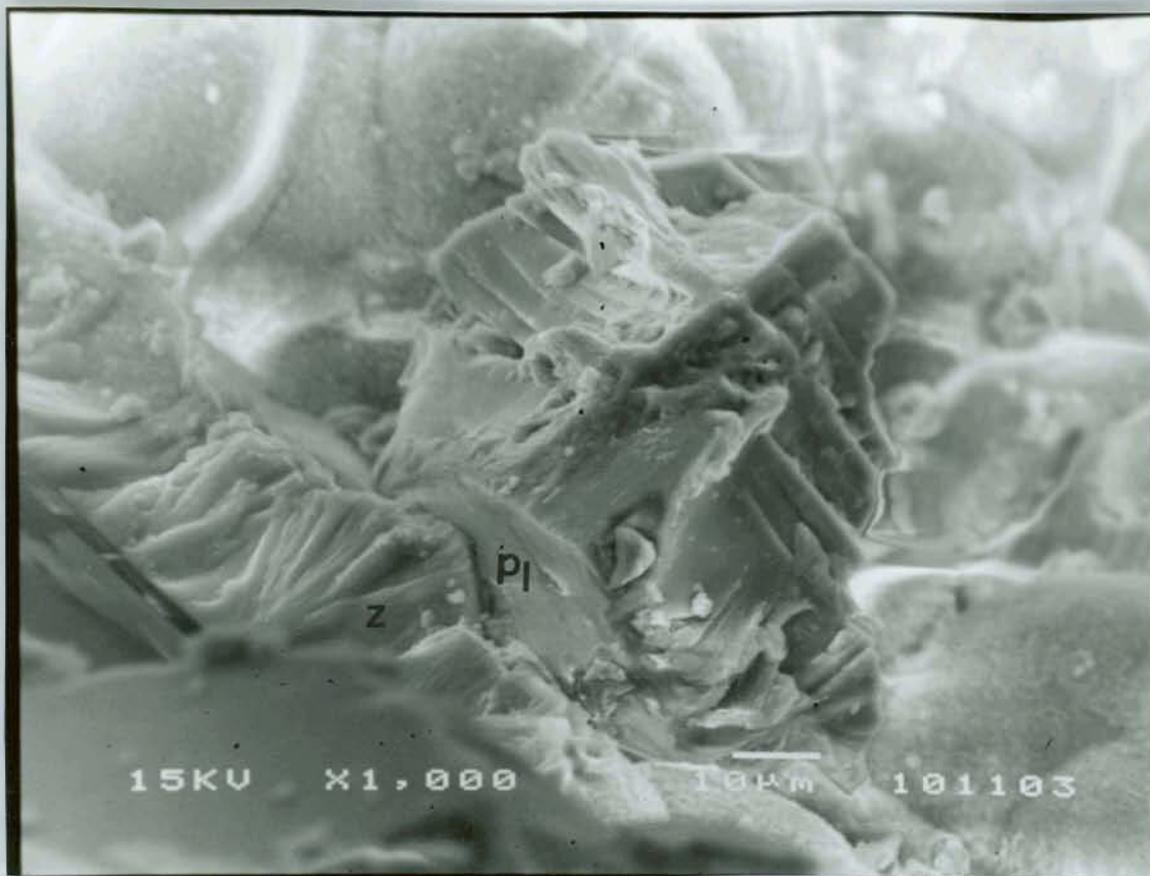


Fig. 6.15 Plagioclásio mostrando feições de dissolução, associado à formação de zeólita. MEV (eletrons retroespalhados).1.000x.

No nível vesicular, observa-se uma maior alteração do plagioclásio. Este apresenta feições de dissolução, sendo encontrados restos de cristais corroídos, especialmente nas proximidades das vesículas, onde é muito freqüente a desestabilização do plagioclásio, com a dissolução e formação de zeólita sobre esse grãos (Fig.6.15).

Também os cristais de plagioclásio da matriz, quando em contato com as zeólitas que ocorrem nos espaços intersticiais apresentam feições de alteração, como bordas corroídas.

No nível vesicular, a alteração do plagioclásio não leva à produção de albita, mas está associada à formação de zeólitas e mais raramente argilominerais.

6.2.2 Minerais precipitados nos espaços intergranulares

Os espaços intersticiais, também chamados de cavidades dikitaxíticas, são resultantes da formação da rede de cristais interconectados que se dá ao final da cristalização da matriz da rocha, que acaba por delimitar espaços angulosos intergranulares.

A análise petrográfica feita ao microscópio eletrônico de varredura, mostrou que este material intersticial, que representa o fluido residual, tem uma cristalinidade variável conforme a posição em que ocorre no derrame. As diferenças de cristalinidade resultam das diferentes taxas de resfriamento da rocha entre as partes mais próximas das bordas e as do centro do derrame.

Como apresentado no capítulo V, a mesóstase nos níveis vesiculares é criptocristalina, aumentando o grau de cristalização em direção ao centro do derrame, onde são vistos, mesmo ao microscópio óptico, cristais automorfos de quartzo (cristobalita?), cristais de K-feldspato e agregados fibro-radiados de argilominerais.

A composição da mesóstase foi determinada por análises ao microscópio eletrônico de varredura e por microsonda eletrônica. Nos níveis vesiculares, muitas das análises representam misturas de fases, provavelmente devido à baixa cristalinidade do material nestes sítios.

De modo geral, a cristalização do resíduo nos interstícios dos grãos resultou na formação de K-feldspato, (albita localizadamente), cristobalita, quartzo, e argilominerais. As relações texturais mostram que estas fases minerais precipitaram diretamente a partir do líquido residual. Não são observadas feições resultantes de alteração do material da mesóstase.

No nível vesicular da base, são encontradas as composições menos diferenciadas, especialmente nas proximidades das vesículas. Há grande quantidade de SiO_2 , K_2O e Al_2O_3 , e quantidades variadas de FeO , MgO , CaO e Na_2O , sugerindo misturas de composições de piroxênio, K-feldspato, albita, cristobalita e quartzo.

O material intersticial localizado no interior da rocha, sem contato direto com as vesículas, apresenta composições correspondentes a misturas de fases, mas também foram obtidas análises correspondentes a piroxênios e a K-feldspatos.

No nível vesicular de topo, os espaços entre os grãos do arcabouço são amplamente dominados pela presença de argilominerais e zeolitas. Nestes locais, a

interconecção das vesículas com mesóstase provoca a ampla cristalização destes minerais, modificando a textura original da rocha e causando alteração nos minerais primários (Fig.6.16).

A composição química da mesóstase nos níveis vesiculares é apresentada na tabela 3.6 do anexo I.

A zona central do derrame se caracteriza pela menor quantidade de mesóstase e pelo maior grau de cristalinidade da mesma.

Nos níveis colonados superior e inferior, os espaços intersticiais constituem diferentes associações mineralógicas, que podem ser constituídas por: (1) material micro-cristalino, geralmente de cor marrom, acompanhado pela ocorrência de apatitas na forma de agulhas e de pequenos cristais de magnetita (Fig.6.17); (2) material micro-cristalino de cor marron, associado a argilominerais; (3) material micro-cristalino + argilominerais + quartzo (cristobalita?) (Fig.6.17).

As análises químicas, por microsonda eletrônica, do material micro-cristalino revelaram composições, em geral, mais diferenciadas do que aquelas dos níveis vesiculares. De modo geral, as análises obtidas refletem misturas de quartzo e K-feldspato, este com altos teores de Na₂O, obtendo-se, mais raramente, composições de albita. A composição química da mesóstase neste nível é apresentada na tabela ... do anexo I.

Na porção mais central do derrame, correspondente ao entablamento, o grau de cristalinidade do material intersticial é maior, são distinguidos cristais de quartzo e K-feldspato ao microscópio óptico.

As associações mineralógicas que ocupam os espaços intersticiais são compostas por: (1) argilominerais; (2) argilominerais + quartzo (cristobalita?); (3) argilominerais + quartzo (cristobalita?) + K-feldspato (Fig.6.18) ; (4) argilominerais + quartzo (cristobalita?)+ K-feldspato + albita.

Ao argilominerais constituem agregados fibrosos, muitas vezes radiados, de cristais de cor verde a verde amarelado, ao microscópio óptico (Fig.6.19).

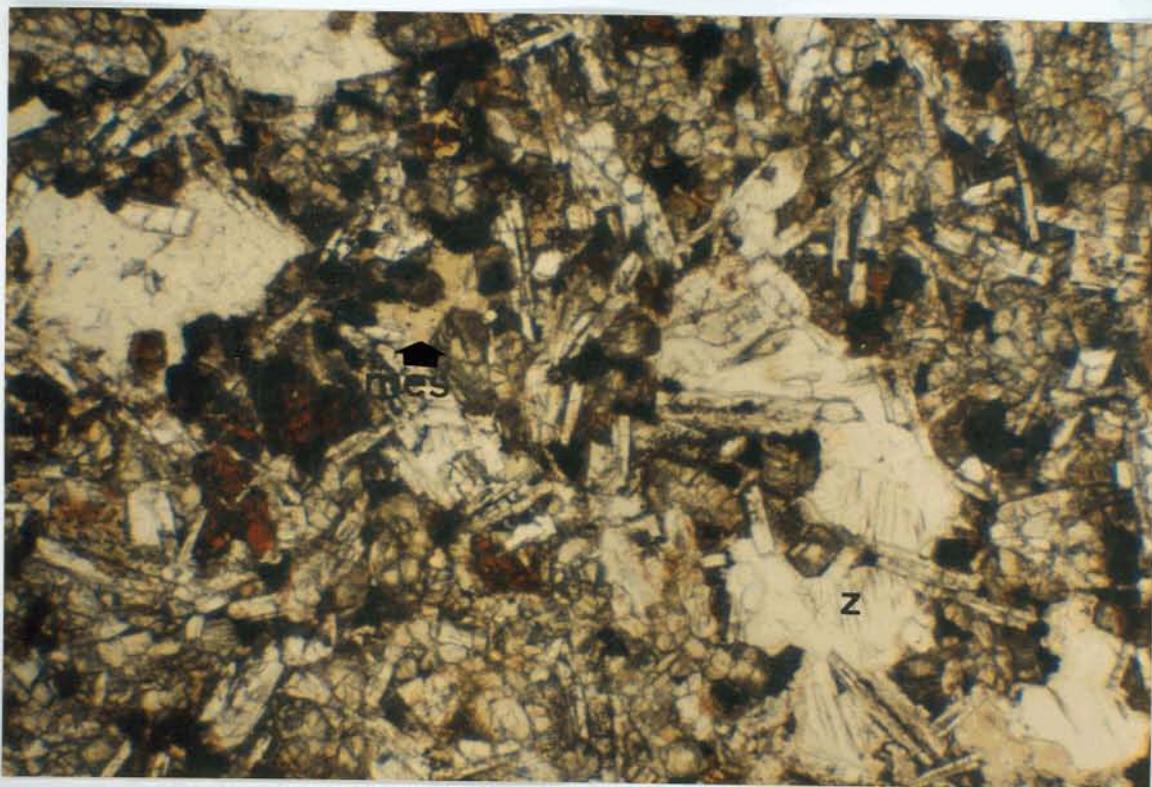


Fig. 6.16 Aspecto do nível vesicular do topo, em que os espaços intergranulares são ocupados pela mesóstase e zeolitas. Mes = mesóstase; Z = zeolitas. Mópt. LN. 40x.

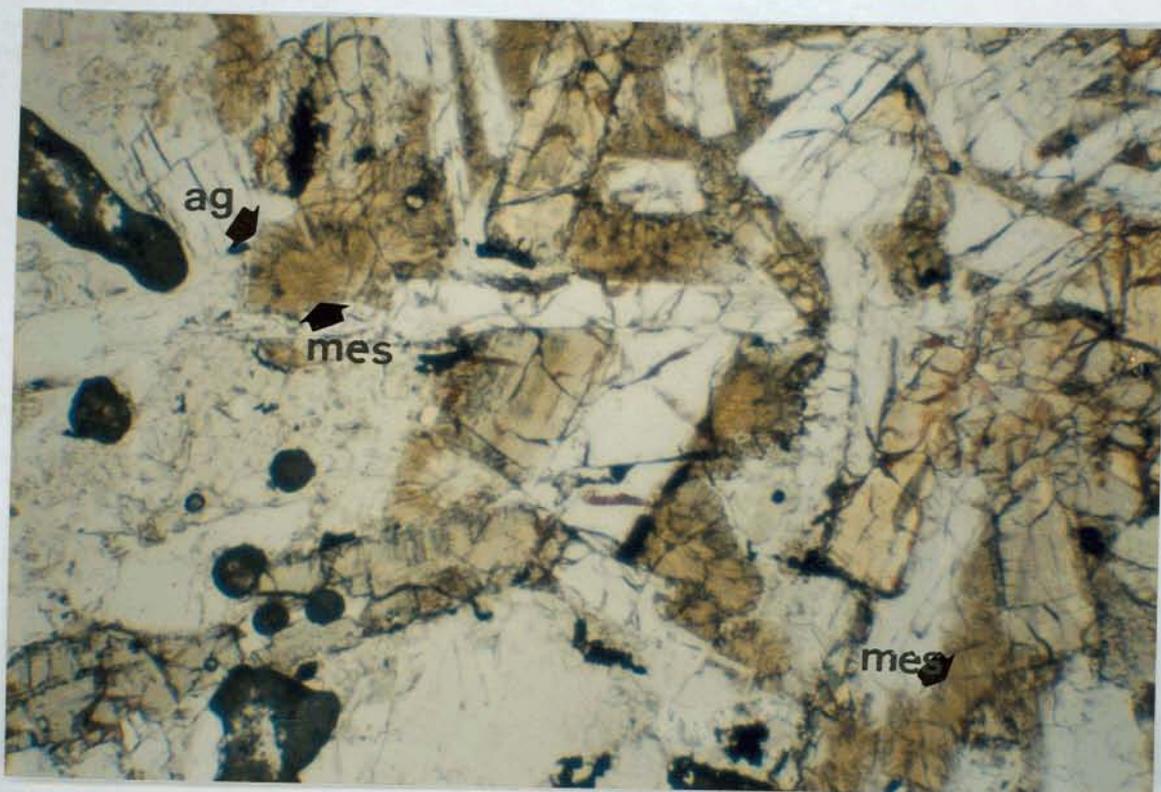


Fig.6.17 Aspecto do material cristalizado nos espaços intergranulares no nível colunado, constituído por material microcristalino + argilominerais. Mes = mesóstase; Ag = argilominerais. Mópt. LN. 40x.

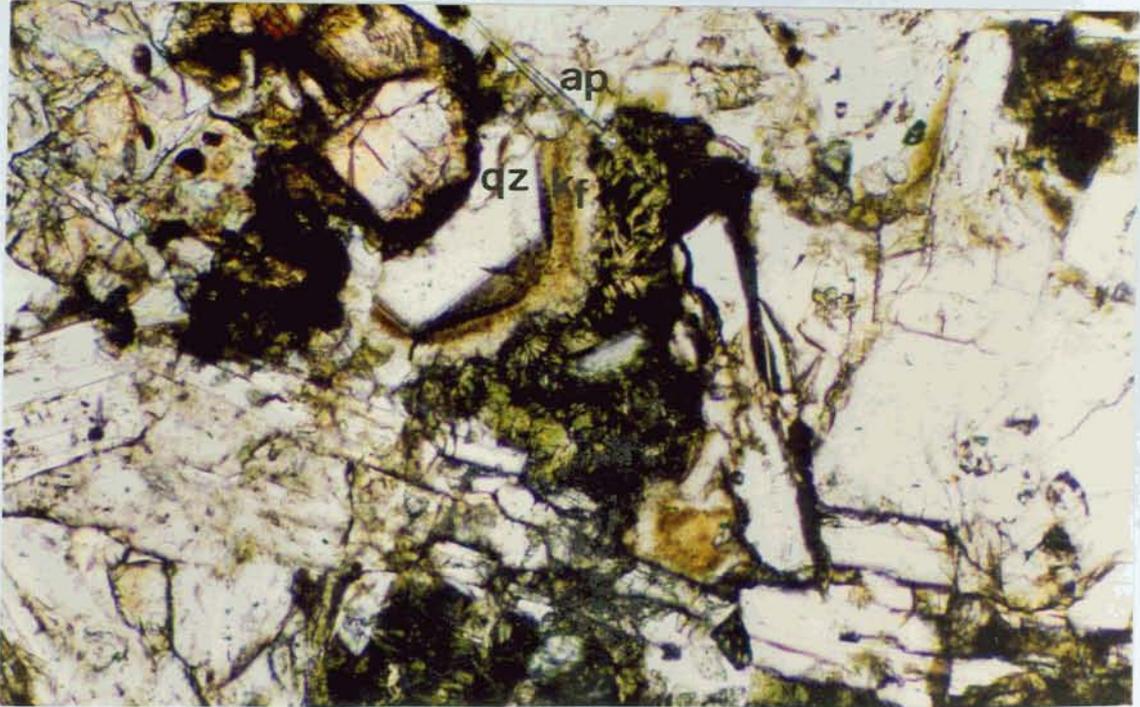


Fig. 6.18 Aspecto do material cristalizado nos espaços intergranulares no entablamento, constituído por quartzo+K-feldspato+argilominerais. qz = quartzo; kf = K-feldspato; ag = argilominerais; ap = apatita. Mópt. LN. 20x.

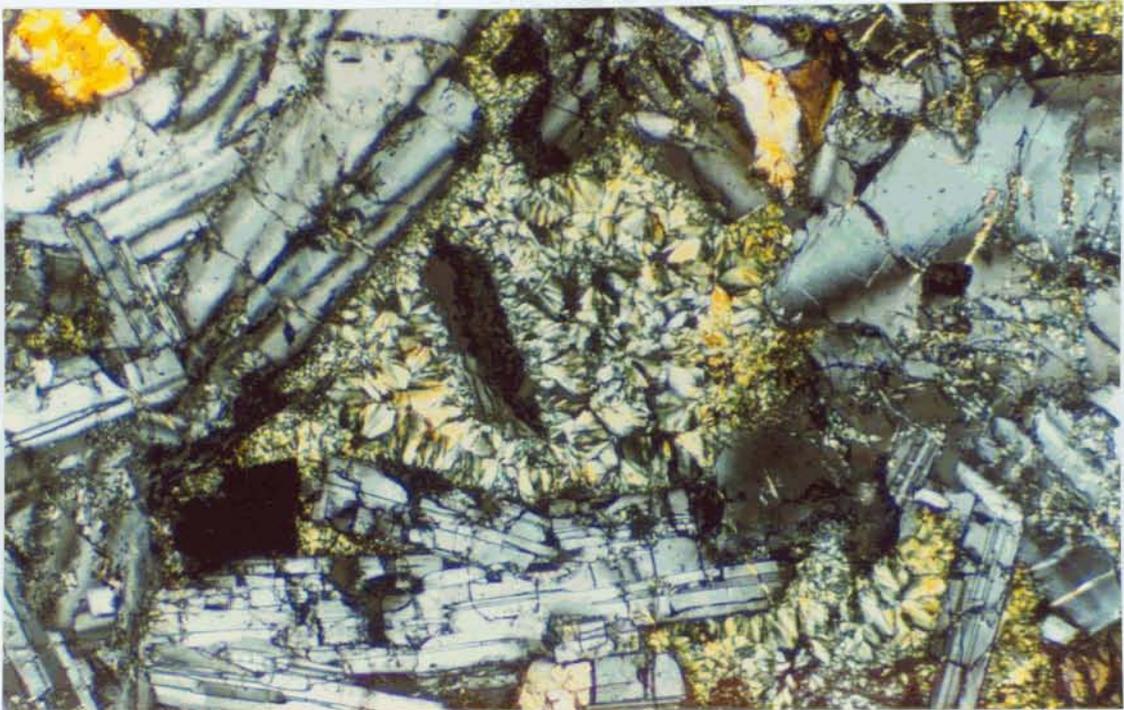


Fig.6.19 Agregados de argilominerais preenchendo os interstícios dos grãos da matriz no entablamento. Mópt. LP.40x.

O grau de cristalinidade é muito variado, podendo ser observada uma zonação, com pequenos cristais junto à interface matriz/mesóstase, aumentando os tamanhos no interior das cavidades.

Pode ocorrer também material microcristalino semelhante ao dos níveis colonados. Este material apresenta composição química que sugere misturas de K-feldspato e quartzo. As análises químicas de K-feldspatos, onde não há misturas com quartzo, revelam altos teores de Na₂O, entre 2,5 e 4,5%.

A composição química da mesóstase, neste nível é apresentada na tabela 3.6 do anexo I.

Análises por difração de raios X da fração menor que 2 µm, feitas com o objetivo de caracterizar os argilominerais que ocorrem nos espaços intersticiais ao longo do derrame, de modo geral, mostram a existência de outras fases associadas aos argilominerais. Observa-se a presença de picos correspondentes a K-feldspato e a cristobalita e também ao quartzo. Estes resultados estão de acordo com as observações feitas ao MEV, que revelaram a presença destes minerais na fração muito fina, é interessante, porém, a ocorrência dos picos característicos da cristobalita e também do quartzo nestes locais.

Foram analisadas, por difração de raios X, amostras pertencentes a todos os níveis do derrame, cujos resultados encontram-se sintetizados na tabela 1.6 do anexo III.

Observa-se a ocorrência predominante de esmectita (S) pura, caracterizada pela expansão da reflexão 001, após tratamento com etileno glicol, de 15-15,2 Å até 17-17,3 Å (Fig. 6.20a, b). Aparecem também interestratificados de esmectita e clorita (S/C). A menor expansão indica maior porcentagem de camadas de clorita (Fig. 6.20c).

A amostra FW1 mostra uma diminuição na porcentagem de clorita com a diminuição da granulometria da amostra (< 0,02µm).

O parâmetro "b" é de difícil caracterização ao raio X devido às misturas de fases minerais, especialmente feldspato e quartzo, que ocorrem mesmo nas frações <2µm. No entanto, quando estas análises foram possíveis, obteve-se valores próximos de 1,54 Å, que são compatíveis com a estrutura trioctaédrica da saponita.

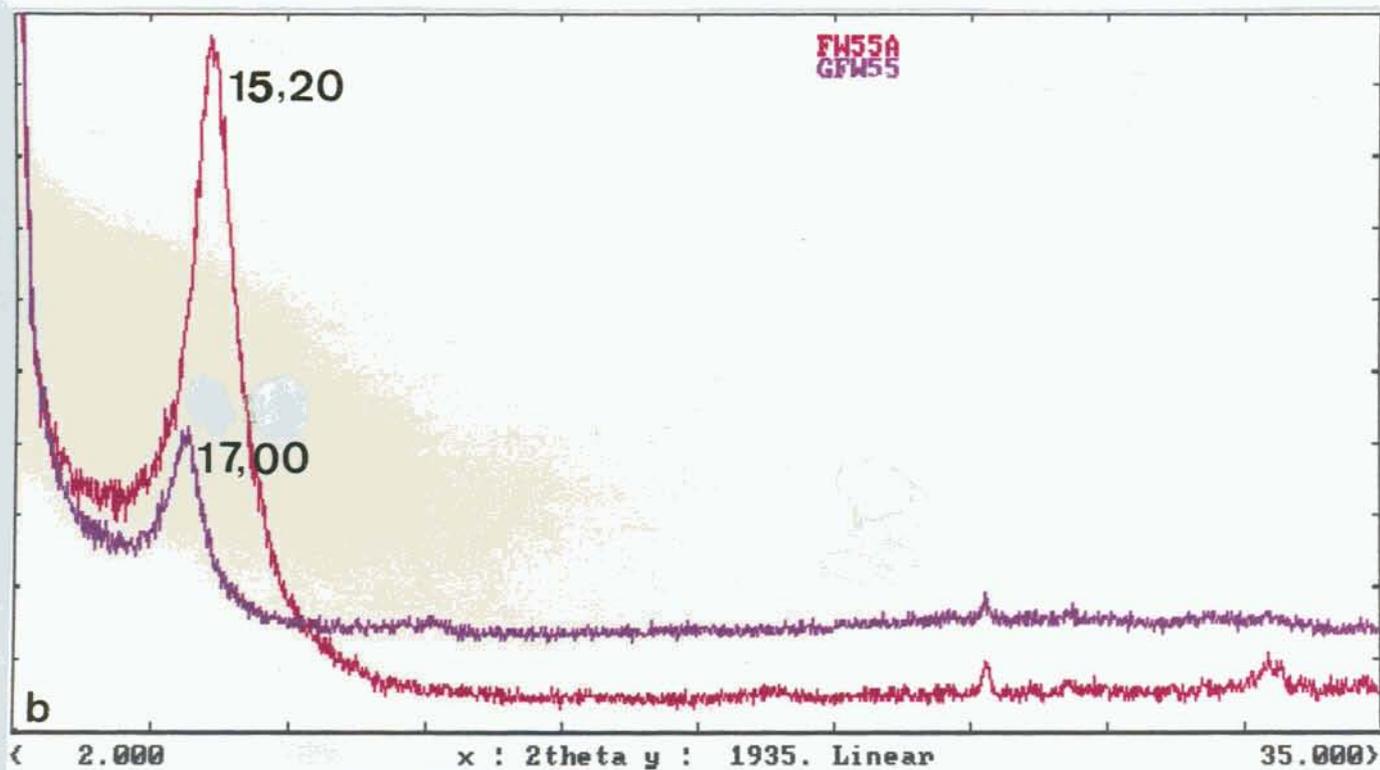
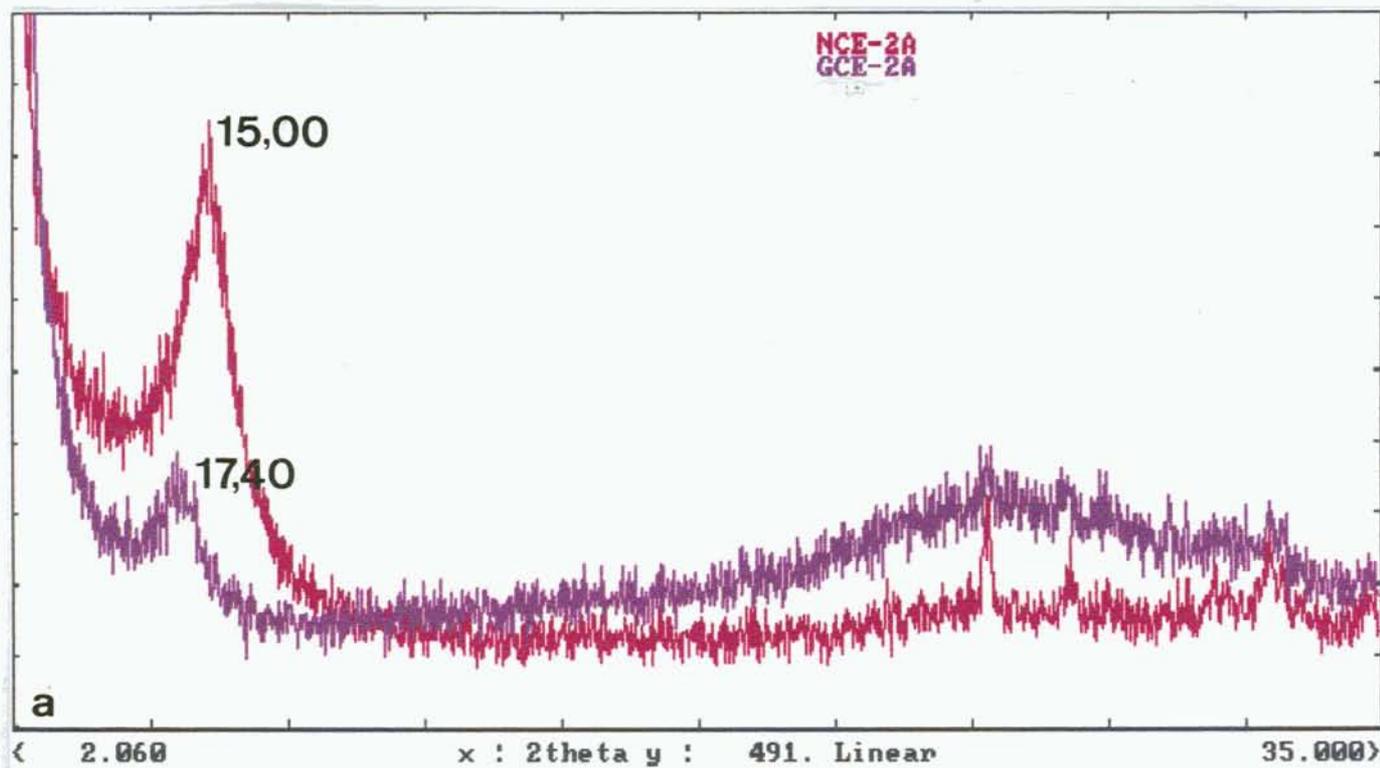


Fig. 6.20 Difratoograma de raios X mostrando padrões do tipo esmectita pura (a) e (b) e interstratificados clorita/esmectita (c). Radiação $\text{CoK}\alpha$. Em vermelho amostra orientada natural e em azul quando saturada com etileno-glicol.

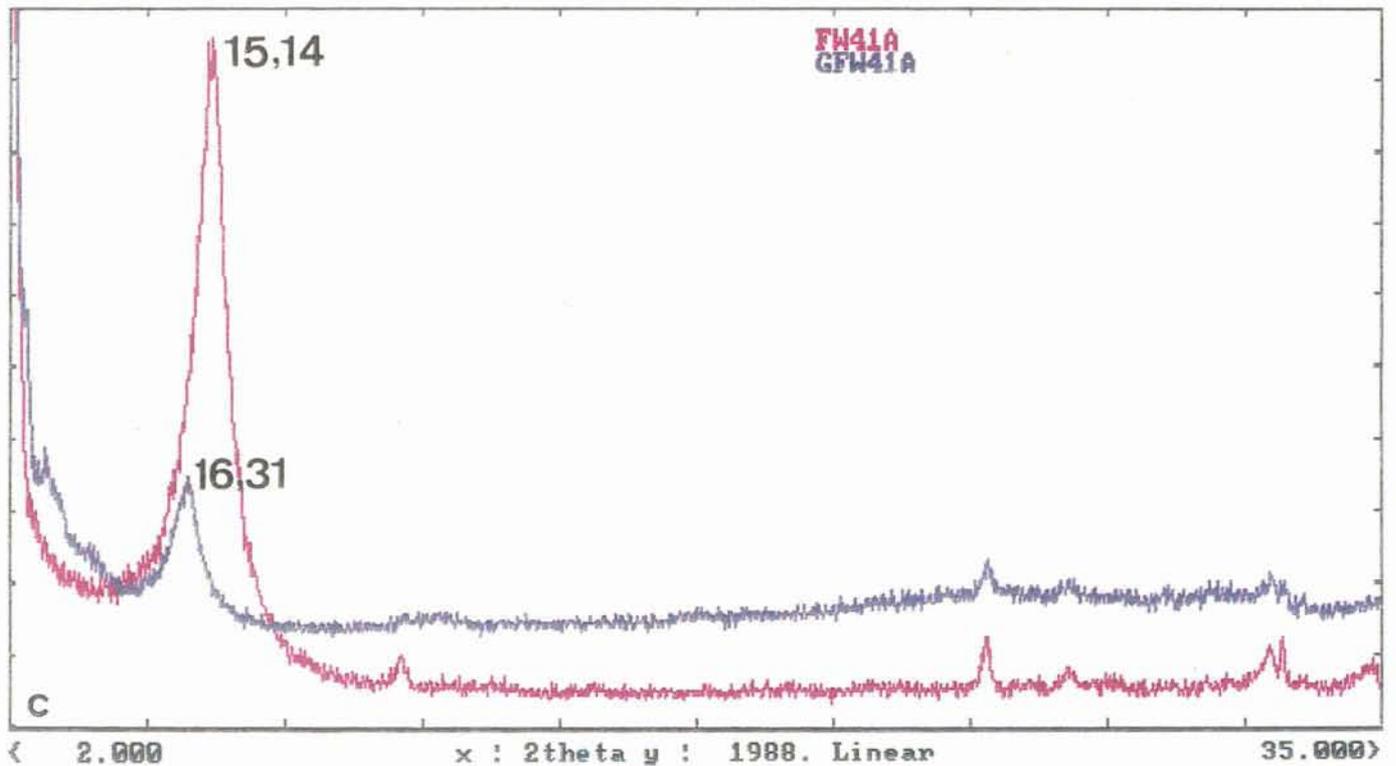


Fig. 6.20 continuação.

Aparecem valores menores que $1,52\text{\AA}$, que demonstram a existência de tendências mais dioctaédricas, possivelmente com a formação de nontronita.

As identificações ao raio X são concordantes com os resultados de análises químicas por microsonda eletrônica dos argilominerais dos espaços intersticiais da rocha (tabela 4.6 do anexo I).

Os diagramas ternários $M^+ - 4Si - 3R^{2+}$ mostram que as composições se situam no campo composicional da esmectita (fig 6.21a; Fig.6.22b) e no domínio composicional dos interstratificados clorita/saponita (Fig. 6.21d).

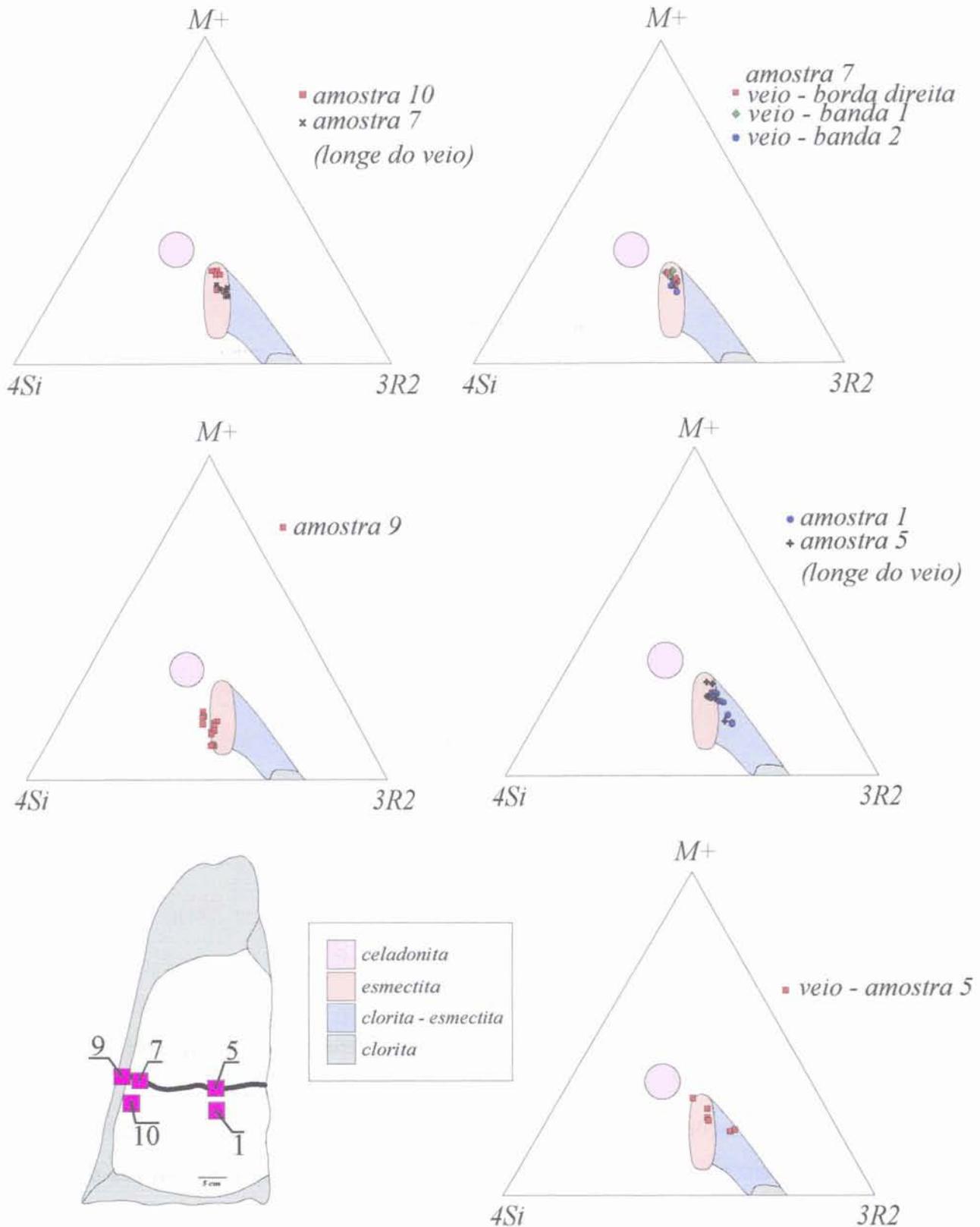


Fig. 6.21 Representação quimiográfica $M^+-4Si-3R^{2+}$ dos argilominerais que ocorrem em um veio e preenchendo espaços intergranulares. A localização das amostras é apresentada na figura esquemática: - arg. de interstícios - amostras 10 e 7 (a), 1 e 5 (d); - arg. do veio na borda do prisma - amostras 7 (b) e 9 (c), no interior do prisma - 5 (e).

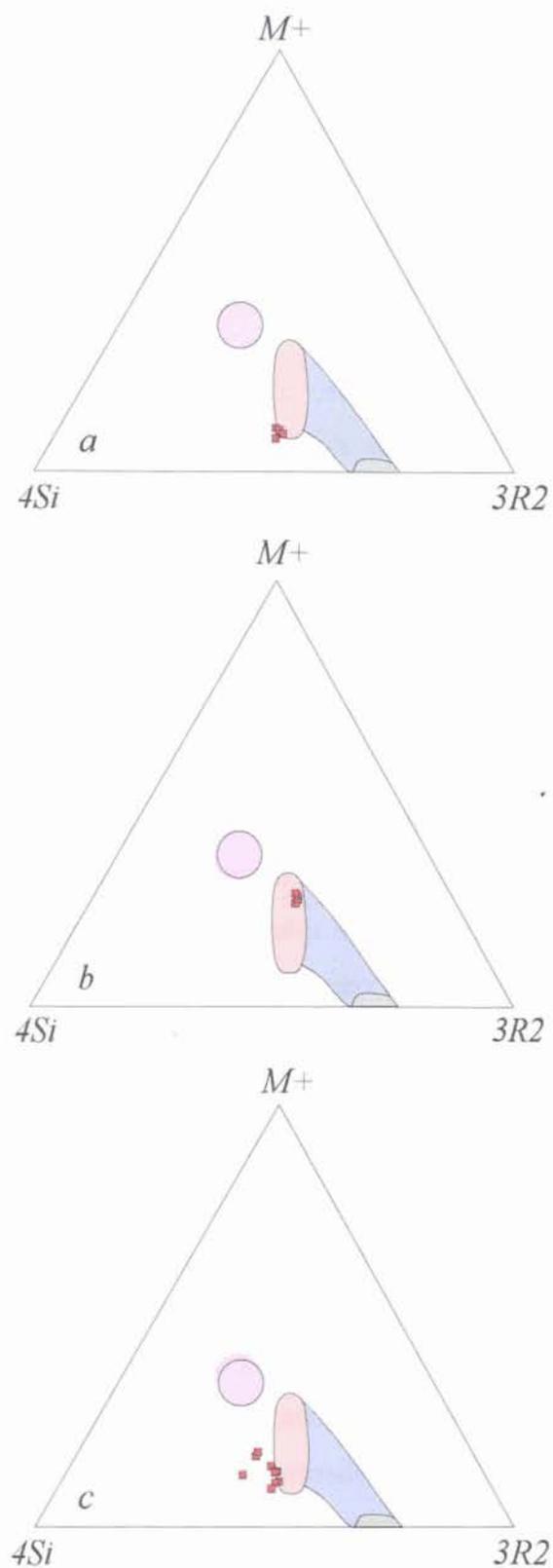


Fig. 6.22 Representação quimiográfica $M^+ - 4Si - 3R^{2+}$ dos argilominerais que ocorrem em um veio de zeólita (a); preenchendo os espaços intergranulares (b); (c) em veio precoce de amostra do colunado superior.

6.2.3 Minerais que preenchem as vesículas

As características texturais dos níveis vesiculares foram apresentadas no capítulo V, onde foram apontados os aspectos macro e microscópicos das vesículas e suas relações com o material vizinho.

Neste capítulo será abordado o preenchimento das vesículas pelas fases minerais e suas inter relações.

No nível vesicular da base, as vesículas mostram uma sequência de preenchimento com argilominerais no contato mais externo, seguidos por quartzo criptocristalino, quartzo bem cristalizado e cristais de calcita na parte mais interna.

Os argilominerais formam a camada mais externa das vesículas, onde aparecem como uma fina película revestido esta parede. Em muitos locais, constituem a única fase a preencher as vesículas.

O quartzo pode formar uma fina camada criptocristalina, ou ocorrer diretamente na forma de cristais automorfos cujo crescimento se dá em direção ao centro da vesícula. Algumas vesículas são totalmente preenchidas por quartzo.

É comum a presença de calcita na forma de grandes cristais, na parte mais interna das vesículas. A formação de calcita provoca dissolução do quartzo, que em alguns casos é completa, restando vesículas preenchidas exclusivamente por carbonato.

É comum a presença de vesículas do tipo “pipe” na parte superior do nível vesicular. Estas vesículas são preenchidas por quartzo e posteriormente há precipitação de calcita que provoca a dissolução do quartzo.

O preenchimento das vesículas, neste nível, é praticamente total, com excessão das vesículas “pipe” que em muitos locais são vazias ou contém uma fina camada de argilominerais e raros cristais de quartzo.

No nível vesicular de topo, a sequência mais comum de preenchimento das vesículas é com argilominerais no contato mais externo, seguidos por zeolitas criptocristalinas e zeolitas bem cristalizadas no interior.

Os argilominerais têm coloração marron e granulação extremamente fina, sendo, por isso, difícil distingui-los da mesóstase ao microscópio óptico. Ao microscópio eletrônico de varredura estes são observados revestindo as paredes das vesículas e também como finos agregados associados à zeolitas e calcita no interior das vesículas (Fig.6.23).

Análises por difração de raios X dos argilominerais que ocorrem nas vesículas mostram a presença predominante de esmectita (S). A reflexão 001 em 10\AA , característica da celadonita foi identificada em algumas amostras provenientes do nível vesicular do topo, porém esta ocorrência é discreta e muito restrita (Fig.6.24).

Zeolitas do tipo heulandita constituem o principal preenchimento das vesículas neste nível. Formam uma fina camada criptocristalina na parte mais externa da vesícula, que circunda os grãos maiores que se formam no interior da vesícula (Fig.6.25).

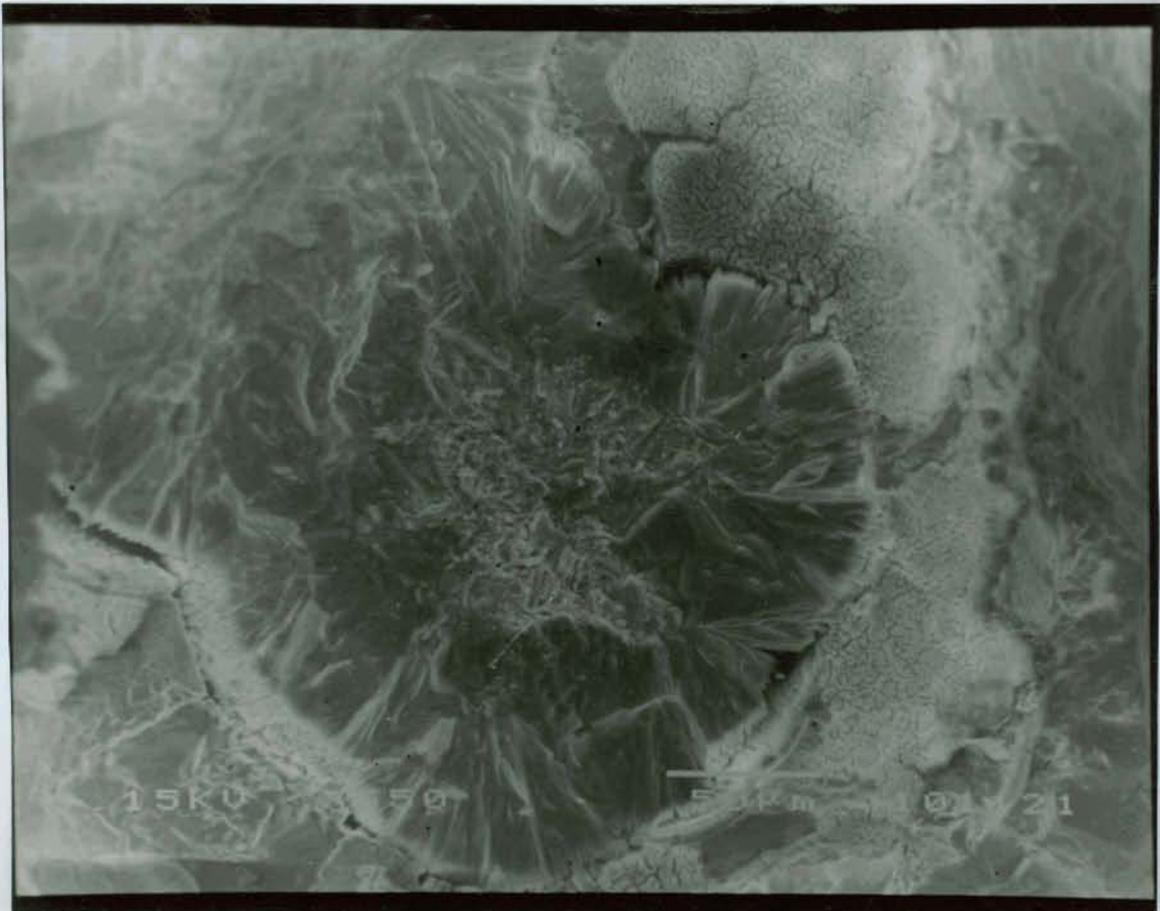


Fig. 6.25 Vesícula com preenchimento constituído por uma camada externa de zeólita criptocristalina, seguida por cristais maiores de zeólita. MEV (eletrons retroespalhados). 650x.

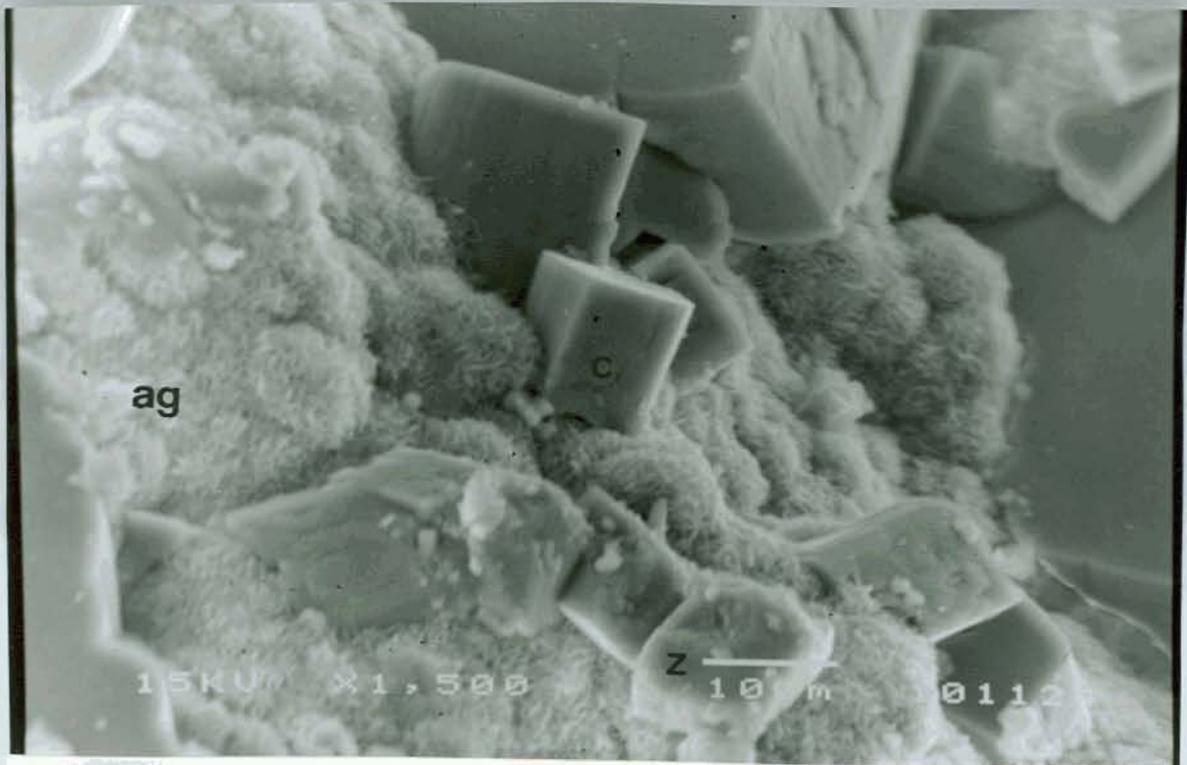


Fig.6.23 Aspecto do preenchimento de vesículas no nível vesicular do topo, com argilominerais (ag), zeolita (z) e calcita (c). MEV (eletrons retroespalhados). 1.500x.

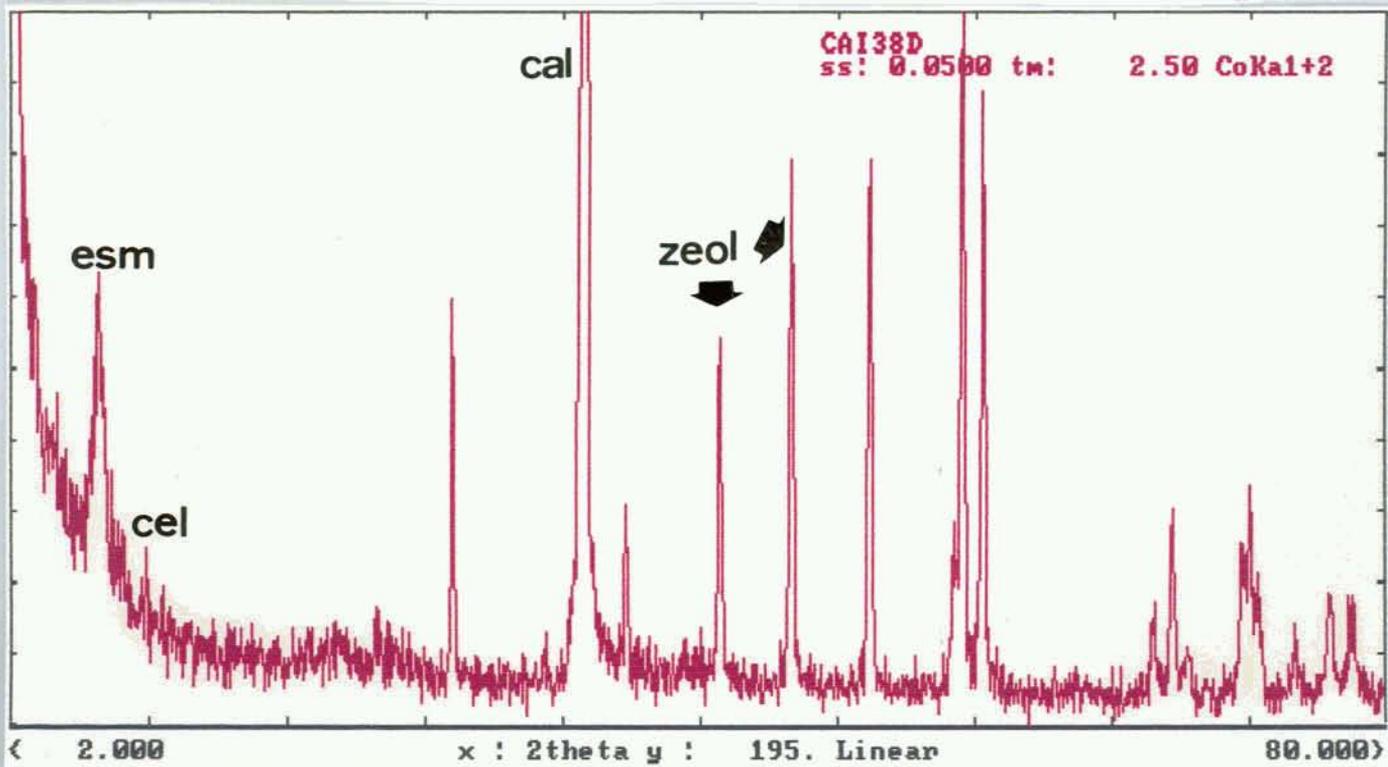


Fig. 6.24 Difratoograma de raios X mostrando a ocorrência de esmectita, calcita, zeolita e pequena quantidade de celadonita de amostra de material extraído do interior das vesículas. Radiação $\text{CoK}\alpha$. Preparação desorientada.

O quartzo aparece de forma mais restrita, associado à zeolita em algumas vesículas.

Aparecem também carbonatos como cristais bem formados na parte interna das vesículas (Fig.6.23).

Em certos locais, observa-se a alteração das zeolitas, com a formação de crisocola a partir desta. A crisocola aparece somente no nível vesicular do topo, e é possível observar a sua formação, desde as fases iniciais, quando da desestabilização da zeolita (Fig.6.26a) até a ocorrência de cristais bem desenvolvidos, que por vezes constituem o principal preenchimento das vesículas (Fig.6.26b).

6.2.4 Minerais que preenchem as fraturas

A rocha é recortada por fraturas que são separadas em três grupos com cronologia distinta:

- 1- microfraturas precoces;
- 2- fraturas que originam a prismação;
- 3- fraturas tardias.

6.2.4.1. Microfraturas precoces

As microfraturas precoces são de ocorrência restrita, encontradas somente no nível colunado superior.

São fraturas sem raiz, sempre com poucos milímetros de comprimento, não visíveis macroscopicamente. Caracterizam-se pela concentração de material micro a cripto-cristalino na forma de veios, cuja morfologia é muito irregular, com contornos de difícil definição e interpenetrativos com a mesóstase adjacente (Fig.6.27).

O material que preenche os veios constitui uma matriz anisótropa de coloração marron ao microscópio óptico, associada a minerais opacos cristalizados na forma de finas ripas (Fig.6.27a). Em luz polarizada, este material apresenta cores de birrefringência fortes e distintas e percebe-se, localizadamente, extinções comuns às da mesóstase adjacente, o que indica a presença de cristais comuns ao veio e à mesóstase (Fig.6.27b).

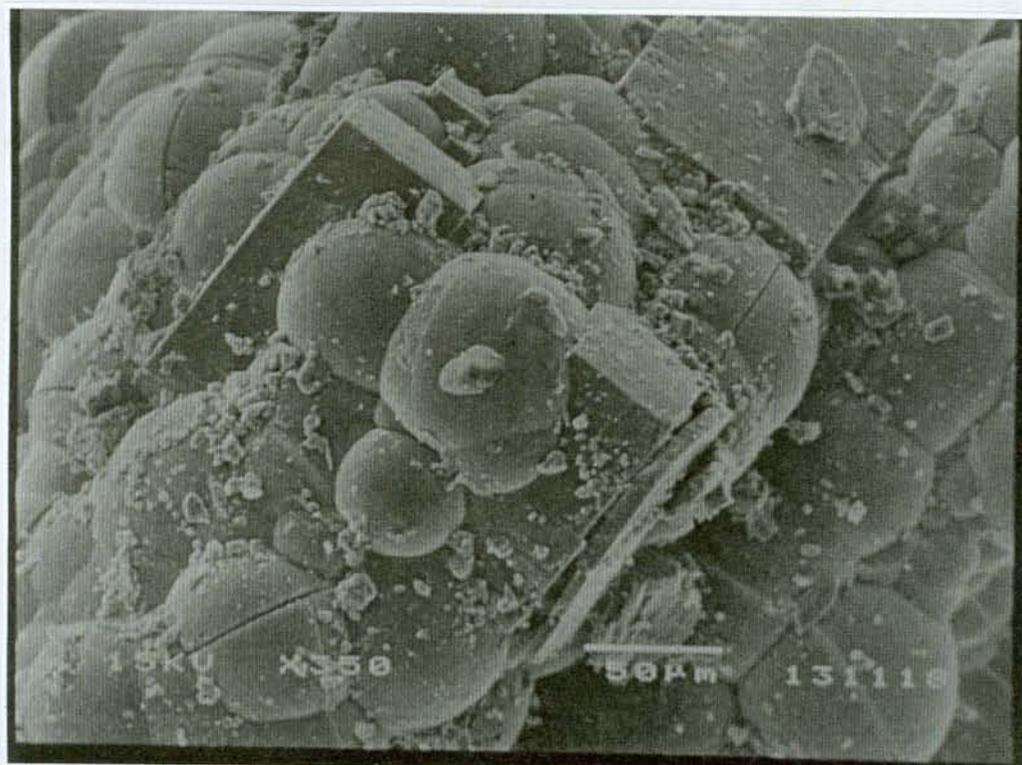


Fig.6.26 Cristais de crisocola formados a partir da alteração de zeólita, com morfologia característica bem desenvolvidas. MEV. 350x.

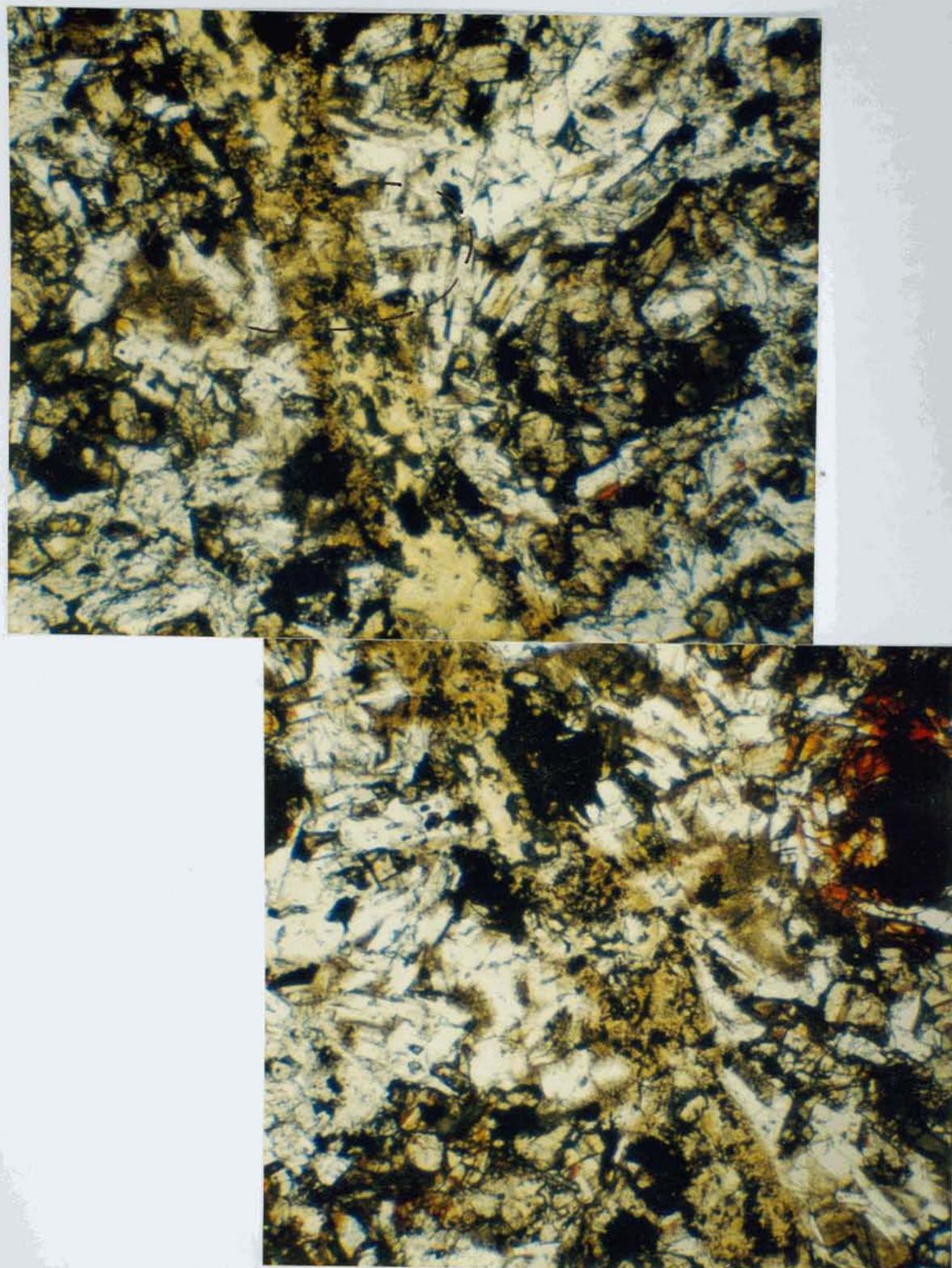


Fig. 6.27 Veio precoce com contornos difusos e interpenetrativos com a mesóstase adjacente. Mópt. LN 20x. (a) Detalhe da continuidade entre veio e mesóstase. LN. 40x. (b) LP. 40x.

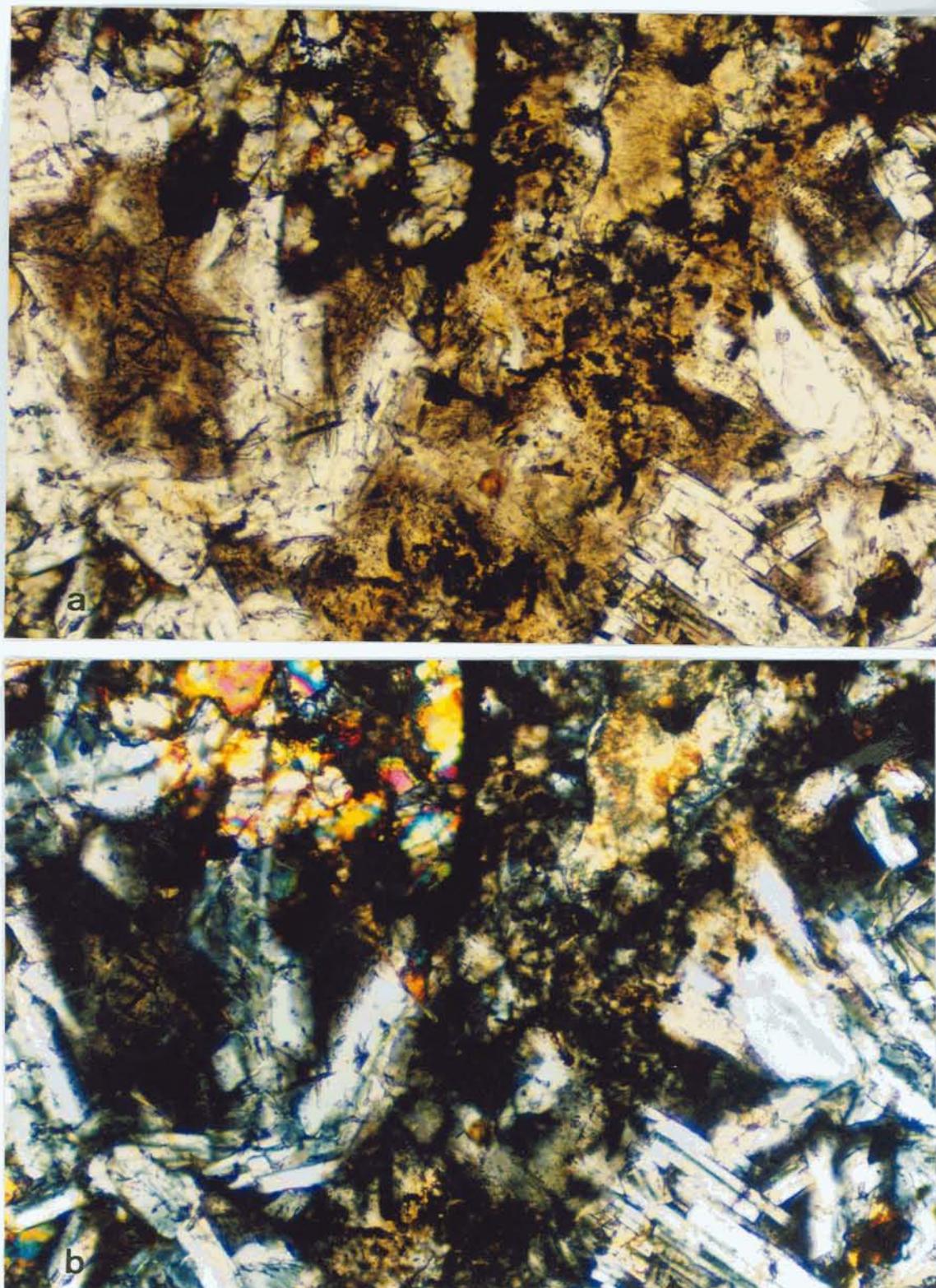


Fig. 6.27 continuação.

Os limites dos veios são marcados pela continuidade do material do interior do veio com a mesóstase e pela adaptação da fratura aos contornos dos minerais pré-existentes (Fig.6.28).

A abertura destes veios não provoca ruptura dos minerais vizinhos, o contato veio-rocha se dá contornando os limites dos grãos, o que determina o aspecto irregular e interpenetrativo dos veios.

O material que preenche as microfraturas tem composição semelhante à da mesóstase que ocorre nos sítios isolados entre os cristais da matriz. Ao microscópio eletrônico de varredura observa-se que este material é micro a cripto-cristalino, em que se percebem cristais de plagioclásio e piroxênio em uma “matriz” quartzo-feldspática.

A parte central destes veios é, localizadamente, preenchida por argilominerais do tipo esmectita (Fig.6.27 e 6.28).

As composições dos argilominerais, no diagrama ternário $M^+-4Si-3R^{2+}$ situam-se no campo composicional das esmectitas, com características de baixa carga (Fig.6.22c).

A forma dos contatos e a ausência de ruptura frágil, associados à presença de piroxênio e feldspatos como constituintes destes veios, são indicações da precocidade deste fraturamento.

O material que preenche este tipo de veios pode representar os produtos da diferenciação magmática in situ. Vários estudos apontam a presença destes veios como indicadores das mudanças composicionais resultantes da diferenciação por cristalização fracionada (Kuno, 1965; Wright e Okamura, 1977).

6.2.4.2. Fraturas que originam a prismação

Este é o fraturamento mais pronunciado da rocha, que a divide em prismas, determinando as características estruturais do derrame.

O fraturamento mais expressivo é vertical, havendo também, fraturas horizontais restritas aos prismas individuais.

As características macroscópicas e a análise deste tipo de fraturamento encontram-se no capítulo III.

Os contornos destas fraturas são bastante irregulares, porém, são nítidos e bem definidos (Fig.6.29).

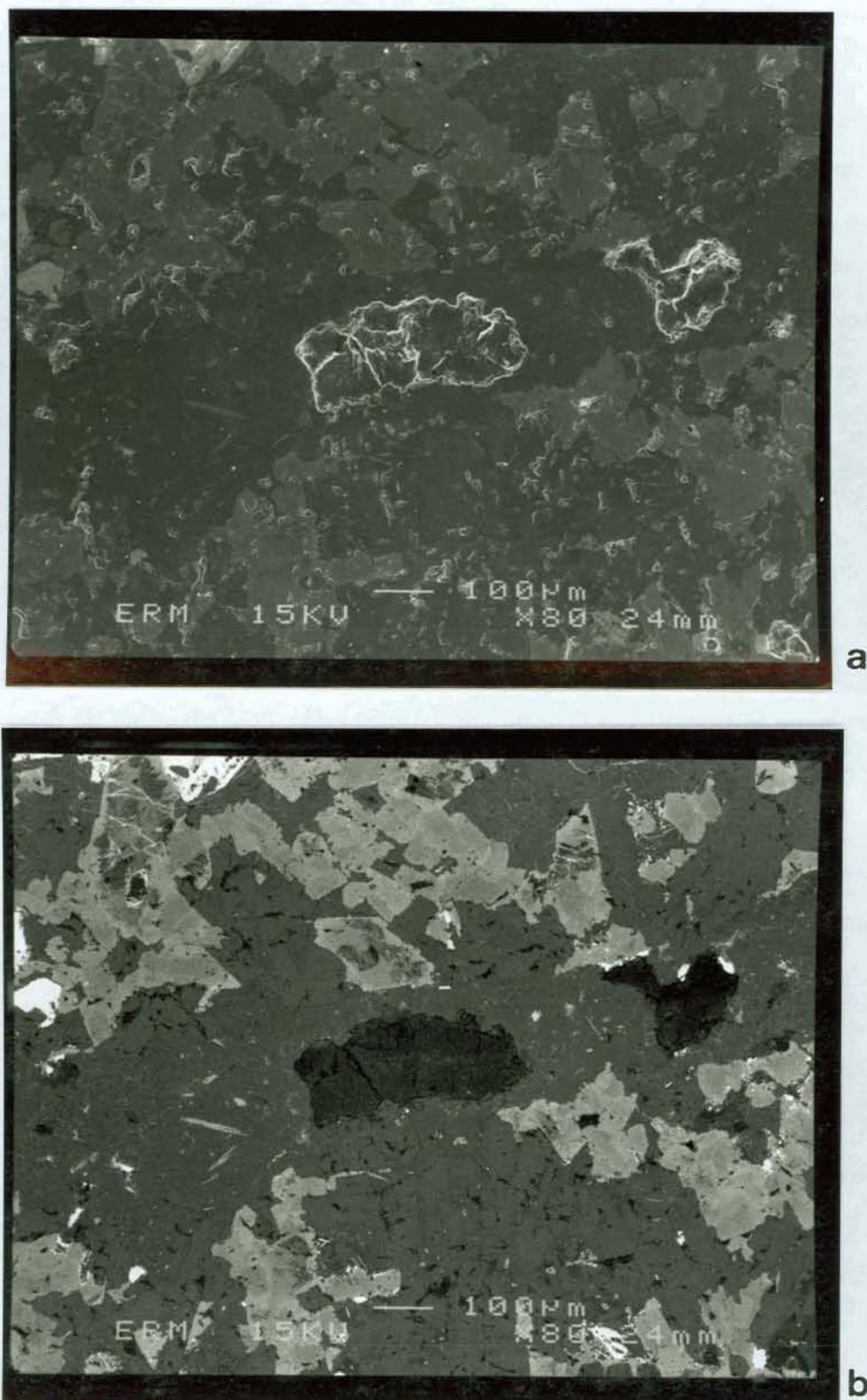


Fig. 6.28 Veio precoce mostrando contatos difusos e continuidade com a mesóstase. MEV (a) elétrons secundários. (b) elétrons retroespalhados. 80X.

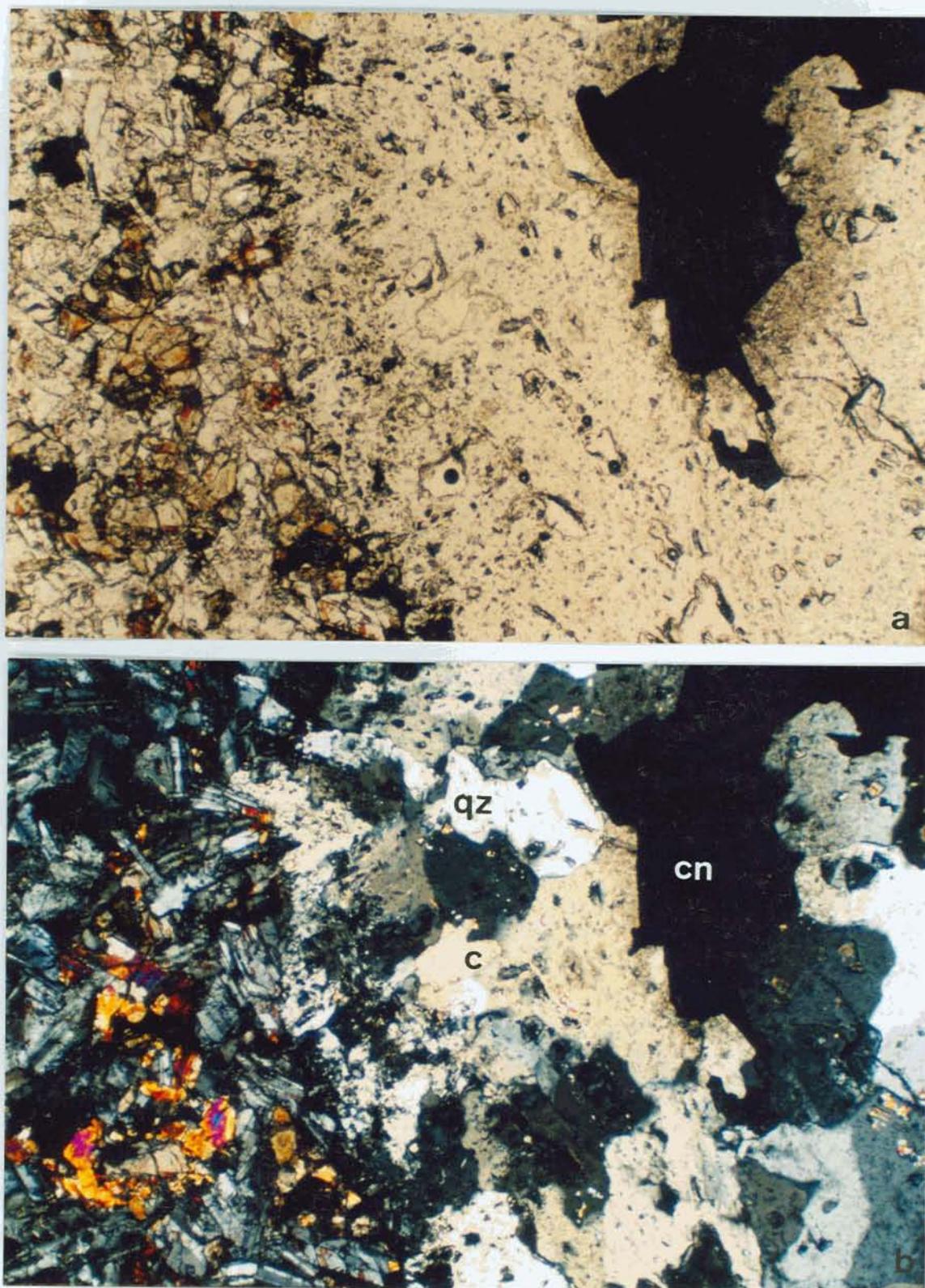


Fig.6.29 Aspectos das fraturas verticais em que se observam os contornos irregulares com a rocha. qz = quartzo; c = calcita; cn = cobre nativo. Mópt. (a) LN; (b) LP. 20x.

Ao contrário do microfraturamento precoce, não há continuidade do material do veio com a mesóstase intergranular. Análises ao microscópio eletrônico de varredura evidenciam os contatos nítidos entre veio e mesóstase (Fig.6.30).

O preenchimento destas fraturas é constituído principalmente por quartzo e argilominerais, ocorrendo também, de forma mais irregular calcita, cobre nativo e anidrita (Fig.6.31).

O quartzo forma, no interior das fraturas, arranjos que se aproximam de texturas granoblásticas, com cristais bem desenvolvidos, tendendo a formas euédricas e junções triplíceis. Estas são características dos grãos posicionados nas porções centrais dos veios. É comum a ocorrência de zonação textural nos veios, marcada por bordas de granulação mais fina, em que os cristais são mais anédricos e com contatos interpenetrativos. Em direção ao centro, os cristais adquirem formas mais euédricas e tamanhos maiores (Fig.6.31).

São comuns as feições de crescimento do quartzo, evidenciadas, principalmente, por linhas de inclusões fluidas aprisionadas em planos cristalográficos deste mineral e que marcam os antigos limites dos grãos (Fig.6.32). feições semelhantes são apresentadas pela calcita no mesmo veio.

Quando em contato com carbonato, o quartzo apresenta, em muitos locais, feições de reação, como bordas corroídas.

As texturas do interior destes veios evidenciam as diferenças de temperatura entre o material do veio e a rocha encaixante, que propiciaram o crescimento rápido nas bordas, enquanto que o material no centro, mais preservado têm maior desenvolvimento. Isto mostra que, quando se deu este fraturamento, a rocha já estava mais fria.

Argilominerais do tipo esmectita são encontrados em associação com o quartzo, na parte interna dos veios. Aparecem nos interstícios dos grãos de quartzo e também na forma de agregados que ocupam, geralmente, a parte mais interna do veio. Formam-se, também, junto às bordas das fraturas, marcando o contato veio/rocha. Análises por difração de raios X dos argilominerais dos veios mostram a ocorrência de esmectitas, como na amostra FW1b (tabela 1.6 do anexo III). Na amostra FW29 aparecem interestratificados clorita/esmectita (tabela 1.6 do anexo III).

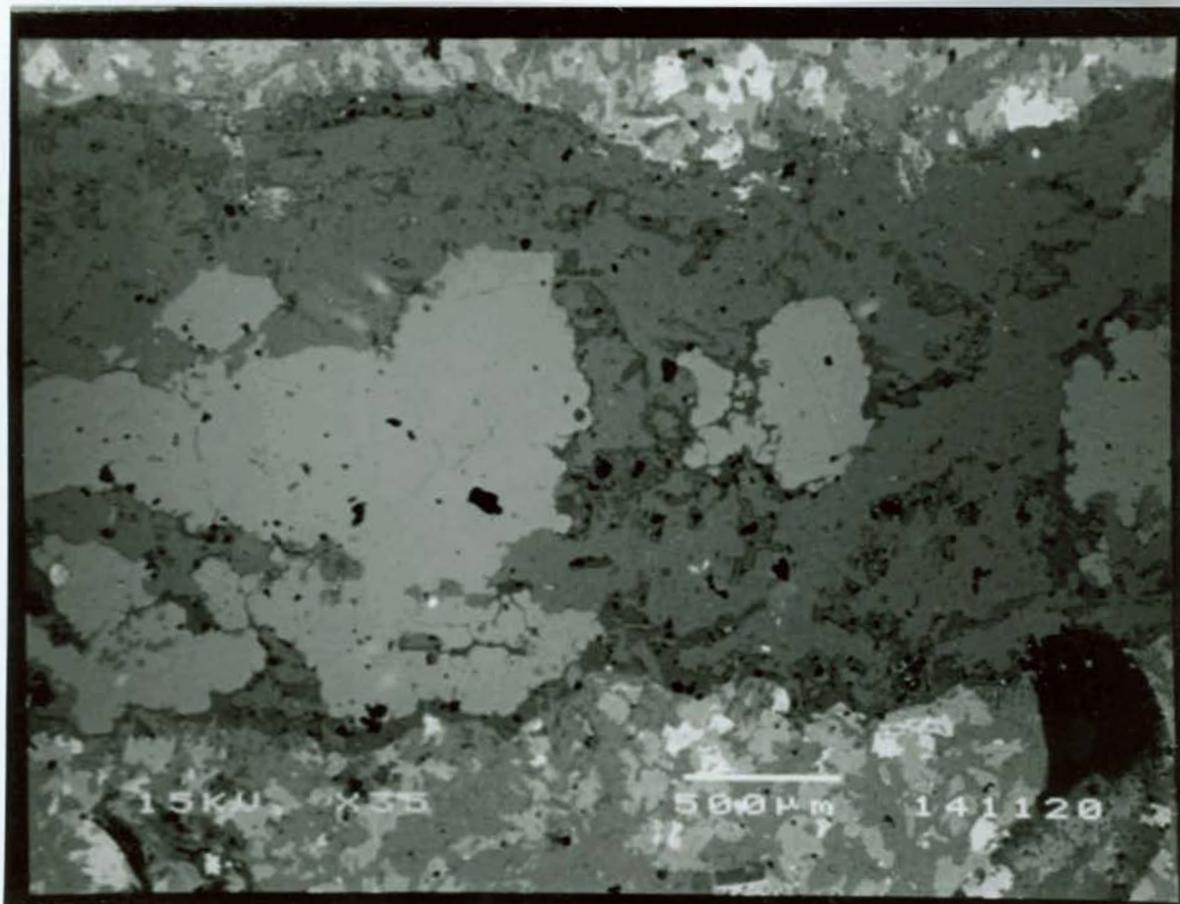


Fig. 6.30 Aspectos das fraturas ao microscópio eletrônico de varredura, evidenciando os contatos nítidos com a matriz da rocha. qz = quartzo; c = calcita. MEV. 35x.

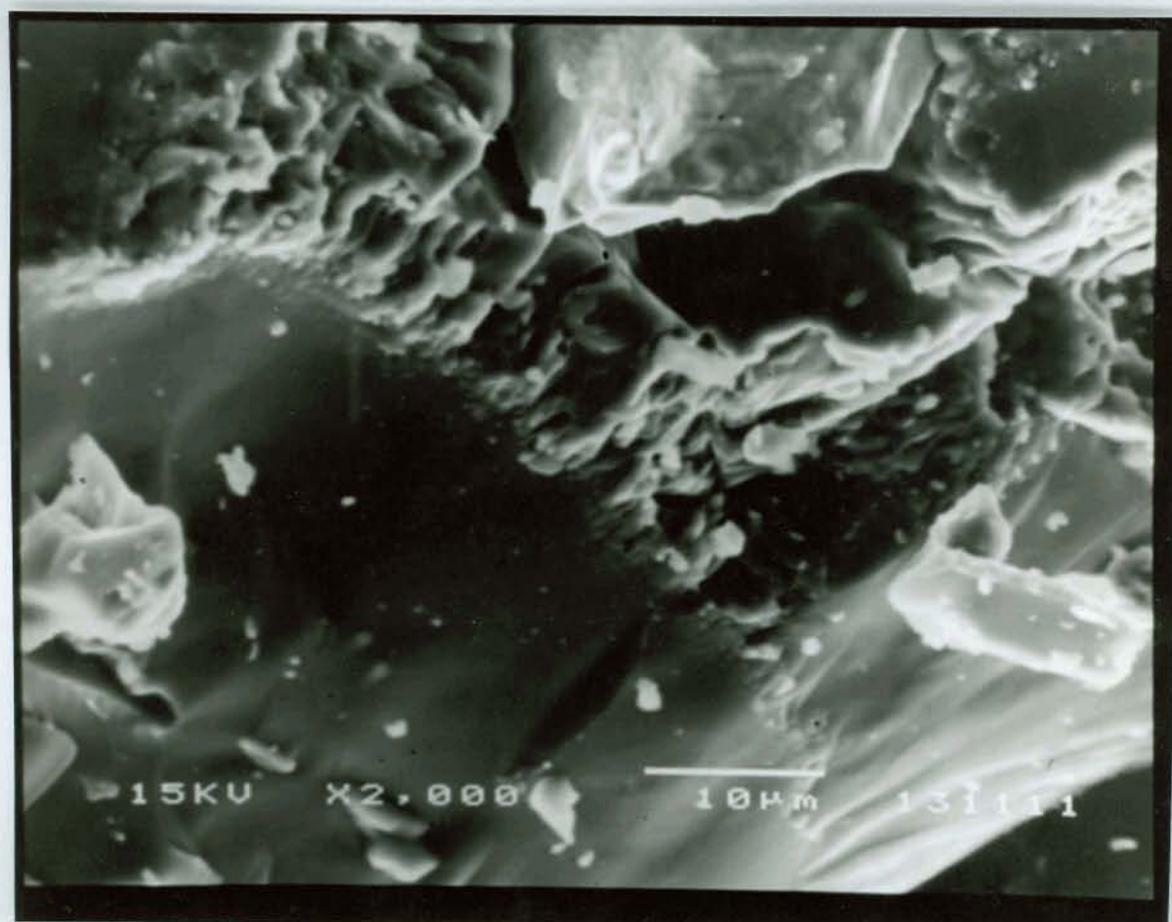


Fig. 6.31 Características do preenchimento das fraturas, com quartzo na forma de grandes cristais, no centro e intercrescimentos finos nas bordas.

A composição química dos argilominerais é apresentada na tabela 4.6 do anexo I.

As composições dos argilominerais no diagrama ternário $M^+-4Si-3R^{2+}$ situam-se no campo das esmectitas (Fig.6.21b,c), e no campo dos interstratificados clorita/esmectita (Fig.6.21e).

A análise dos argilominerais que ocorrem no interior destas fraturas levou às seguintes considerações:

- a composição química das esmectitas de veios posicionados em diferentes níveis do derrame é semelhante, sendo sempre saponitas;
- a composição química das esmectitas do interior das fraturas é semelhante à daquelas formadas na mesóstase localizada próximo à fratura;
- as esmectitas de um mesmo veio têm composição diferente quando situadas na borda do prisma e no interior do prisma.

Carbonatos têm ocorrência mais restrita e irregular. Ocorrem como grandes cristais situados, principalmente, na parte mais interna dos veios. Os grãos são geralmente euédricos e com contatos reativos com o quartzo.

O cobre nativo forma grãos anédricos, com aspecto dendrítico, no interior dos veios de quartzo. Anidrita ocorre associada ao quartzo. Cobre nativo e anidrita ocorrem em todos os níveis do derrame.

6.2.4.3. Fraturas tardias

Este fraturamento é caracterizado pela ocorrência de fraturas e veios que atravessam grandes extensões da rocha, e que cortam vários prismas. São preferencialmente horizontais a sub-horizontais.

Estas fraturas apresentam limites bem definidos e contatos nítidos com a rocha encaixante. Ao microscópio óptico e ao microscópio eletrônico de varredura, observa-se que a abertura destas fraturas se deu pela quebra da rocha, caracterizando uma ruptura frágil, em que os cristais da rocha posicionados nos limites dos veios são quebrados, não havendo nenhuma conexão entre o material do veio e a mesóstase adjacente (Fig.6.33a,b.).

O preenchimento destas fraturas é feito por quartzo + calcita, havendo também fraturas deste tipo que são preenchidas por zeolitas e que ocorrem somente no nível colunado superior.

Os cristais de quartzo são, geralmente, de granulação fina e aspecto fibroso, nas proximidades das bordas da fratura, em que apresentam características de crescimento do tipo sintaxial. Neste tipo de crescimento, as fibras de quartzo nucleiam a partir de ambas as paredes da fratura e crescem progressivamente em direção ao centro do veio, à medida em que a fratura abre. As fibras não se encontram na parte central, que pode apresentar uma sutura separando os lados, ou ainda o crescimento de grãos maiores e bem formados de quartzo e/ou de calcita (Fig.6.33a).

Os veios preenchidos por zeolitas têm características diferentes dos veios de quartzo. Estes apresentam mais de um plano de fratura, normalmente marcados pela ocorrência de argilominerais, seguidos por um novo preenchimento de zeolitas. Em certos locais, observam-se fragmentos de rocha na parte central do veio, que foram ali aprisionados quando da abertura da fratura. Este tipo parece representar o crescimento do tipo antitaxial, em que a nucleação se dá a partir do centro do veio e os planos internos de argilominerais podem representar uma sucessão de eventos de abertura selados pelo crescimento subsequente do material do veio.

Segundo Shelley (1993), o preenchimento de veios, em condições de baixa a muito baixa temperatura, tende a ser fibroso. Em rochas cujo preenchimento ocorreu em mais alta temperatura, as fibras são instáveis havendo maior crescimento dos grãos, e a textura passa a ser uma mistura de um mosaico granoblástico e cristais euédricos.

Os veios fibrosos podem ser sintaxiais, antitaxiais e pode haver combinações destes dois tipos de processos, resultando na formação de veios compostos, que podem ser sintaxiais nas margens, refletindo os primeiros estágios de abertura, e antitaxiais no centro.

Processos de re-abertura dos veios também podem ser responsáveis pelas variações observadas nas características do preenchimento. Segundo Engelder (1989), os mecanismos de re-fraturamento podem ser: (1) crack-seal, quando uma fratura secundária segue a fratura original, propagando-se no interior do veio ou seguindo os contatos já existentes. Neste caso, são gerados "Stretched crystal fiber veins" (Ramsay e Huber, 1983), que representam a nucleação sintaxial de fibras em ambos os lados da fratura e o subsequente crescimento do material pelo mecanismo de crack-seal;

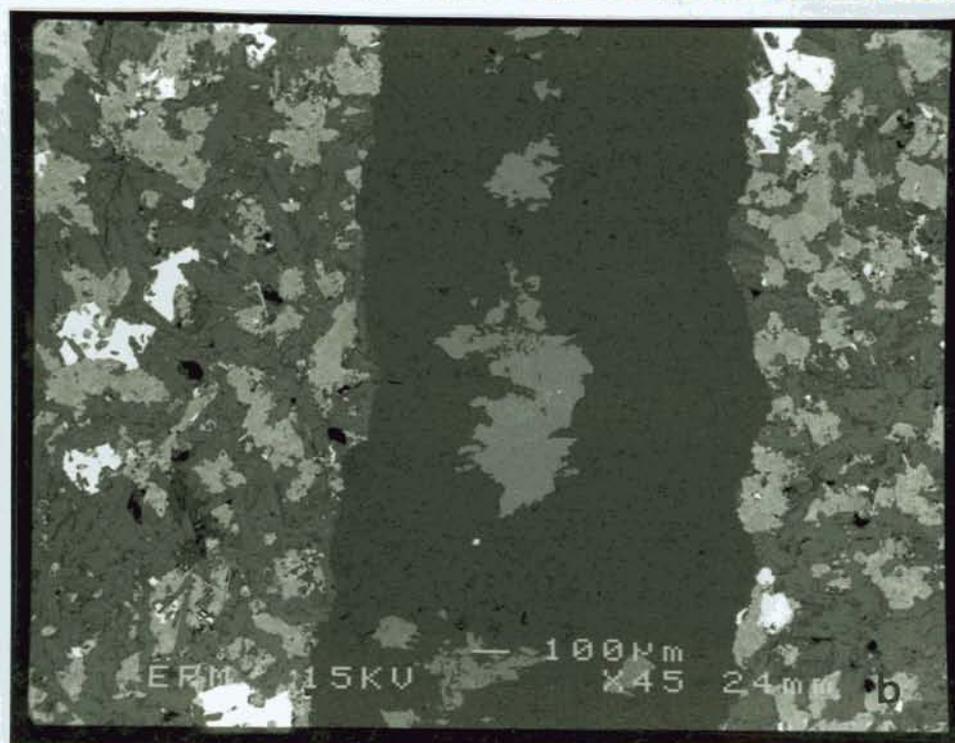
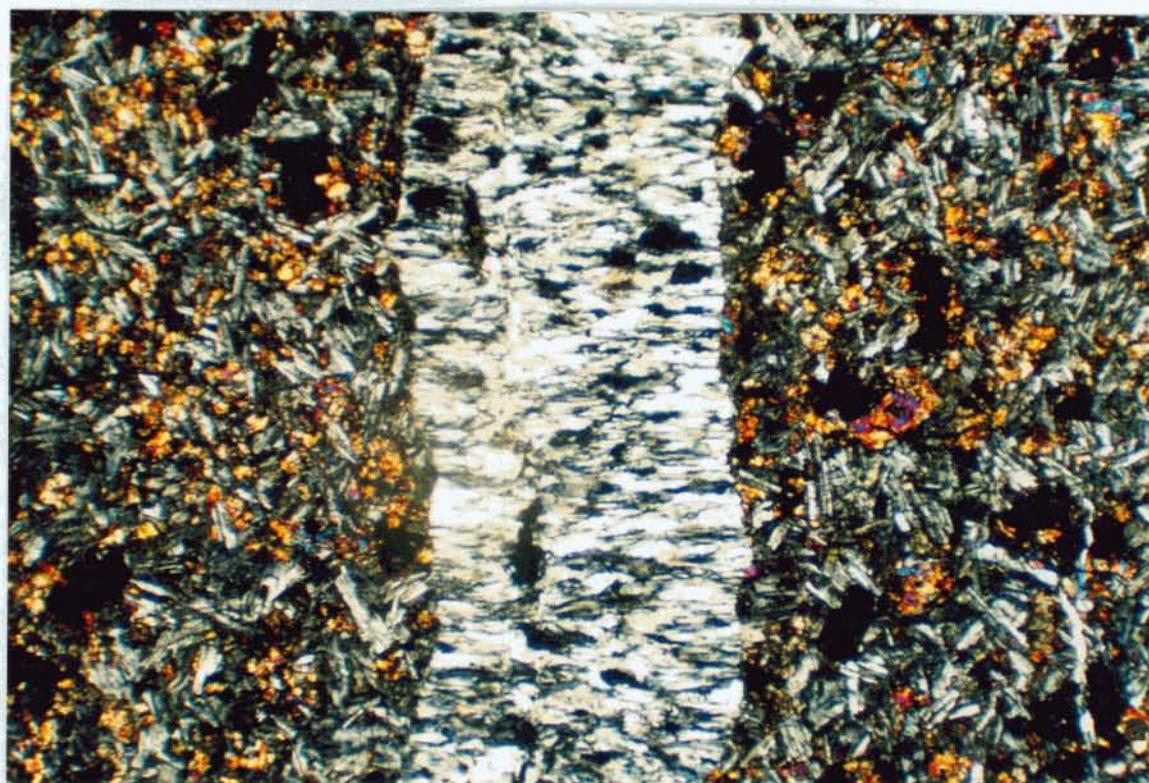


Fig.6.33 Aspectos das fraturas tardias, em que se observa o caráter rúptil do fraturamento que resulta em contatos retos e bem definidos. Quartzo com aspecto fobroso. (a) Mópt. LP.20x; (b) MEV (eletrons retroespalhados) 45x.

(2) pela formação de zonas de juntas, quando o fraturamento secundário se propaga lateralmente formando uma zona de intenso fraturamento (Hodgson, 1961). Este se distingue do múltiplo fraturamento, que envolve a ruptura em várias direções.

O re-fraturamento indica que a magnitude do stress variou com o tempo, em particular, stress cíclico que faz com que uma fratura única se propague, uma fratura já fechada reative e novas fraturas se abram numa zona (Engelder, 1989). A natureza do "stress" cíclico não é bem conhecida, mas evidências apontam para mudanças na pressão de fluidos ao longo das juntas como um mecanismo significativo de mudanças no stress dentro da rocha.

Em alguns veios, as bordas são marcadas pela presença de argilominerais, que também podem ocorrer no interior, marcando a reabertura da fratura. Estes argilominerais ocorrem em menor quantidade que nas fraturas dos prismas. Os diagramas $M^{+} - 4Si - 3R^{2+}$ mostram composições situadas nos campos da esmectita (Fig. 6.22a).

6.2.4.4 Os fatores físicos que afetam o fraturamento

As relações de stress-strain que geram o fraturamento mais pronunciado da rocha, relacionado à contração termal são conhecidas .

O grau de cristalização, relacionado à quantidade de fluido (fusão) intergranular e a forma como este responde ao stress, são questões não completamente conhecidas. Além disso, não são encontradas na literatura informações diretamente relacionadas a sistemas vulcânicos mais jovens, ou situações semelhantes às aqui estudadas. Desta forma, são analogias a outros tipos de rochas e sistemas magmáticos onde são descritas feições semelhantes, que fornecem parâmetros para a tentativa de interpretação dos processos de fraturamento aqui observados. Os estudos do fraturamento de corpos graníticos incompletamente cristalizados e da deformação em sistemas magmáticos sintectônicos, como Hibbard (1987), Hibbard e Watters (1985), Marsh (1985), Nicolas (1992), fornecem uma base de dados estruturais, petrográficos e experimentais.

Rochas completamente fundidas têm comportamento de fluidos newtonianos, diretamente controlado pela sua viscosidade, que é determinada pela composição química e pela temperatura (Bottinga e Weill, 1972). Com a cristalização, o sistema

passa a ser composto por cristais, envoltos pela fusão, e o comportamento desse material passa gradualmente de newtoniano para um fluido do tipo Bingham, com características plásticas (Shaw et al, 1968). A continuidade da cristalização gera contatos diretos entre os grãos, com menor fração de resíduo intersticial e maior rigidez do material. O comportamento da rocha frente ao stress passa a ser função da quantidade de cristalização.

A passagem do comportamento newtoniano para comportamento plástico foi estudada por Arzi (1978) e Van der Molen e Patersen (1979), que introduziram o conceito de “fração crítica de fusão” (*critical melt fraction*). Segundo os experimentos conduzidos por esses autores, se um sistema contém mais de 30 a 35% de fusão, não há estrutura cristalina formada e que possa transmitir o stress, então o strain é completamente absorvido pela fusão. Em sistemas com menos de 30% de fusão, já existe uma estrutura cristalina e, portanto, a resposta ao acúmulo de stress pode ter expressão textural nas fases cristalinas e na redistribuição do fluido residual.

Aplicando-se essa conceituação à situação do presente estudo, pode-se deduzir que os processos gerados no estado sólido, e que em função das condições físicas, têm características elásticas, produzem ruptura no arcabouço cristalino, simultaneamente com redistribuição da fusão residual.

A ruptura sob condições de stress tem sido investigada experimentalmente em diferentes tipos de materiais, como solos, rochas e material parcialmente fundido (como granito estudado por Van der Molen e Patersen, 1979). Foram observadas inúmeras similaridades no comportamento destes diferentes materiais.

Os resultados mostraram que são geradas fraturas e que estas são simultaneamente ocupadas pela fusão residual, que é relocada para estes espaços. O fraturamento e a relocação do fluido fazem parte do mesmo processo, em resposta ao que é chamado de “*dilatancy pumping effect*”, ou seja, o fluido migra para as regiões de mais baixa pressão provocadas pela abertura dos espaços nas fraturas.

Assim, os resultados experimentais podem ser utilizados para interpretar a formação dos diferentes tipos de veios encontrados nestas rochas de uma maneira diferente do tradicional fraturamento pós-magmático com preenchimento por fluidos de fontes externas.

Inicialmente é produzido o fraturamento da rocha, que cria o espaço e gera o gradiente de pressão que provoca a entrada do fluido na zona de fratura. O processo físico que faz com que o material diferenciado migre para a fratura é incerto. Para Anderson et al (1983), as pequenas frações de resíduo localizadas nos espaços intersticiais, concentram H₂O e outros voláteis dissolvidos de modo a gerar uma grande pressão de gás. O líquido e o gás residual poderiam fluir pelos interstícios deste material cristalino, que atuaria como um filtro, indo, assim, se colocar nas primeiras aberturas formadas na rocha. Então, há formação dos três tipos de fraturas nas seguintes condições:

(1) Nas microfraturas precoces, não há quebraimento dos cristais e o fluxo do fluido em direção à abertura é facilitado pela baixa rigidez do material e pouca conexão entre os cristais. Este fraturamento ocorre antes da fase tardi-magmática, porém não antes que um arcabouço cristalino já esteja formado. O conteúdo de fusão deve corresponder a 30 - 35%.

Nas fraturas que geram a prismação da rocha, alguns cristais são fraturados ao longo do plano de ruptura, enquanto que outros não o são. Os cristais quebrados deveriam estar rigidamente presos à parte cristalizada e, por isso, foram impedidos de se amoldar quando do fraturamento, o que levou à ruptura. Os cristais não fraturados deveriam fazer parte de uma estrutura menos rígida, com maior quantidade de fluido intergranular que absorveu o stress ao redor. O conteúdo de fusão no tempo deste fraturamento deve ser de 10 a 15% e o fluido corresponde a uma fase mais evoluida de cristalização da rocha.

Nas fraturas tardias, os cristais são quebrados ao longo do plano de fratura, devido ao maior grau de cristalização da rocha no tempo deste fraturamento, que, por consequência é preenchido por um líquido residual mais evoluido.

6.2.5 A Evolução das fases minerais tardias

A formação das fases minerais tardias é resultado da cristalização do resíduo magmático e, por isso, parece ser controlada pelas características deste resíduo e do local onde se dá a cristalização.

Os minerais que se formam a partir da cristalização da mesóstase são semelhantes ao longo de todo o derrame. São K-feldspato + quartzo (cristobalita) + argilominerais. As texturas mostram uma sequência de cristalização com a formação de K-feldspato e quartzo no interior e argilominerais nos contatos com os minerais do arcabouço. Essa é a associação de mais alta temperatura, pois é semelhante a que preenche os veios precoces do nível colunado superior. A cristalização destas fases se desenvolve em condições de resfriamento lento, correspondentes ao interior do derrame, o que resulta no maior grau de cristalinidade destes minerais. Nos níveis vesiculares, as altas taxas de resfriamento levam à produção de material criptocristalino.

A cristalização de K-feldspato e quartzo na mesóstase, promove a concentração maior do resíduo, que passa a ser mais rico em H_2O , o que pode ter como consequência a formação de fases hidratadas, como os argilominerais e as zeolitas.

Os argilominerais ocorrem ao longo de todo o derrame, tanto nos espaços intersticiais, quanto nos veios, acompanhados de quartzo, e nas vesículas. São as fases dominantes nos processos tardi-magmáticos, e representam em média 3% dos constituintes da rocha.

Apresentam as mesmas variações composicionais, independente do sítio de "alteração" em que sejam formados, ou do nível estrutural do derrame em que ocorram.

O exposto na figura 6.21, ilustra as diferenças composicionais dos argilominerais nos interstícios e em veios de uma mesma amostra. Observa-se que os argilominerais do mesmo veio, têm composições distintas de acordo com a sua localização: na amostra situada junto à borda do prisma (amostra 7) aparecem esmectitas (saponita) e na amostra localizada no interior do prisma (amostra 5) as composições estendem-se para o campo dos interestratificados clorita/esmectita. Relações semelhantes são observadas entre os argilominerais intergranulares em amostras correspondentes da borda e do centro do prisma.

Essas relações sugerem que a composição dos argilominerais não é resultado de diferenças no fluido da matriz e do veio, pois mesóstase e veio apresentam as mesmas fase. A composição parece ser influenciada pela velocidade de resfriamento, que é

maior na borda do prisma, enquanto que a parte central permanece aquecida por um intervalo de tempo maior.

Da mesma forma, os argilominerais encontrados nos níveis vesiculares são predominantemente esmectitas. Isto sugere que as esmectitas (saponitas) sejam formadas em condições de resfriamento mais rápido, enquanto um processo de cristalização mais lento favoreceria à formação dos interestatificados clorita/esmectita.

O nível vesicular do topo apresenta as maiores diferenças na mineralogia tardia, pois ali aparecem zeolitas nos interstícios dos grãos do arcabouço e nas vesículas. As texturas resultam de uma maior circulação do fluido, causando também uma maior alteração dos minerais primários. Os fluidos presentes neste nível são constituídos pelos vapores exsolvidos do magma *in situ* e também pelo fluido proveniente das partes mais internas do derrame, que foi liberado e ascendeu até este nível. Portanto, o nível vesicular do topo deve representar a porção onde há maior quantidade de fluido disponível. Este é o local onde as taxas de resfriamento são maiores, fazendo com que muito rapidamente a rocha atinja baixas temperaturas. Maior quantidade de fluido associado a mais baixas temperaturas levam à formação de zeolitas.

A ocorrência de cobre nativo é restrita ao fraturamento que origina os prismas, não aparecendo nas fraaturas tardias ou nas vesículas. Nas vesículas aparece crisocola, proveniente da alteração envolvendo o cobre nativo.

As evidências petrográficas são compatíveis com os dados de temperatura de cristalização em sistemas hidrotermais, para saponitas: 130° - 170° C (Stakes e O'Neil, 1982; Alt et al, 1986; Proust et al, 1992) e heulandita: 60° - 100° C (Keith e Staples, 1985; Ijima, 1988).

De modo geral, os fluidos mais evoluídos não estão em equilíbrio com as fases minerais de alta temperatura, causando a alteração, principalmente, da olivina e, sobretudo no nível vesicular do topo, do piroxênio e até mesmo do plagioclásio que se mantém inalterado nas partes internas do derrame.

A continuidade da circulação do fluido, em mais baixa temperatura e através das fraturas já estabelecidas, leva à precipitação de carbonatos, comum em todos os níveis do derrame.

CAPÍTULO VII

O RESFRIAMENTO

CAPÍTULO VII: O RESFRIAMENTO

Uma vez que o desenvolvimento das fases minerais, das estruturas e das texturas da rocha mostra-se claramente relacionado com a distribuição do calor no interior do corpo, torna-se necessário o modelamento do resfriamento do derrame, de forma a avaliar o tempo e as temperaturas disponíveis para a ocorrência dos processos magmáticos e pós-magmáticos.

7.1 MODELAMENTO MATEMÁTICO DA SOLIDIFICAÇÃO E DO RESFRIAMENTO DO DERRAME

Os cálculos do regime térmico aplicados para este derrame baseiam-se no modelo térmico de Jaeger (1961, 1968), com aplicação matemática desenvolvida por Proust et al (1995).

Os gradientes utilizados neste estudo são apresentados na tabela 7.1.

velocidade de resfriamento	$\delta T/\delta t$	C/hora
gradiente térmico	$\Delta T/\Delta x$	C/cm
taxa de solidificação	$N = V_{sól} / V_{sól} + V_{liq}$	%
velocidade de avanço do front de solidificação	$\Delta x/\Delta t$	cm/hora

Tab. 7.1 definição dos gradientes empregados a partir do modelamento do resfriamento do corpo.

A medida em que o derrame resfria, o campo de temperaturas dentro do corpo varia de acordo com a Lei de Fourier da condução térmica. Este resfriamento se manifesta como mudança na temperatura absoluta, na velocidade de resfriamento ($\Delta T/\Delta t$) e no gradiente térmico ($\Delta T/\Delta x$).

Para o cálculo, vários fatores são considerados, tais como: (1) variáveis intrínsecas, como espessura do corpo, condutividade térmica e capacidade calorífica; (2) condições iniciais, em que o magma é considerado termalmente homogêneo e

extravasado instantaneamente em uma temperatura uniforme (T_L) sobre um substrato rochoso que se encontra a temperatura ambiente (T_A), o efeito da encaixante pré-aquecida pelo magma é desconsiderado; (3) a superfície do derrame é imediatamente equilibrada para a temperatura ambiente (T_A); (4) condições de contato, em que considera-se como infinito o contato entre magma e o substrato e uma temperatura é fixada para o contato entre o magma e o ar; (5) considera-se que o resfriamento do magma se dá por condução térmica sem o desenvolvimento de células de convecção, de acordo com Jaeger (1961), Peck et al. (1977), Peck (1978) e Reiter et al. (1987) segundo os quais, a convecção do magma líquido deve ser insignificante para corpos com menos de 100 metros de espessura.

Tendo-se em consideração as variáveis apresentadas acima, dois episódios podem ser distinguidos na história do resfriamento de derrames subaéreos: (1) o primeiro episódio corresponde à solidificação do derrame, ou seja, o intervalo de temperatura desde a temperatura liquidus do magma (T_L) até a temperatura solidus (T_S), para o qual é considerada a emissão de calor latente de cristalização, e (2) o segundo episódio corresponde ao resfriamento lento do derrame, por difusão térmica, a partir da temperatura solidus (T_S) até a temperatura ambiente (T_A), no qual o calor latente não é mais liberado.

Temperaturas do liquidus

Os dados bibliográficos mostram que os valores de T_L variam, segundo diversos autores, entre 1200°C e 1100°C (Jaeger, 1961; Wright et al., 1976).

Viscosidade do magma

A viscosidade é inversamente proporcional à temperatura (Murase e McBirney, 1973). A viscosidade é um fator dominante para a velocidade de difusão dos gases, velocidade de crescimento das vesículas e, conseqüentemente, velocidade de ascensão. Considera-se que para uma temperatura de 1150°C a viscosidade torna-se muito grande e bloqueia os mecanismos de vesiculação.

Temperaturas do solidus

Os dados bibliográficos mostram que os valores de T_S variam, segundo diversos autores, entre 1070°C e 980°C (Degraff et al., 1989; Peck et al., 1977).

As temperaturas liquidus e solidus utilizadas nos cálculos foram respectivamente 1200°C e 980°C, de modo a se considerar o maior intervalo de tempo para a solidificação. As condições iniciais e as variáveis intrínsecas (propriedades físicas da lava) utilizadas nos cálculos são obtidas de derrames toleíticos havaianos e encontram-se na tabela abaixo.

Parâmetros Físicos	Símbolos	Valores	Referências
Calor Latente	L	3.35x10 ⁵ J/Kg	Peck, 1978
Calor específico magma líquido	c ₂	1255 J/Kg-°C	Jaeger, 1968
Calor específico magma sólido	c ₁	1050 J/Kg-°C	Long and Wood, 1986
Condutividade térmica (K ₁ = K ₂)	K	1.10 J/m-s-°C	Long and Wood, 1986
Densidade do magma líquido	ρ ₂	2600 Kg/m ³	Jaeger, 1968
Densidade do magma sólido	ρ ₁	2830 Kg/m ³	Murase and McBirney, 1973

Tab. 7.1 Parâmetros utilizados no modelamento térmico do derrame.

7.1.1 Regime de Temperatura durante a Solidificação

O resfriamento de um derrame de lava subaéreo se dá, após o seu extravasamento, a partir da superfície livre em contato com o ar e da superfície em contato com o substrato rochoso sobre o qual se posiciona. São, portanto, formados dois “fronts”, que progridem com o tempo em direção ao centro do derrame:

- um “front” superior de resfriamento descendente
- um “front” inferior de resfriamento ascendente.

Desta forma, a distribuição das temperaturas em função do tempo será analisada separando-se o derrame em porção superior e inferior.

Solidificação a partir do topo do derrame

A posição do “front” superior de solidificação em função do tempo de solidificação é calculada usando a equação de Jaeger (1968) incluindo a liberação de calor latente de cristalização no intervalo de temperatura liquidus - solidus:

$$X = 2\lambda_1(k_1t)^{0.5} \quad (1)$$

onde X é a profundidade (m) da crosta solidificada a partir da superfície, λ_1 é uma constante, k_1 é a difusividade térmica da lava solidificada (m²/s), e t é o tempo desde o início do resfriamento (s).

Assumindo que as condutividades térmicas do sólido e do líquido são iguais, com $K=K_1=K_2 = 1,10 \text{ J/m.s}^\circ\text{C}$ (Tab. 7.1), λ_1 pode ser calculado resolvendo-se a seguinte equação por similaridade:

$$(1 - \text{erf } p\lambda_1) \exp \{(p^2 - 1) \lambda_1^2\} = \{pK(T_L - T_S) / KT_S\} \text{erf } \lambda_1 \quad (2)$$

onde $p = k_1 / (k'_2)^{0,5}$; $k_1 = K/\rho_1 c_1$; $k'_2 = K/\rho_2 c'_2$. O calor específico da lava líquida, incluindo o calor latente, c'_2 , é calculado sobre o intervalo de temperatura entre a liquidus e a solidus a partir da equação de Jaeger (1968) e Hardee e Dunn (1981):

$$c'_2 = c_2 + L/(T_L - T_S) \quad (3)$$

onde c_2 é o calor específico e L é o calor latente do magma.

Dados os parâmetros da tabela 8.1 e resolvendo (2), $\lambda_1 = 0,72$, (1) é resolvido:

$$X_m = 4,92 t_y^{0,5} \quad (4)$$

onde X_m é a profundidade em metros da crosta sólida no tempo t_y (em anos) após o início da solidificação.

Solidificação a partir do contato com o substrato rochoso

A posição do “front” inferior de solidificação em função do tempo de solidificação pode ser calculada a equação (1):

$$X = 2\lambda_2(k_1 t)^{0,5} \quad (5)$$

onde λ_2 é a raiz da equação:

$$(1 - \text{erf } p\lambda_2) \exp \{(p^2 - 1) \lambda_2^2\} = \{pK(T_L - T_S) / KT_S\} (1 + \text{erf } \lambda_2) \quad (6)$$

Usando os parâmetros da tabela 1, e resolvendo (6), $\lambda_2 = 0,38$, (5) é resolvido:

$$X_m = 2,62 t_y^{0,5} \quad (7)$$

Progressão da Solidificação em Função do Tempo de Resfriamento

Assumindo que a lava é isotérmica, as equações (4) e (7) podem ser combinadas para definir a progressão dos “fronts” superior e inferior de solidificação do derrame em função do tempo de solidificação (Fig. 7.1). A solidificação total do derrame é atingida após 31 anos. As isotermas correspondentes à temperatura solidus (980°C) avançando do topo e da base do derrame, interceptam-se a 35,95m de profundidade, a aproximadamente dois-terços do topo (0,65). Valores semelhantes foram obtidos por Long e Wood (1986) e McMillan et al (1987). Isto indica que a base

do derrame resfria mais lentamente que o topo, devido à mais alta temperatura no contato entre a lava e a rocha subjacente em relação ao contato superior com a superfície livre.

As posições das isotermas 980°C em função do tempo de resfriamento são utilizadas para simular o desenvolvimento sequencial dos diferentes níveis estruturais observados no derrame estudado, durante o avanço progressivo dos “fronts” de solidificação descendente e ascendente, resultando na seguinte cronologia: (1) a formação da porção superior do nível vesicular do topo ocorreu num período de 0,3 anos, com uma velocidade de avanço do front de solidificação ($\Delta x/\Delta t$) de 0,11 cm/hora; (2) a porção inferior do nível vesicular do topo foi formada após 0,5 anos, com uma velocidade de avanço do front de solidificação ($\Delta x/\Delta t$) de 0,09 cm/hora; (3) o nível central prismático teve sua consolidação total após 31 anos, com uma velocidade de avanço do front de solidificação ($\Delta x/\Delta t$) de 0,012 cm/hora, sendo que nos níveis colunados superior e inferior o avanço dos fronts de solidificação foi mais rápido, com ($\Delta x/\Delta t$) de 0,023 cm/hora; (4) o nível vesicular da base foi formado num período de 0,1 ano, com uma velocidade de avanço do front de solidificação ($\Delta x/\Delta t$) de 0,1 cm/hora.

7.1.2 Regime de Temperatura Após a Total Solidificação

Após a completa solidificação da lava, o calor latente de cristalização não é mais liberado e o resfriamento pode ser analisado utilizando-se a seguinte equação de difusão (Jeager, 1968; McMillan et al, 1987):

$$T/T_0 = 1/2 \{ \operatorname{erf}(\xi + 1/2\tau^{0.5}) - \operatorname{erf}(\xi - 1/2\tau^{0.5}) \} - 1/2 \{ \operatorname{erf}(2 - \xi + 1/2\tau^{0.5}) - \operatorname{erf}(2 - \xi - 1/2\tau^{0.5}) \} \quad (8)$$

onde T é a temperatura no ponto x, medido a partir do topo do derrame, T_0 é a temperatura da lava no tempo $t = 0$ (s) após a solidificação, i.e., 980°C.

$\xi = x/a$ e $\tau = k_1 t/a^2$, com x (m) a profundidade no derrame, a (m) metade da espessura do derrame, k_1 ($m^2 s^{-1}$) a difusividade térmica da lava solidificada sem o calor latente de cristalização, e t (s) o tempo desde o início da solidificação.

Para o modelamento matemático, considerou-se como tempo inicial $t = 31$ anos, que representa o tempo necessário para que todo o derrame atinja a $T = 980^\circ\text{C}$, que representa a solidificação total da lava e que é determinado pelo encontro dos fronts de solidificação ascendente e descendente

As figuras 7.2a, b mostram a distribuição das temperaturas no perfil vertical do derrame, para o intervalo de tempo no qual ocorreu o resfriamento da rocha.

A partir desses resultados (figs. 7.1 e 7.2a,b), conclui-se que o período de 31 anos, durante o qual ocorre a solidificação da lava, e, conseqüentemente a cristalização das fases minerais primárias, representa o intervalo máximo de tempo para o estabelecimento do processo de nucleação, crescimento e migração das bolhas, que originam os níveis vesiculares. Os processos pós-magmáticos podem ocorrer até que a rocha atinja a temperatura ambiente ($T = 20^{\circ}\text{C}$), o que representa um período de 745 anos.

Este modelamento numérico é utilizado para (1) avaliar o processo de vesiculação (2) avaliar o processo de fraturamento.

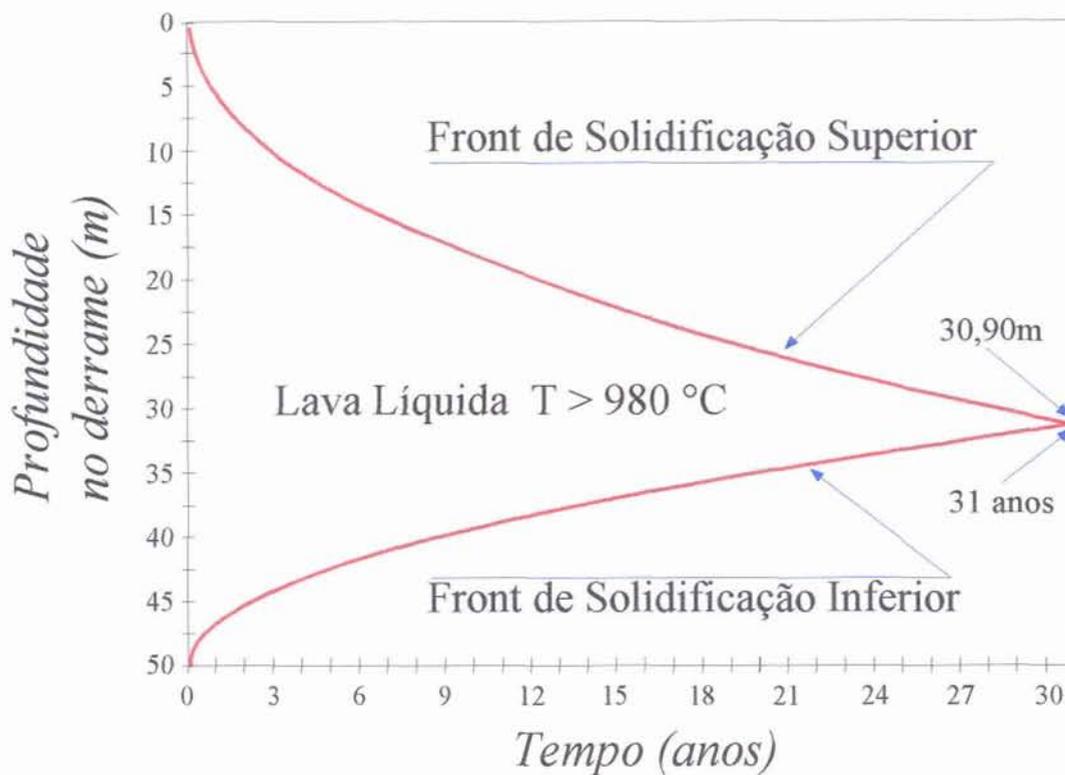


Fig. 7.1 Percurso da solidificação do derrame em função do tempo de resfriamento. Posição da isoterma solidus (980°C) ao longo do derrame.

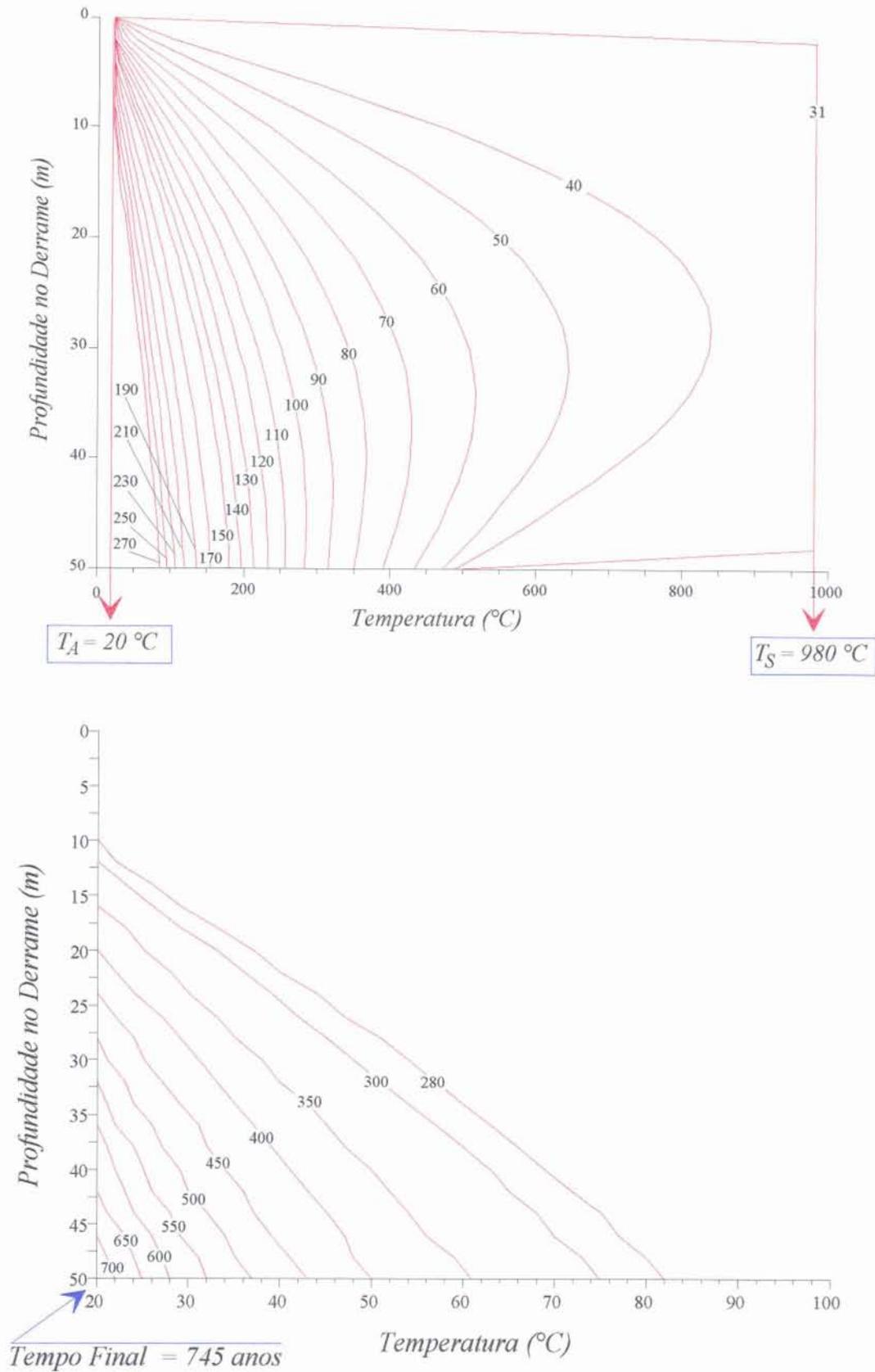


Fig. 7.2 Distribuição das temperaturas ao longo do derrame após a solidificação. (a) Distribuição das temperaturas a partir de 31 anos (período da solidificação) até 270 anos; (b) distribuição das temperaturas a partir de 270 anos até 745 (período no qual o derrame atinge a temperatura ambiente, 20 °C).

7.2 O PROCESSO DE CRISTALIZAÇÃO

A partir dos 1200° C a evolução do sistema é comandada pelos processos que envolvem a cristalização.

7.2.1 A Cristalização das Fases Minerais

A história da cristalização começa com a formação dos óxidos de Fe-Ti, que são os mais abundantes fenocristais da rocha.

A primeira fase silicatada a cristalizar é a olivina, para a qual, segundo a literatura, pode ser estimada uma temperatura inicial entre 1200°C e 1170°C (para conteúdos de MgO = 7,5%, Helz,1987).

Ti-magnetita e olivina devem permanecer em suspensão no líquido, nestes estágios iniciais da cristalização.

A formação mais extensa do arcabouço cristalino da rocha se dá pela cristalização substancial de plagioclásio e piroxênios, que devem ocupar o mesmo intervalo de cristalização, como sugere a presença simultânea de texturas subofíticas e intergranlares envolvendo estas duas fases.

Geotermômetros como o de Kretz (1982) para o par augita-pigeonita estabeleceram temperaturas de cristalização em torno de 1060°C. Utilizando-se as composições dos plagioclásios, para o geotermômetro de Kudo e Weil (1970), obteve-se temperaturas em torno de 1100°C.

A assembléia Ti-magnetita-ilmenita é um geotermômetro conhecido (Buddington e Lindsley, 1964) e determina temperaturas em torno de 980°C, porém esses resultados representam as temperaturas de exsolução da ilmenita.

Olivina + augita é a associação em equilíbrio durante a cristalização inicial destas lavas. Esta é a associação comum nas fases iniciais de cristalização das lavas toleíticas (Wager e Deer, 1939; Nakamura e Kushiro, 1970). A olivina desaparece com o avanço da cristalização.

A presença de olivina acompanhada por piroxênio é descrita nos estágios inicial e final de cristalização, estando ausente nas fases intermediárias (segundo Wager e Brown, 1967; Wright e Weiblen, 1967). A olivina tem um período curto de

cristalização, o magma logo atinge uma composição onde a olivina reage com a fusão e começa a produzir um piroxênio mais magnesiano.

Nas rochas estudadas, a presença de olivina somente nos níveis superior e inferior do derrame, indica que nestas porções o avanço do front de solidificação foi rápido o suficiente, de forma a aprisionar os cristais de olivina na zona rígida, preservando-os de reação com o líquido, o que inibiu a cristalização de pigeonita nestes níveis. No centro do derrame, onde a velocidade de resfriamento é menor e o “front de solidificação” é mais espesso, os cristais de olivina permaneceram por mais tempo nas zonas menos cristalinas do FS, de modo que as reações com o líquido levaram à desestabilização total da olivina, com a produção de pigeonita.

A augita, que cristaliza em equilíbrio com a olivina, tem a composição mais magnesiana, correspondente à composição dos níveis vesiculares (FS 15). Ela torna-se progressivamente mais rica em Fe (FS 36) e pobre em Ca (WO 29) com o avanço da cristalização, e passa a coexistir com a pigeonita, já na ausência de olivina, na porção central do derrame. A pigeonita, por sua vez, também passa de uma composição inicialmente mais magnesiana, para termos mais ricos em Fe e Ca.

Estas variações mineralógicas e composicionais são, portanto, manifestações espaciais e temporais do avanço do front de solidificação.

A cristalização da assembléia inicial olivina+augita não conduz a nenhuma mudança na fO_2 . Se houver um substancial enriquecimento em Fe nos silicatos a medida em que cristaliza a assembléia Ol-Pig-Aug-Timt-Ilm, deve haver uma diminuição na fO_2 relativa para o sistema. Isto não deve ocorrer nestas rochas, uma vez que a pigeonita aparece tardiamente e a olivina está ausente nas porções onde há pigeonita. Então, após o desaparecimento da olivina, a assembléia que cristaliza é Pig-Aug-Timt-Ilm, o aumento na razão Fe/Mg nos silicatos é aparentemente acomodado pelo aumento na atividade da sílica em vez de diminuição na fO_2 .

Após o desaparecimento da olivina, o sistema tem características de múltiplo saturamento (estão cristalizando Ti-magnetita, augita, plagioclásio e pigeonita), no qual a nucleação de uma fase sólida provoca a liberação de componentes que são rejeitados pela cristalização desta fase, mas que são utilizados na formação das outras fases. Desta forma, a nucleação de uma fase ocorre em resposta ao crescimento de outra, o que leva à estabilização da distribuição dos componentes químicos e tende a

produzir texturas interpenetrativas, ofíticas e subofíticas dos pequenos cristais da matriz.

As diferenças locais na velocidade de resfriamento são responsáveis pelas variações nos tamanhos dos grãos e nas texturas, que são observadas ao longo do derrame e, claramente indicam maiores taxas de resfriamento junto aos contatos no topo e na base do derrame, e um resfriamento mais lento na parte central. Nos níveis vesiculares, a distribuição do calor além da influência do ambiente encaixante, é comandada pela presença das bolhas que provocam o resfriamento brusco do magma ao seu redor, originando as texturas intersertais e os cristais dendríticos e esqueletiformes.

Basaltos em condições de saturação múltipla formam estruturas nas quais os cristais crescem em agregados e em cadeias, provavelmente gerando macroestruturas frouxas (Marsh, 1996). Esta representação é mais realista do que a clássica imagem de um fluido contendo uma assembléia não reativa de esferas. A reologia do front de solidificação durante a cristalização da matriz da rocha, e, conseqüentemente o seu comportamento físico e químico, são profundamente afetados pelas características do tipo de estrutura resultante da cristalização.

O término da cristalização se dá com a formação da matriz, cuja cristalização também depende da história prévia do resfriamento. As diferenças texturais, mineralógicas e mesmo a química dos piroxênios e plagioclásio, mostram que a rocha não resfriou à taxas constantes, além disso, outros fatores contribuem para esta diversidade, como o caráter poliminerálico da matriz, onde a nucleação e o crescimento de uma fase afeta o desenvolvimento das outras que são contemporâneas. Uma complicação adicional é que a densidade de nucleação, que é manifestada pelos tamanhos de grãos não é constante mesmo para uma taxa única de resfriamento, originando simultaneamente fenocristais e pequenos grãos.

Após a cristalização da matriz da rocha, está formado, então, o arcabouço cristalino, constituído por cristais e espaços intergranulares e nos níveis vesiculares, também pelas vesículas.

A medida que a T diminui, em um determinado ponto, todo o líquido residual torna-se isolado e confinado aos interstícios do arcabouço. Nestes espaços, se dá a segunda etapa da cristalização e as composições do líquido então produzidas

aproximam-se do trend perfeito de cristalização fracionada. Há nucleação de K-feldspato, quartzo e argilominerais.

Os produtos de cristalização fracionada extrema não estão em equilíbrio com a mineralogia inicial da rocha.

A concentração dos óxidos na fusão é controlada pela assembléia cristalina associada. Assim, olivina + pigeonita controlam o MgO, ilmenita controla o TiO₂ e olivina+augita+plagioclásio controlam o CaO. Outros óxidos, notadamente o FeO e Al₂O₃ são muito mais variáveis.

O conteúdo variado de FeO resulta do re-equilíbrio da olivina com o líquido durante a cristalização. Quando a olivina é amplamente presente, o líquido residual é empobrecido em FeO. Quando há pouca olivina, o resíduo intersticial é relativamente enriquecido em FeO.

As diferenças composicionais no líquido residual estão ligadas à assembléia mineralógica imediatamente associada. As diferenças existem porque a composição da fusão é controlada pela composição total local, mesmo que grande quantidade de fusão esteja presente. As principais diferenças são em relação ao Fe, e são acompanhadas pelo aumento nos outros óxidos, como SiO₂, Al₂O₃, Na₂O, K₂O e P₂O₅.

7.2.2 Processos Ativos Durante a Cristalização

Como foi evidenciado pela homogeneidade nas características químicas das diferentes partes do derrame (cap. IV), processos de diferenciação em larga escala não foram importantes na cristalização destas rochas, originando um perfil tipo-I.

A distribuição irregular de olivina, mostra que não houve ascentamento destes cristais, ou segregação granulométrica vertical. A ausência de olivina na parte central de lagos de lava no Hawai foi correlacionada por Helz (1980) à diminuição na vesicularidade nestes locais, sugerindo que a presença de vesículas inibe a movimentação de olivina. Segundo Mangan e Helz (1985), a presença de vesículas dá ao magma propriedades plásticas, fazendo com que este se comporte como um fluido do tipo Bingham, em vez de newtoniano, dificultando o fluxo dos cristais para outras porções do front de solidificação..

Da mesma forma, evidências de redistribuição convectiva de cristais, como concentração diferencial de minerais nas porções mais resfriadas, não são observadas.

A variação e a distribuição da mesóstase, bem como as variações composicionais das fases minerais observadas ao longo do derrame, sugerem a ocorrência de processos locais de “*quench fractionation*”, a semelhança do que é proposto por Hoover e Murphy (1987), para basaltos do Columbia River.

“*Quench Fractionation*” representa cristalização fracionada de ocorrência localizada, em sistema fechado e em escala pequena (1 a 2 cm).

Este tipo de fracionamento ocorre pela cristalização dos minerais da matriz, produzindo um líquido residual que continua a fracionar até a sua solidificação completa. Este processo não se desenvolve no sentido do equilíbrio, trata-se de uma variação do processo de Rayleigh, uma vez que ocorre rapidamente e porque o produto do fracionamento pode ter composição variada, desde termos em equilíbrio com o líquido não fracionado, até composições próximas às do líquido final (Lofgren, 1980; Dowty, 1980).

O processo de “*quench fractionation*” pode se aproximar do fracionamento em equilíbrio nas porções onde o resfriamento é mais lento, como na parte central do derrame (entablatura). O fracionamento nas porções onde o resfriamento é mais rápido (topo e base do derrame) é muito mais dependente dos efeitos de nucleação e crescimento dos cristais em função da supersaturação induzida pelo “undecooling” (Lofgren, 1980) ou por diferenças composicionais, tais como conteúdo de voláteis (Lipman et al., 1985).

Isto é observado no derrame estudado, onde a mesóstase na entablatura tem, em geral, maior cristalinidade e apresenta uma distribuição das fases minerais, ali produzidas, que reflete uma ordem de cristalização compatível com um fracionamento mais em equilíbrio. Além disso, as composições são, predominantemente, mais ácidas. Já nos níveis de topo e base, especialmente no nível vesicular da base, a composição da mesóstase é mais variada, e a cristalinidade é mais baixa.

De modo geral, pode-se concluir que este tipo de fracionamento levou à diferenciação do líquido residual, num modo pseudo-Rayleigh, rápido, porém menos eficiente. A composição da mesóstase indica a remoção de uma assembléia mineralógica que corresponde àquela encontrada na matriz + fenocristais desta rocha.

7.2.3 Modelo do Fracionamento

Um modelo de cristalização fracionada foi aplicado com o objetivo de testar a hipótese de que a constituição do resíduo intersticial, e do material que preenche os veios precoces pode ter derivado do fracionamento dos minerais primários, fenocristais e matriz, da rocha.

Este modelo tem como premissas: (1) a composição do líquido primitivo é assumida como a composição da rocha sem os fenocristais; (2) as proporções dos produtos fracionados são calculadas à partir dos valores modais medidos; (3) as composições das fases (fenocristais, matriz e mesóstase) formam obtidas através de análises por microsonda eletrônica; (4) o método de fracionamento baseia-se no modelo desenvolvido por Vieira Jr (1991).

O fracionamento foi modelado como um processo do tipo Rayleigh utilizando cálculos para o balanço de massa do elementos maiores, segundo a equação:

$$M_o^j = M_1^j F + M_c^j (1-F)$$

onde:

M_o^j é a concentração do elemento j no líquido mais primitivo;

M_1^j é a concentração do elemento j no líquido residual;

F é a fração de líquido restante;

M_c^j é a concentração do elemento j nos cristais formados;

(1-F) é a fração de cristais produzidos.

O objetivo deste cálculo é obter a composição do líquido residual correspondente a: (1) composição da mesóstase no nível vesicular da base, com 53% de SiO₂, que representa o resíduo menos diferenciado encontrado no derrame, que ocorre imediatamente ao redor das vesículas; (2) composição da mesóstase no nível colonado, que representa o líquido que preenche os veios precoces, com 63% de SiO₂; (3) composição da mesóstase no entablamento, com 66% de SiO₂, que representa o resíduo mais diferenciado.

A cristalização de plagioclásio (pl), augita (au) e Ti-magnetita (mt) nas proporções 50:30:20 produz um líquido residual com composição equivalente à da mesóstase no nível vesicular da base, ao redor das vesículas, e requer apenas 33% de

cristalização do magma ($F=0,67$). Na tabela 7.3 são apresentadas as composições da rocha (FW 41a) correspondente a este nível do derrame, e dos constituintes minerais: plagioclásio (PL138), augita (PX129), Ti-magnetita (OP13), K-feldspato e argilominerais.

	FW41a	PL138	PX129	OP13	K-felds	Arg	L (0,33%)
SiO ₂	50,27	56,218	52,916	0,06	64,82	38,64	53,36
Al ₂ O ₃	12,85	27,972	1,959	1,85	19,69	6,59	11,91
Fe ₂ O ₃	15,55	1,082	12,865	78,06	0,034	18,36	17,20
MnO	0,19	0	0,252	0,2	0	0,35	0,24
MgO	4,69	0,153	15,021	0,31	0,04	13,36	4,73
CaO	8,43	11,068	17,517	0,04	0,59	7,31	7,27
Na ₂ O	2,56	4,411	0,207	0	3,12	0,47	2,70
K ₂ O	1,18	0,395	0	0	11,43	0,12	1,66
TiO ₂	2,31	0	0,854	15,56	0,021	0,34	2,56
P ₂ O ₅	0,26	0	0	0	0	0	0,39

Tab. 7.3 Composições utilizadas no cálculo da cristalização fracionada para o nível vesicular e do resíduo resultante.

A geração de um líquido com composição correspondente ao material que preenche os veios precoces dos níveis colunados requer 70% ($F= 0,30$) de cristalização nas proporções 51:29:9:11 de pl:au:pg(pigeonita):mt, conforme apresentado na tabela 7.4. FW11 corresponde à composição da rocha nesse nível, PL46 ao plagioclásio, PX41 augita, PX31 pigeonita, PL41Ab albita, K-feldspato e MG1 Ti-magnetita.

	FW11	PL46	PX41	PX31	PL41 Ab	K-felds	MG1	L (0,30%)
SiO ₂	51,43	58,251	49,73	50,865	62,993	64,82	0,28	57,71
Al ₂ O ₃	12,94	26,157	1,611	0,65	22,821	19,69	0,11	10,75
Fe ₂ O ₃	15,29	0,609	13,767	27,771	0,366	0,034	76,91	15,35
MnO	0,22	0	0,307	0,532	0	0	0,71	0,23
MgO	4,87	0,023	13,609	14,452	0,022	0,04	0,14	3,93
CaO	8,46	8,909	16,389	4,786	4,297	0,59	0,02	5,50
Na ₂ O	2,62	5,164	0,172	0,027	6,376	3,12	0	2,47
K ₂ O	1,26	0,55	0,025	0,035	1,725	11,43	0	3,52
TiO ₂	2,24	0	0,819	0,432	0	0,021	16,02	2,71
P ₂ O ₅	0,28	0	0	0	0	0	0	0,93

Tab. 7.4 Composições utilizadas no cálculo da cristalização fracionada para o nível colunado e do resíduo resultante.

A composição da mesóstase no entablamento é atingida após o fracionamento de 80% do magma ($F= 0,20$), nas proporções 48:33:11:8. Na tabela 7.5 encontram-se as composições da rocha correspondente ao entablamento (FW6), plagioclásio (PL109), augita (PX104), pigeonita (PX103), Ti-magnetita (MT), ilmenita (IL).

O líquido residual, após a cristalização dos minerais da matriz se diferencia do magma original pelo enriquecimento em SiO_2 , Na_2O , K_2O e TiO_2 . O prosseguimento da cristalização deste resíduo foi modelado como o exposto acima, com os seguintes resultados:

Tomando-se a composição do resíduo resultante da cristalização de 80% do magma (situação do entablamento, apresentada em (a), na tabela abaixo), é possível, pelo fracionamento de 40% deste líquido, a formação de 4,6% de K-feldspato e 3% de albita. A partir da composição do líquido restante (F=11,4; (b)), pode haver a formação de 3% de argilominerais, restando ainda um resíduo rico em SiO_2 (c), responsável pela presença de quartzo na rocha. Embora a quantificação das fases minerais presentes na mesóstase seja de difícil precisão, contagem modal feita ao MEV e tratamento de imagens de microscópio óptico em luz refletida, para os argilominerais, são coerentes com os resultados destes cálculos.

	FW6	PL109	PX104	PX103	MT	IL	L(0,20)	a	b	c
SiO ₂	51,52	55,208	50,98	50,734	0,07	0,01	66	61,97	60,56	68,26
Al ₂ O ₃	12,84	26,807	1,84	0,647	1,85	0,06	18	9,62	2,21	0,68
Fe ₂ O ₃	15,34	0,642	17	27,424	78,05	36,48	0,2	20,22	33,59	38,94
MnO	0,21	0	0,328	0,589	0,2	2,5	0,01	0,07	0,12	0,04
MgO	4,91	0,187	11,93	14,134	0,31	0,2	0,01	2,12	3,50	0,04
CaO	8,5	6,664	16,87	5,916	0,04	0,8	0,4	4,86	6,72	6,51
Na ₂ O	2,77	5,152	0,259	0,057	0	0	3,6	3,59	3,04	3,94
K ₂ O	1,23	0,71	0	0	0	0	10	4,79	2,95	3,94
TiO ₂	2,24	0	0,779	0,435	15,55	54,47		1,39	2,31	3,00
P ₂ O ₅	0,28	0	0	0	0	0		1,40	2,33	3,15

Tab. 7.5 Composições utilizadas no cálculo da cristalização fracionada para o entablamento; do resíduo após a cristalização da matriz da rocha (L 0,20); da cristalização de K-feldspato e albita (a); da cristalização de argilominerais (b), restando um resíduo rico em SiO_2 (c).

De acordo com o modelamento exposto acima, o resíduo final contém alto Fe_2O_3 , que juntamente com o TiO_2 , são os constituintes dos óxidos de Fe-Ti, abundantes na mesóstase. O alto conteúdo de CaO e P_2O_5 correspondem a apatita, cuja formação não foi considerada no modelamento, mas que é abundante na mesóstase. Resta no final, segundo estes cálculos, um resíduo com Na_2O e K_2O .

7.3 MODELAMENTO DO FRATURAMENTO

Segundo o modelo baseado na contração térmica, Jaeger (1961) propôs que as disjunções colunares são uma variedade de fraturas de contração, orientadas perpendicularmente à direção de máximo stress tensional. Em corpos que podem ser representados por uma geometria tabular (pelo menos localmente), o resfriamento se dá a partir das duas superfícies de contato (superior e inferior) e a propagação das fraturas é perpendicular aos planos das isotermas. Neste modelo simples, a medida que os “fronts” de solidificação migram para o interior do corpo, a distribuição do stress térmico tem sua direção principal paralela às superfícies das isotermas, e portanto, paralela aos contatos, gerando fraturamento perpendicular aos contatos. Formam-se dois “fronts” de fraturamento, um superior e outro inferior, que migram independentemente em direção ao centro do corpo e que se encontram ao longo de uma interface quasi-planar quando da total consolidação da rocha.

Portanto, o fator determinante da estruturação são as condições em que se processa o resfriamento ao longo do derrame. A velocidade de resfriamento tem grande influência no desenvolvimento do fraturamento, que por sua vez, controla a largura dos prismas (Iddings, 1886; Spry, 1962; Ryan e Sammis, 1978). Segundo esses autores e a partir de trabalhos experimentais de resfriamento de vidros, considera-se que prismas largos resultam de resfriamento lento, enquanto que colunas estreitas e irregulares representam resfriamento mais rápido.

Para se avaliar o comportamento do fraturamento ao longo do derrame, foi necessária a determinação das velocidades de resfriamento ($\Delta T/\Delta t$) e do gradiente térmico ($\Delta x/\Delta t$) no tempo e no local da formação das fraturas. De acordo com Ryan e Sammis (1981), as fraturas começam a se propagar quando a temperatura local atinge a temperatura de transição do vidro (“*glass transition temperature*” - T_g) que é de aproximadamente 750° C para os basaltos. Por outro lado, Peck e Minakami (1968) fizeram medições de temperatura no interior de fraturas nos lagos de lava no Hawái, obtendo valores de 900° C.

As isotermas de 900° C e de 750° C foram, então, escolhidas para demarcar os fronts de fraturamento que são os locais onde a velocidade de resfriamento ($\Delta T/\Delta t$) e o gradiente térmico ($\Delta x/\Delta t$) mais fortemente afetam o processo de fraturamento.

Seguindo a premissa de que a largura dos prismas é proporcional à velocidade de resfriamento, espera-se que o diâmetro dos prismas (que é deduzido da largura das faces) seja uma função monotônica e positiva do inverso da velocidade de resfriamento:

$$D = f(-\Delta T/\Delta t)^{-1}$$

Então, para as isotermas de 900° C e de 750° C, foi feito o cálculo do inverso da velocidade de resfriamento, que deve servir como um indicador da largura dos prismas. A figura 7.3 apresenta as curvas resultantes para as diferentes profundidades no derrame.

Segundo este modelo, os diâmetros dos prismas devem ser crescentes até aproximadamente o centro do derrame. A partir dos 25m, até 35m, as variações devem ser pequenas, pois a taxa de resfriamento é praticamente constante, e, neste intervalo devem ser encontrados os prismas de maior diâmetro. Em direção à base, os diâmetros decrescem, mais acentuadamente a partir de 45m.

Quando comparados esses resultados com o mapeamento do fraturamento, apresentado no capítulo III (Fig. 7.4), verifica-se que os diâmetros medidos dos prismas não correspondem aos previstos pelo modelamento para a isoterma de 900° C nem para a de 750° C, embora a curva definida pela isoterma de 750° C reflita a assimetria prevista pelo modelo condutivo de solidificação, no qual o encontro dos fronts ascendente e descendente se dá a aproximadamente 30m de profundidade.

De fato, o que se observa é a homogeneidade dos tamanhos dos prismas no colunado superior e a diminuição dos diâmetros na parte central, onde o fraturamento é intensificado. O colunado inferior é semelhante ao superior.

Esta análise sugere que a utilização da velocidade de resfriamento como parâmetro único para a determinação da largura dos prismas gerados pelo fraturamento não é suficiente para explicar as variações encontradas.

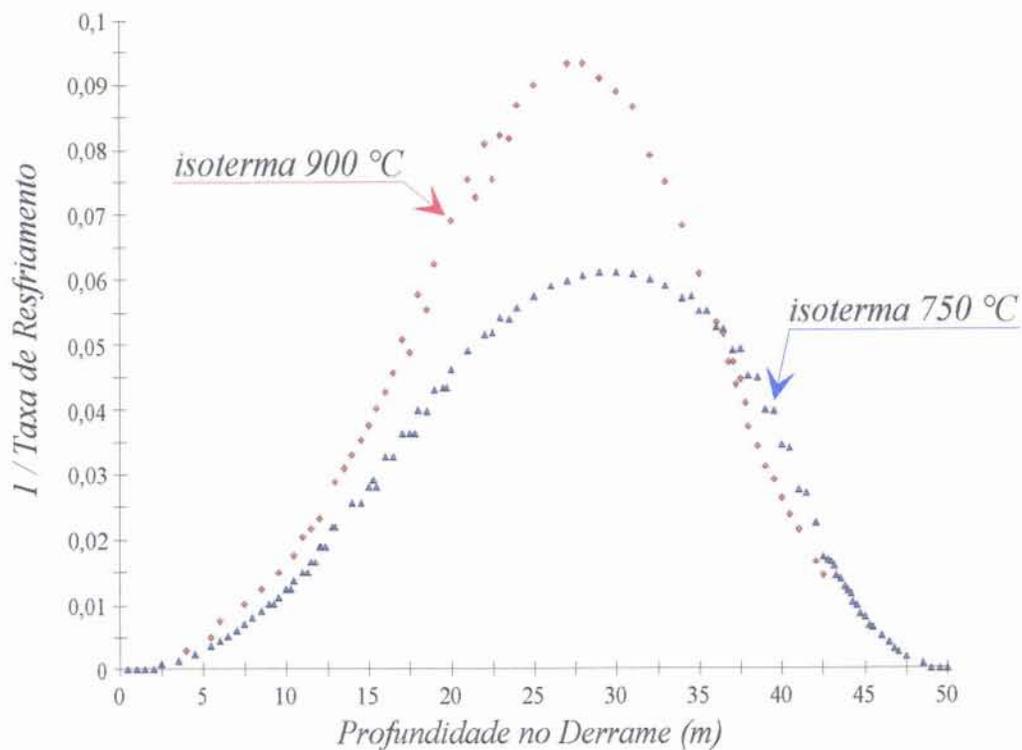


Fig. 7.3 Comportamento da relação I /velocidade de resfriamento com a profundidade no derrame, para as isothermas 900°C e 750°C. Este parâmetro deve refletir à distribuição dos diâmetros dos prismas ao longo do derrame.

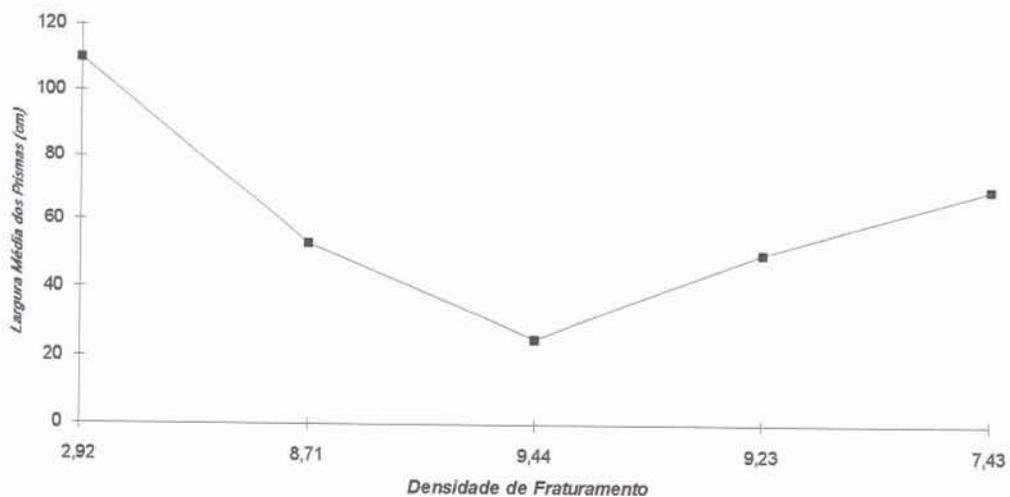


Fig. 7.4 Larguras médias dos prismas individuais em função da densidade de fraturamento. Os valores de x correspondem à posições do topo até a base do derrame.

CAPÍTULO VIII

*A HISTÓRIA TÉRMICA E MECÂNICA -
DISCUSSÃO*

*Os processos que começam a atuar a partir do extravasamento do magma na superfície, são resultado da interação do conjunto de atributos internos do magma, com as características de superfície. Esta interação gera transformações no magma, que são variáveis no espaço e no tempo. É exatamente o caráter dinâmico fornecido pela ligação **espaço - tempo - temperatura** na evolução do magma, que se procurou enfatizar na discussão da história térmica e mecânica do derrame.*

8.1 INTRODUÇÃO

A solidificação de um magma, seja em uma grande câmara magmática, um dique, um lago de lava ou um derrame, acontece no intervalo contido entre a liquidus e a solidus, cuja manifestação espacial é o “**Front de Solidificação (FS)**”. Segundo Marsh (1996), “Front de Solidificação é a massa de magma parcialmente fundida a parcialmente cristalina, contida entre as isotermas solidus e liquidus.”

O avanço dos dois fronts de solidificação transformam progressivamente o magma: (1) do estado líquido a (2) estado parcialmente cristalizado (zona de mush) e, finalmente, (3) ao estado sólido (70 - 80% de cristais). Com o resfriamento, este front se propaga a partir das bordas, indo se encontrar, no final da solidificação em algum ponto no interior do corpo.

Nas zonas em que o resfriamento é mais rápido, o front de solidificação é estreito, sendo mesmo uma linha, no começo do resfriamento. Com o tempo, e a medida em que penetra no interior do derrame, ele torna-se mais espesso, proporcionalmente à raiz quadrada do tempo, segundo medidas realizadas nos lagos de lava no Hawai (Wright e Okamura, 1977).

O front de solidificação corresponde à dois fenômenos simultâneos: a formação da microestrutura da rocha (esqueleto rígido) e o fluxo das zonas ainda fundidas, que formarão, mais tarde, a matriz e os minerais pós-magmáticos. A estruturação e a reologia do front de solidificação são aspectos importantes para a compreensão da

história da cristalização da rocha, porque é neste espaço que ocorrem os processos responsáveis pela evolução do magma.

Marsh (1988) apresenta a seguinte divisão do front de solidificação segundo as características reológicas (Fig.8.1):

- 1- Zona de Suspensão - Inicia no contato com a liquidus (N 0%) e prossegue até atingir uma viscosidade correspondente a $N < 25\%$.
- 2- Front de captura - $N=25\%$. Este grau de cristalização marca a transição para uma região em que os cristais podem se mover livremente e o magma se comporta como uma suspensão.
- 3- Zona de "mush" - $25 < N < 50-55\%$. Nesta região, os cristais e as bolhas não podem se mover livremente, e uma vez dentro desta zona, ficam presos no FS. O material se comporta como uma "pasta".
- 4- Região crítica de cristalização - $N=50-55\%$. A viscosidade aumenta pois, com este grau de cristalização o magma adquire uma estrutura na forma de uma rede de cristais não completamente conectada e, por isso, com comportamento viscoso.
- 5- Crosta rígida - limitada pelo ponto crítico de cristalização ($N=50-55\%$) e pela solidus, com 100% de cristalização ($N=100\%$). Nesta zona há uma grande diminuição na viscosidade do magma. Esta porção do FS tem comportamento frágil, pois já constitui um arcabouço cristalino compacto.

Esta divisão é variável e depende do tipo e do estilo de alojamento do magma.

Esta visão de uma câmara magmática formada por magma carregado de cristais, encaixado por um front dinâmico de solidificação que se propaga para o interior, no qual ocorrem os processos magmáticos, permite a compreensão da estruturação interna de um derrame espesso como o objeto deste estudo.

Após o extravasamento da lava, todos os processos que passam a operar neste sistema, são comandados pelo comportamento do resfriamento ao longo do derrame.

8.2 PROCESSOS QUE OCORREM NO INTERVALO $1200^{\circ}\text{C} > T > 980^{\circ}\text{C}$

Entre 1200°C e 980°C , os processos que ocorrem no magma são governados (1) pela quantidade de água do magma em equilíbrio com a pressão litostática; (2) pelo aumento da viscosidade.

Em Frederico Westphalen, o derrame estudado tem 50 metros de espessura; para um magma basáltico com densidade 2,8, a pressão litostática, na base do derrame é 14 barias. A quantidade de água dissolvida no magma, neste nível, pode ser calculada pela fórmula (MacPherson, 1984):

$$p^{1/2} = 3,124 X_{H_2O} + 0,444$$

onde, X_{H_2O} é a fração molar de água dissolvida no magma.

Em direção ao topo do derrame, a quantidade de água em equilíbrio com a pressão litostática diminui e, conseqüentemente, aumenta a exsolução. É esta quantidade de vapor d'água exsolvido que origina: (1) a nucleação das vesículas; (2) o seu crescimento.

Simultaneamente, à ascensão das vesículas se dá até que elas sejam aprisionadas pelo front descendente de alta viscosidade.

Nessas condições, dois tipos de fluidos devem ser considerados para a compreensão dos mecanismos pós-magmáticos:

- o fluido residual, que por cristalização fracionada, origina a cristalização da mesóstase;
- a água que se condensa em mais baixa temperatura nas vesículas e que pode alimentar as alterações pós-magmáticas.

8.2.1 Vesiculação

Logo após a extrusão, começa a se desenvolver o processo de vesiculação.

As vesículas são formadas pelo aprisionamento das bolhas de gás exsolvidas do magma, quando este solidifica. Como a taxa de difusão dos gases nas fusões silicatadas é quatro ordens de magnitude menor que o coeficiente de difusão térmica das fusões, a onda térmica responsável pelo resfriamento e solidificação do derrame pode atravessar uma certa espessura do derrame antes que o gás consiga percorrer, por difusão, a mesma distância. Os gases são exsolvidos do magma com o resfriamento e vão se concentrar em bolsões e bolhas. Quando a temperatura ultrapassa a solidus, estes são aprisionados e as bolhas de gás são congeladas no líquido em solidificação formando as vesículas. A presença de vesículas é, portanto, uma evidência que a exsolução ocorreu durante o final da solidificação da lava.

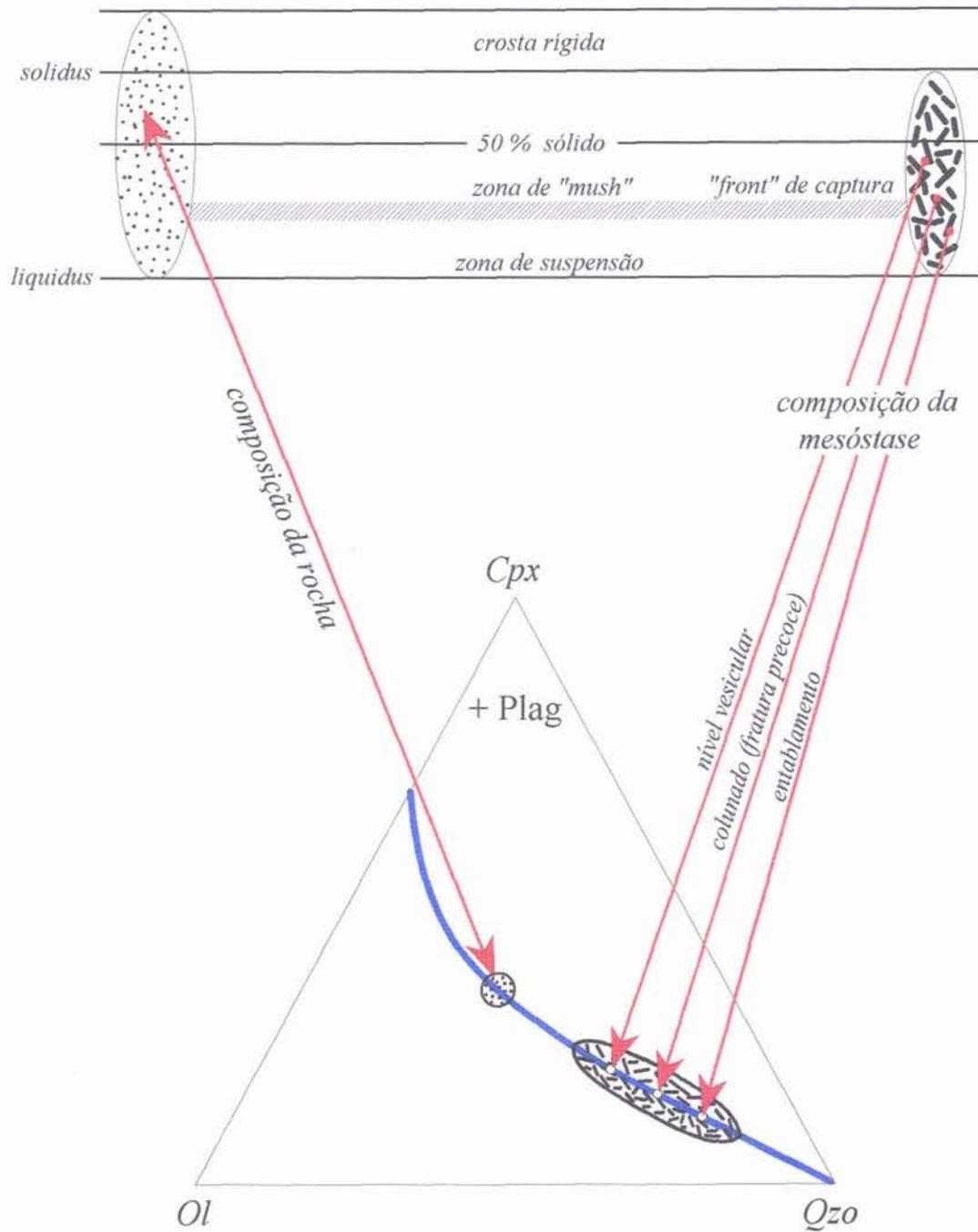


Fig 8.1 Características do “front de solidificação” segundo Marsh (1996). O diagrama triangular reúne os constituintes da rocha + resíduo. A linha preta marca o trend evolutivo da rocha que, após a cristalização da matriz, forma um resíduo com composições que tendem ao polo do Qzo. As diferentes composições do resíduo resultam do grau de fracionamento que varia nos diversos níveis do derrame.

Como a lava resfria a partir das superfícies superior e inferior em direção ao centro do derrame, a distribuição das vesículas é resultado da velocidade de avanço descendente e ascendente da isoterma 1150°C, que representa a temperatura mínima de aprisionamento das bolhas.

O nível vesicular superior tem espessura média de 4m, podendo chegar até 10m em certos locais. Considerando-se a velocidade da isoterma 980°C, o intervalo de tempo máximo para a formação deste nível vesicular é de 0,86 anos. Estudos realizados por Proust et al (1995) em um derrame de 30 m, pertencente à mesma sequência estratigráfica da região de Frederico Westphalen, mostraram que o processo de vesiculação tem uma duração muito curta em relação ao tempo de solidificação da lava, correspondendo a 10^7 segundos dos 38×10^7 segundos necessários para a solidificação daquela lava, e que 1150°C é considerada a temperatura limite para a ascensão das bolhas independente do tamanho.

A análise da distribuição das vesículas, no nível vesicular do topo (cap III), mostrou a existência de duas porções caracterizadas por diferentes tamanhos das vesículas, a porção superior, próxima do topo do derrame, com as menores vesículas, e junto à base deste nível, uma porção onde as vesículas têm tamanhos maiores.

A porção superior, com aproximadamente 3m de espessura teve um período de solidificação de 0,3 anos, com a maior velocidade de resfriamento (0,11 cm/hora). Nestas condições de resfriamento muito rápido, o espaço entre as isotermas solidus e liquidus, no front de solidificação, é muito reduzido o que provoca o rápido aprisionamento das bolhas que nuclearam e cresceram dentro do próprio nível. Uma vez solidificada, esta crosta passa a ser uma barreira à ascensão das bolhas formadas nos níveis mais inferiores. Na base do nível vesicular, a solidificação é mais lenta (0,09 cm/hora). Nestes locais, as vesículas encontradas resultam da nucleação e crescimento locais e também do aprisionamento de bolhas nucleadas na parte central do derrame que ascenderam até este nível, resultando na coalescência que é responsável pelos maiores tamanhos das vesículas ali existentes. O nível central maciço tem uma velocidade de solidificação menor (0,012 cm/hora), o que representa um intervalo de tempo suficiente para a migração total das bolhas para o topo, resultando num nível não vesicular.

8.2.2 Cristalização dos minerais primários

O intervalo de tempo entre a extrusão e a solidificação a $T_s = 980^\circ\text{C}$, é amplamente dominado pelos processos que resultam na cristalização das fases minerais primárias.

A velocidade de avanço do front de solidificação, associada às propriedades intrínsecas do magma, vão determinar as características texturais e mineralógicas da rocha que irá se formar.

As velocidades de resfriamento ($\Delta T/\Delta t$), calculadas para o período de cristalização, mostram que no topo do derrame a velocidade é de $0,03^\circ\text{C}/\text{hora}$, ela diminui em direção a parte central, atingindo $0,0034^\circ\text{C}/\text{hora}$ a 15 metros e $0,0008^\circ\text{C}/\text{hora}$ a 31 metros. O front de solidificação ascendente tem comportamento semelhante.

A forma da curva gerada pelos valores de ($\Delta T/\Delta t$) para a isoterma de 980°C em função da profundidade no derrame, mostra que a evolução da velocidade de resfriamento é inicialmente muito rápida, nos primeiros metros do derrame, onde os pontos definem uma linha horizontal, e que corresponde ao nível vesicular do topo. A seguir, o resfriamento é progressivamente mais lento para o interior do corpo, sendo definido através de uma função polinomial até aproximadamente 15 metros, quando se torna aproximadamente constante na parte mais interna do derrame. O mesmo ocorre em relação ao front ascendente respectivamente aos 2, 8 e 21 metros.

As maiores velocidades de resfriamento ($\delta T/\delta t$) correspondem às menores taxas de solidificação (N), encontradas junto aos contatos de topo e base do derrame.

Estes resultados estão de acordo com as observações texturais e mineralógicas feitas ao longo do perfil vertical do derrame. Texturas intersertais, caracterizadas pela presença de até 29% de mesóstase são típicas dos níveis vesiculares. Em direção ao interior do derrame, aumenta o grau de cristalização da rocha, que passa a apresentar texturas intergranulares, onde a mesóstase é menos expressiva (até 10%).

Quando comparadas as velocidades de resfriamento e as texturas correspondentes na rocha, com texturas produzidas experimentalmente em taxas controladas, os valores obtidos neste modelamento, para as porções internas do derrame, são inferiores aos resultados experimentais. Schiffman e Lofgren (1981) produziram texturas muito similares às encontradas nos níveis colonados em velocidades da ordem de $10^\circ\text{C}/\text{hora}$. Na parte central do derrame, as texturas,

tamanhos e formas dos minerais correspondem àquelas produzidas em experimentos com resfriamento lento, com velocidades menores que 2°C/hora.

Nos níveis vesiculares, cristais esqueletiformes de plagioclásio e piroxênio são encontrados principalmente junto ao contato com as vesículas. Formas semelhantes de plagioclásio foram produzidas experimentalmente em velocidades de resfriamento maiores que 50° C/hora e acima de 10°C/hora para piroxênios. Estes valores são compatíveis com os obtidos pelo modelamento nos níveis vesiculares. A presença destas texturas ao redor das vesículas mostra que deve haver resfriamento muito rápido da matriz e mesóstase associado à formação das vesículas. As texturas do nível vesicular resultam, então, além da alta velocidade de resfriamento provocada pela grande diferença de temperatura em relação ao ambiente, do efeito localizado de “quench” ao redor das vesículas.

Além de controlar as texturas da rocha, as características do resfriamento têm reflexos sobre a distribuição e composição química das fases minerais primárias.

Nas porções superior e inferior do derrame, onde as velocidades de resfriamento são as maiores, o estreito front de solidificação muito rapidamente aprisiona os cristais de olivina, primeiro mineral a ser formado. Estes são, por isso, impedidos de se movimentar e preservados de reação com o líquido. Desta mesma forma, são preservadas as composições mais magnesianas das augitas e mais cálcicas dos plagioclásios nos níveis vesiculares.

Os menores gradientes térmicos que se desenvolvem em direção ao centro do derrame são geradas pelo desenvolvimento de um anteparo à propagação do calor que é a crosta rígida formada pelos níveis vesiculares já cristalizados. Estas propiciam o desenvolvimento de um front de solidificação mais espesso, no qual a maior distância entre as isotermas solidus e liquidus gera um domínio mais amplo para a ocorrência de processos magmáticos. Uma mais espessa zona de “mush” deve ser reponsável por manter os cristais de olivina, formados no início da cristalização, em contato com o líquido, provocando a reação destes, com a total desestabilização da olivina e formação de pigeonita. É ainda neste cenário que evoluem as composições dos piroxênios, inicialmente cálcicos e magnesianos até atingirem termos mais ricos em Fe, provavelmente em condições de mais baixa temperatura.

As diferenças nos teores de Ti e Al entre os piroxênios dos níveis vesiculares e da parte interna do derrame refletem estas variações nas condições de resfriamento, não somente pelo aprisionamento destes componentes como impurezas na estrutura

dos piroxênios cristalizados mais rapidamente, mas também pela maior disponibilidade do Al para os piroxênios, pelo retardamento no início da cristalização do plagioclásio em condições de alta taxa de resfriamento.

A relação da presença de diferentes quantidades de Al nos piroxênios de acordo com a velocidade do resfriamento da rocha, coloca uma questão interessante quanto à utilização de parâmetros que levam em conta o teor deste elemento, para a classificação de tipos magmáticos. A composição química de elementos menores de piroxênios pode ser utilizada na comparação de magmas que resfriaram em velocidades aproximadamente equivalentes, Isto é muito importante quando se comparam rochas plutônicas e suas vulcânicas associadas.

Da mesma forma que acontece com os piroxênios, as variações no conteúdo de Fe dos plagioclásios concordam com as diferenças obtidas pelo modelamento, entre as taxas de resfriamento dos níveis vesiculares e do centro do derrame, traduzidas pelo aumento de Fe nas posições de resfriamento mais rápido.

A evolução textural e mineralógica, observada no perfil vertical deste derrame, mostra uma clara dependência dos fenômenos que ocorrem nas porções internas e a formação mais rápida de uma crosta rígida nas regiões de borda do corpo. Isto indica que este corpo resfriou como uma unidade de lava na totalidade da sua espessura. Além disso, as variações texturais e mineralógicas são satisfatoriamente traduzidas pelas velocidades de resfriamento e gradientes térmicos obtidos pelos cálculos teóricos, que também estão de acordo com resultados experimentais de cristalização. Assim, a história da cristalização pode ser descrita pelo modelo térmico de resfriamento, por condução, do corpo como uma unidade.

O esquema da figura 8.2 resume a evolução espacial e temporal do processo de resfriamento da rocha.

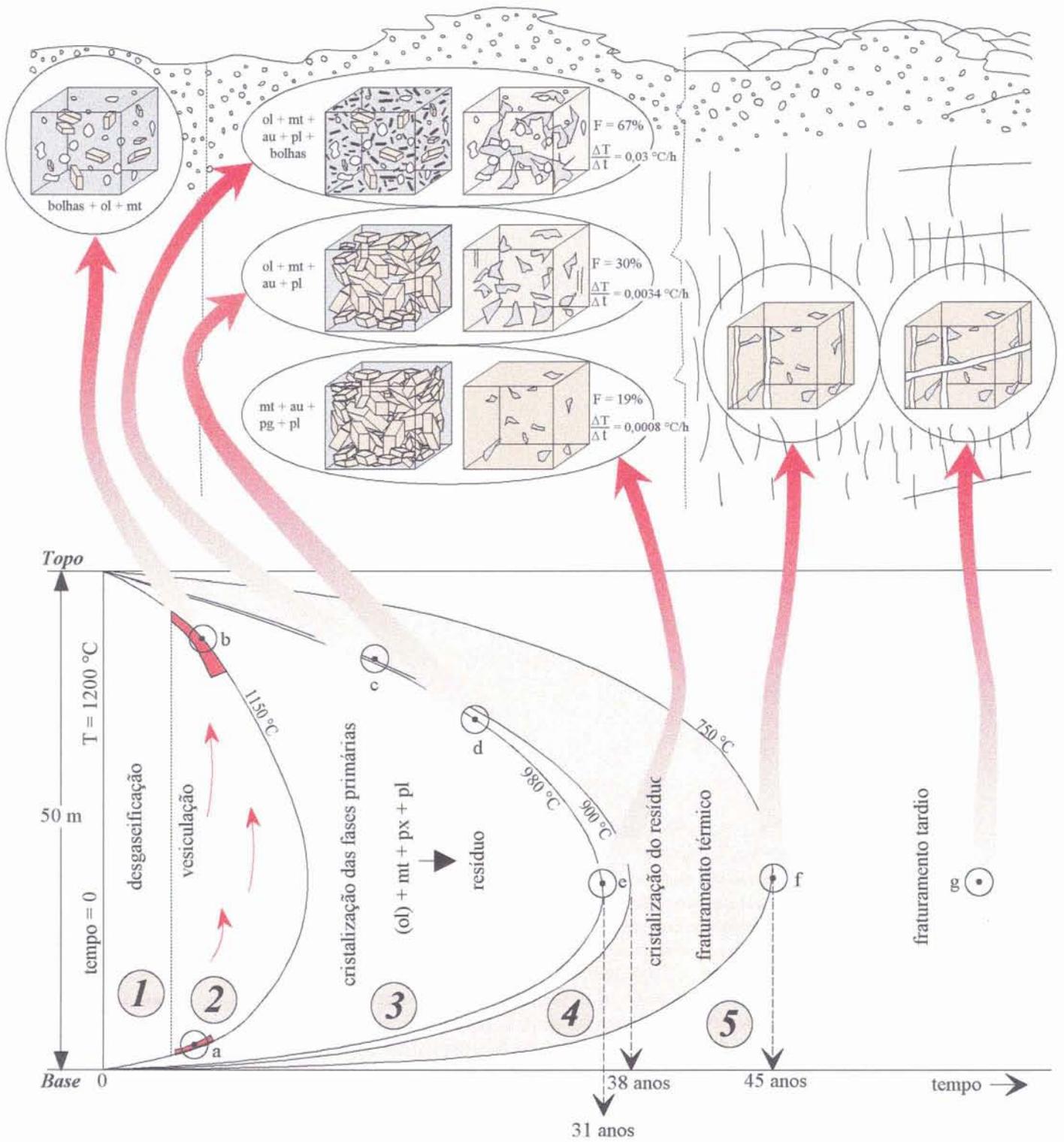
Durante o período da cristalização, está sendo construído o arcabouço cristalino da rocha. Nas fases iniciais ($1200^{\circ}\text{C} > T > 1150^{\circ}$), este é formado pelas bolhas e pelos raros cristais de olivina e Ti-magnetita (a,b na fig.8.2). Com o avanço da cristalização e, de acordo com as velocidades de solidificação em cada nível do derrame, são formados os minerais da matriz, plagioclásio e piroxênios. Assim, ao atingir a $T_s = 980^{\circ}\text{C}$, esta unidade de lava adquiriu uma estruturação interna constituída por dois níveis vesiculares, no topo e na base, cujo arcabouço é formado pelas vesículas, pelos cristais da matriz da rocha e pela mesóstase que ocupa os espaços intergranulares

(c na fig.8.2), e a parte central do derrame, não vesicular, cujo maior grau de cristalização resulta na menor quantidade de mesóstase, que fica isolada entre os cristais da matriz (d, e na fig.8.2).

O intervalo de tempo entre o extravasamento da lava e a cristalização completa das fases minerais primárias, representado pelo encontro dos fronts de solidificação ascendente e descendente (Fig. 7.1), foi estimado em 31 anos.

Fig. 8.2 Evolução dos processos magmáticos e tardi-magmáticos no derrame de Frederico Westphalen:

- (1) período de desgaseificação;
- (2) período de nucleação, ascensão e crescimento das bolhas: (a) zona de aprisionamento das bolhas - nível vesicular inferior; (b) nível vesicular superior;
- (3) período de cristalização das fases primárias: (c) cristalização do nível vesicular, ol = olivina, mt = Ti-magnetita, au = augita, pl = plagioclásio, pg = pigeonita, F = quantidade de resíduo após a cristalização da matriz; (d) cristalização do nível colunado e microfraturamento precoce; (e) cristalização do entablamento;
- (4) início da cristalização do resíduo: K-feldspato (albita) + apatita, quartzo;
- (f) fraturamento: episódio de prismação da rocha com posterior preenchimento das fraturas por quartzo e argilominerais;
- (5) continuação da cristalização do resíduo, com a formação dos argilominerais em mais baixa temperatura; fraturamento tardio (g) preenchimento final das fraturas tardias: quartzo, zeolitas, argilominerais e carbonato.



8.3 PROCESSOS QUE OCORREM EM $T < 980^{\circ} \text{C}$

8.3.1 Fraturamento e Estruturação

A medida em que avança o processo de solidificação, a rocha vai adquirindo um comportamento reológico progressivamente mais rígido. Como consequência do resfriamento, há contração térmica do material, cuja magnitude depende do seu coeficiente de expansão e da variação de temperatura. Em altas temperaturas e mais baixa viscosidade, a contração se dá através do fluxo do fluido, gerando movimentação de massa. Em mais baixas temperaturas e maior grau de cristalinidade, a taxa de contração começa a exceder a capacidade de fluxo da rocha, gerando um acúmulo de stress térmico que é resolvido pela deformação plástica ou pela ruptura frágil, dependendo do grau de cristalização da rocha.

O stress térmico se desenvolve porque cada unidade de volume do material é impedida de sofrer a mudança de volume requerida pela variação de temperatura. Segundo Spry (1962), a quantidade de stress térmico em cada ponto de uma rocha em processo de resfriamento depende: (1) das propriedades físicas inerentes à rocha, como coeficiente de expansão, módulo de Young, razão de Poisson e condutividade; (2) dos obstáculos à sua expansão, que são difíceis de quantificar, mas que certamente são muito importantes na geração e no estilo de fraturamento decorrente; (3) da taxa de resfriamento da rocha, porque o stress total em um ponto representa a quantidade acumulada desde que a rocha não conseguiu mais liberar a tensão através do “creep” cristalino; deste modo, quanto mais lento o resfriamento, menor a temperatura na qual começa a ser acumulado o stress; (4) da forma do corpo, que não é muito importante no caso de derrames de lava uniformes, porém em intrusões irregulares ou em situações onde a paleogeografia é acidentada pode exercer influência na distribuição do stress; (5) da simetria do resfriamento, que geralmente não é atingida na natureza, pois normalmente o gradiente de temperatura descendente é maior que o ascendente; (6) da influência de um fraturamento prévio, que é muito importante pois a distribuição do stress é altamente controlada pela presença de superfícies livres como as superfícies externas ou o fraturamento interno.

As observações feitas em lagos de lava (Peck e Minakami, 1968) mostraram que as fraturas começam a se propagar para o interior do corpo logo após a passagem da

isoterma solidus. Nos corpos resfriados por condução, o fraturamento dos dois terços superiores se dá a partir do topo e o restante a partir da base.

O modelamento da solidificação do derrame de Frederico Westphalen mostrou que os fronts de solidificação descendente e ascendente se encontram a aproximadamente 30 metros do topo, o que indica que os dois terços superiores resfriaram a partir do topo e que o fraturamento poderia seguir este front de solidificação.

O comportamento do resfriamento ao longo do derrame deve estar, então, refletido nas estruturas geradas pelo fraturamento da rocha.

Segundo muitos autores, desde Iddings (1886), Spry (1962), Ryan e Sammis (1978), Budkewitsch e Robin (1994), Grossenbacher e McDuffie (1995), um parâmetro através do qual se pode inferir a velocidade de avanço do front de solidificação ($\Delta x/\Delta t$) do corpo é o “diâmetro” dos prismas gerados (que é proporcional à largura das faces), uma vez que este é influenciado pela velocidade de resfriamento do corpo ($\Delta T/\Delta t$).

Sendo assim, as características do fraturamento que gerou as estruturas dos níveis colunados e entablamento devem representar diferentes trajetórias de resfriamento.

A análise do fraturamento do derrame (cap. III) mostrou que, nas porções superior e inferior, são encontrados os prismas maiores e o fraturamento mais regular, e que, na parte central, o fraturamento é mais irregular e gera prismas menores. De acordo com a literatura, as diferenças no padrão de fraturamento são sempre atribuídas a diferenças na velocidade de resfriamento, e disso resultou a premissa que o espaçamento das fraturas decresce em velocidades crescentes de resfriamento e, portanto, prismas largos são formados durante o resfriamento lento, enquanto prismas estreitos são formados em condições de resfriamento mais rápido. Long e Wood (1986) e Degraff et al (1989) apresentam evidências petrográficas que concordam com esse pressuposto, como formas dendríticas dos óxidos de Fe e maior quantidade de mesóstase no entablamento que nos colunados dos derrames por eles estudados.

No derrame de Frederico Westphalen, embora haja uma continuidade das estruturas no perfil vertical, observam-se claramente as diferenças no estilo do fraturamento, o que permitiu a distinção dos padrões característicos dos colunados, nas partes superior e inferior e do entablamento, na parte central. Com isso, foi

considerada possível a tentativa de localizar os diversos episódios de fraturamento dentro do perfil de resfriamento. Os resultados, apresentados no capítulo VIII (Fig.7.3) mostraram que as larguras dos prismas, determinadas pela aplicação do cálculo matemático, não traduzem as observações de campo (Fig. 7.4). Segundo o modelamento, como a parte central do derrame resfria mais lentamente, os diâmetros dos prismas ali esperados seriam os maiores, diminuindo em direção às bordas, onde o resfriamento é mais rápido. Estas discrepâncias podem ser avaliadas considerando-se os seguinte aspectos:

(1) A existência de um nível vesicular espesso (até 10m), que muito rapidamente impede a difusão mais intensa do calor para as superfícies, associada à grande espessura do derrame, fazem com que os valores absolutos da taxa de resfriamento calculados para o interior do corpo, sejam baixos e, por isso, as diferenças na velocidade de resfriamento entre os colunados e o entablamento são menores que as descritas para outros corpos onde há este mesmo tipo de estruturação. Grossenbacher e McDuffie (1995) apresentam valores quatro vezes maiores que os obtidos neste estudo. Então, dentro do intervalo de variação apresentado por este derrame e, considerando-se somente as diferenças nas taxas de resfriamento, não deveriam ser esperadas grandes diferenças nos padrões de fraturamento entre os colunados e o entablamento;

(2) De acordo com as observações texturais e mineralógicas (discutidas na sessão anterior), e confirmadas pelo modelamento do resfriamento, a parte central do derrame, correspondente ao entablamento, solidificou mais lentamente que os colunados. A menor quantidade de mesóstase e as formas e tamanhos dos minerais primários no entablamento indicam que, pelo menos durante a solidificação da rocha, esta porção teve uma velocidade de resfriamento menor que os colunados e muito menor que os níveis vesiculares. Estas características diferem das descritas para entablamentos, também situados na parte central de outros derrames (Long e Wood, 1986; e Degraff et al, 1989), onde são observadas feições de resfriamento rápido.

(3) O maior grau de cristalização da mesóstase no entablamento, cujo desenvolvimento se dá após a solidificação da rocha ($T < 980^{\circ}\text{C}$), indica que mesmo nesse período, o resfriamento desta porção do derrame foi mais lento que o dos colunados e dos níveis vesiculares.

Assim, pode-se considerar que o fraturamento da rocha se estabeleceu sob um regime de resfriamento mais lento em direção ao interior do corpo, como mostra a

figura 8.3 . As isotermas de 900° C e de 750° C apresentam trajetórias semelhantes, diferindo na maior velocidade de propagação da isoterma de 750° C. Ambas mostram um leve aumento de velocidade na parte central do derrame. Estes resultados concordam com as observações de Spry (1962) que a isoterma que marca o front de fraturamento se move rapidamente a partir dos contatos com a superfície, tornando-se gradativamente mais lenta em direção ao interior até um ponto em que ela acelera continuamente até o centro do derrame.

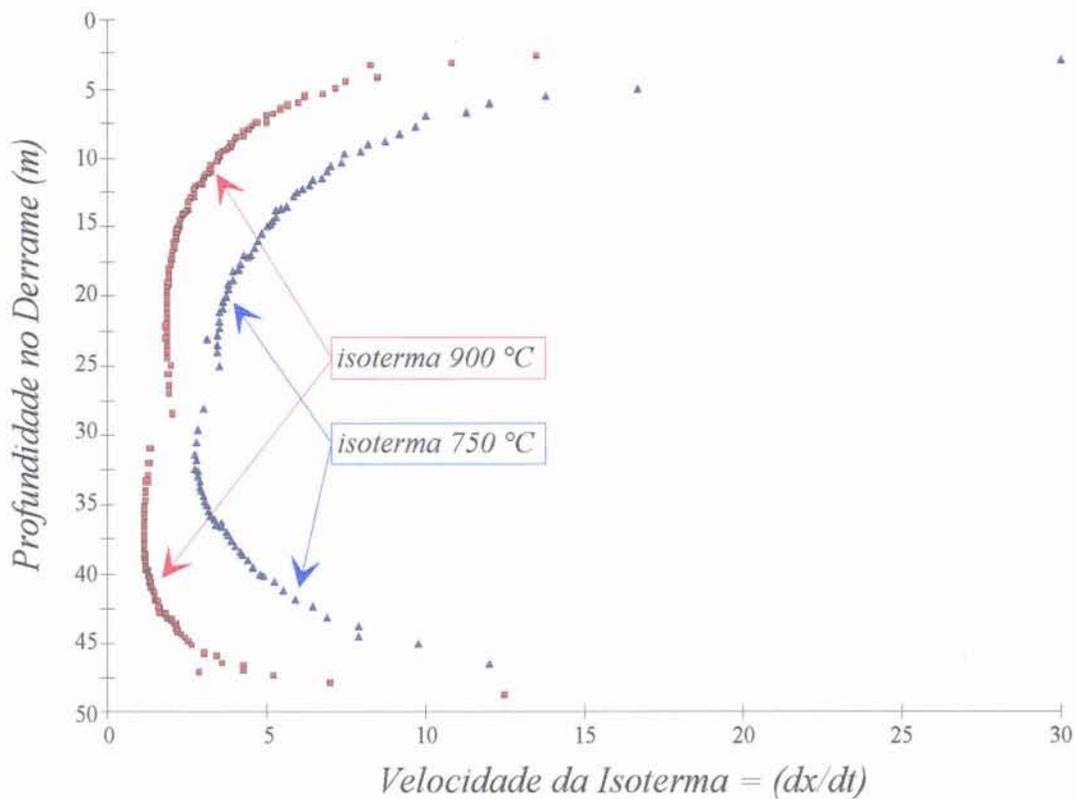


Fig. 8.3 Velocidades de deslocamento das isotermas de 900°C e 750°C ao longo do derrame. Estas traduzem o gradiente térmico em cada ponto.

As características do fraturamento mostram que fraturas precoces devem ter sido produzidas antes da completa solidificação da rocha, quando o stress termal não provoca ruptura, mas deslocamento do fluido através do arcabouço cristalino ainda não completamente formado. Estas fraturas de alta temperatura somente são encontradas no nível colunado. A presença de bandas na superfície das fraturas, no

nível colunado superior, sugere que o processo de fraturamento, nestes locais, se deu por etapas, representadas por cada banda, e que as interrupções na propagação da fratura indicam que, nestes pontos, o material foi capaz de absorver o stress térmico. Isso sugere que, no colunado, o front de fraturamento se situava muito próximo do front de solidificação. No entablamento, a ausência das feições apontadas acima e o comportamento mais rúptil do material, sugerem que o fraturamento se deu em temperaturas mais baixas que nos colunados.

Assim, considerando-se que o fraturamento iniciou nos colunados em alta temperatura (900° C), a sua propagação para regiões em que a velocidade de resfriamento é menor provoca um retardamento no início do fraturamento, pois o acúmulo do stress térmico se faz mais lentamente nestas condições. Desta forma, no entablamento, o fraturamento deve se estabelecer em mais baixa temperatura, conseqüentemente, num meio com maior grau de cristalização, mais anisótropo, e, portanto, onde a distribuição do calor encontra mais obstáculos, ficando mais heterogênea. Além disso, o fraturamento já existente nos colunados, acima e abaixo, colabora para que a propagação do calor seja mais irregular e possivelmente mais rápida nas proximidades das fraturas.

Nestas condições, o padrão de fraturamento produzido no entablamento, parece ser mais intensamente controlado pelas características físicas do meio mais anisótropo que unicamente pela taxa de resfriamento. A influência da espessura do corpo, da presença de obstáculos a sua expansão e à distribuição do calor e da existência de fraturamento prévio é de difícil quantificação, porém, esse estudo mostra que esses aspectos não podem ser desconsiderados na interpretação dos resultados.

O resfriamento da rocha, em temperaturas abaixo da solidus, tem, portanto, como primeira consequência o desenvolvimento do processo de fraturamento, inicialmente com características mais plásticas, em temperaturas próximas de 900° C (4,f na fig.8.2), que evolui progressivamente em direção às partes mais internas do corpo, já em temperaturas mais baixas e com comportamento mais frágil (4,f na fig.8.2). Ao final deste processo, o derrame apresenta a estruturação interna caracterizada por um nível vesicular de topo, colunado superior, entablamento, colunado inferior e nível vesicular de base.

Essa espessa unidade de lava, apesar das diferenças estruturais internas, têm uma composição química bastante homogênea. Os diagramas de variação dos constituintes químicos em relação à profundidade no derrame, especialmente para os elementos

maiores, definem perfis do tipo “T”, que, segundo Marsh (1996), indicam a ausência de processos de diferenciação expressivos.

8.4 PROCESSOS DE CRISTALIZAÇÃO PÓS-MAGMÁTICA

A cristalização das fases primárias da rocha, em contato com a superfície, produziu um resíduo, cujo volume e composição variam de acordo com a localização no derrame. Os processos que se desenvolveram após a cristalização magmática ($T < 980^{\circ}\text{C}$) são dominados pela evolução deste resíduo nos espaços intergranulares e no preenchimento das vesículas e fraturas.

A distribuição da mesóstase ao longo do derrame determina um perfil do tipo “C”, com quantidades crescentes em direção às bordas, devido à maior velocidade de resfriamento nestes locais.

O resíduo intersticial é constituído por material cristalino resultante do processo localizado de fracionamento da matriz da rocha pelo resfriamento rápido (“*quench fractionation*”), como proposto por Hoover e Murphy (1987), não sendo constituído por vidro vulcânico. O grau de cristalização deste material é verificado através de estudos ao microscópio eletrônico de varredura, em que se observa a cristalização sequencial de K-feldspato, albita, apatita, quartzo e, por fim, argilominerais. As texturas e relações intergranulares indicam a formação destes minerais pela cristalização direta a partir do líquido residual e não como produtos de alteração das fase primárias ou do resíduo, caracterizando, assim, a cristalização pós-magmática.

O tamanho dos cristais da mesóstase aumenta em direção ao centro do derrame, onde são observados, mesmo ao microscópio óptico, cristais de K-feldspato e de quartzo. Isto mostra que a cristalização destas fases é rapidamente bloqueada junto ao topo e base do derrame, enquanto que no centro ela prossegue por um período maior. Indica também que o resfriamento, abaixo de 980°C , continua sendo mais lento em direção ao interior do corpo.

Os resultados da cristalização fracionada, calculados segundo o modelo de Vieira Jr (1991), são coerentes com formação da mesóstase. A separação de 67% da matriz cristalizada explica a composição da mesóstase localizada próximo de vesículas. Nas partes internas do derrame, onde o resfriamento é mais lento, a cristalização da matriz

foi mais avançada e a separação de 30% de resíduo explica a composição da mesóstase nos níveis colonados e de 19% no entablamento (Figs.9.1 e 9.2c,d,e)

As fases minerais pós-magmáticas que constituem a mesóstase, nos níveis colonados e entablamento, têm ocorrência restrita aos interstícios dos grãos, cujas formas geométricas resultantes do posicionamento dos cristais da matriz, são preservadas, mostrando que a formação destes minerais é um processo restrito a estes espaços que ficaram isolados entre os minerais do arcabouço.

No nível vesicular superior, os interstícios dos cristais da matriz e as vesículas são inter-conectados, resultando em uma textura na qual as fases pós-magmáticas adquirem um caráter pervasivo, avançando sobre o arcabouço. Neste nível, a mesóstase é criptocristalina, constituída por K-feldspato, quartzo, argilominerais e zeolitas.

Iniciado o fraturamento da rocha, as fraturas começam a ser preenchidas pelo fluido residual. As fraturas precoces representam as primeiras manifestações de alívio do stress provocado pelo resfriamento da rocha. Em alta temperatura e com baixo grau de cristalização, o stress é transmitido pelas fases já cristalizadas e vai sendo absorvido pelas partes ainda fluidas, cujo comportamento mais plástico produz o fluxo deste material para as zonas de menor pressão (fig. 8.4a). Assim, as fraturas precoces são preenchidas pelo fluido residual e têm composição semelhante a da mesóstase adjacente. O comportamento plástico e a presença de piroxênio cristalizado nas fraturas indicam que estas foram formadas ainda no estágio magmático (fig.8.2d).

Quando atingida a isoterma de 750°C, a rocha sofre o fraturamento mais intenso e o fluido residual começa a migrar para esses espaços abertos. O fluido, após a cristalização de K-feldspato e quartzo (cristobalita), se torna mais enriquecido em H₂O, que tende a se concentrar na fase fluida com a cristalização. As condições passam a ser, então, consideradas hidrotermais, no sentido de um fluido rico em H₂O, a partir do qual são cristalizadas fases hidratadas, como argilominerais e zeolitas. Nas fraturas da rocha, cristaliza quartzo e argilominerais, acompanhados de cobre nativo e anidrita.

As texturas granoblásticas poligonais do quartzo observadas nas partes mais internas dos veios (fig. 8.4b) indicam condições de temperatura alta, dentro do domínio de deformação frágil. A granulação mais fina das bordas mostra que houve resfriamento rápido no contato com a rocha, o que reitera a idéia que este fraturamento se deu quando a rocha já estava mais fria (fig. 8.2f).

O fluido residual não se encontra em equilíbrio com os minerais primários da rocha, causando a desestabilização da olivina, com a formação de esmectita + hematita; do piroxênio, com a formação de hematita, principalmente nas fraturas internas dos grãos; e provocando a alteração do plagioclásio nas proximidades dos veios, com formação de albita. O processo de alteração é mais intenso no nível vesicular, onde há grande dissolução de piroxênio e plagioclásio.

O fraturamento tardio é assim considerado, pois corta a rocha, ultrapassando os limites dos prismas (fig.8.4c). O preenchimento é feito por zeolitas e carbonato, em arranjos fibrosos típicos de baixa a muito baixa temperatura (fig.8.2g).

Com exceção do fraturamento precoce, que é restrito ao nível colunado superior, as outras fraturas ocorrem em todos os níveis do derrame, com características semelhantes.

A cristalização das fases pós-magmáticas nos espaços intersticiais e preenchendo as fraturas, especialmente os argilominerais, mostrou ser controlada sobretudo pela velocidade de resfriamento da rocha no local da sua formação. Os argilominerais têm composição muito constante ao longo de todo o derrame, são sempre esmectitas do tipo saponita. A ocorrência de celadonita, tão comum na alteração dos basaltos da Bacia do Paraná, é muito restrita, sendo encontrada em poucas amostras, em vesículas do nível vesicular do topo. A escassez de celadonita é, provavelmente, devido ao consumo de K na formação de K-feldspato em temperaturas um pouco mais elevadas.

As variações composicionais estão sempre relacionadas com a localização da amostra no contexto da distribuição da temperatura. Os argilominerais de uma mesma amostra, cristalizados nos interstícios de grãos de plagioclásio, apresentam a mesma composição que aqueles formados entre grãos de piroxênio, o que demonstra que não há controle composicional local da matriz sobre o fluido. As esmectitas formadas no interior da rocha apresentam composição semelhante às formadas nas fraturas, na mesma amostra (Fig.6.21d, posições 1 e 5), o que indica que o fluido que originou as esmectitas na mesóstase e nos veios é semelhante e teve uma evolução em condições similares. Entretanto, quando analisado o mesmo veio na borda do prisma (Fig.6.21a,c, posições 7, 9 e 10) foram observadas mudanças na composição dos argilominerais, tanto do veio, como da mesóstase na mesma amostra. De modo geral, os argilominerais formados nas proximidades da borda dos prismas (nos veios e na mesóstase), são saponitas. No mesmo veio e mesóstase, em posição mais interna no prisma, são encontrados argilominerais de interstratificados clorita-esmectita.

Isto mostra, claramente o controle das condições de resfriamento sobre a formação destes minerais. Interestratificados são formados em condições de resfriamento mais lento, onde as temperaturas permanecem por mais tempo no mesmo intervalo. As saponitas são formadas em condições de resfriamento mais rápido. Portanto, as diferenças são geradas por questões cinéticas na formação destes minerais e não por diferenças composicionais. Entretanto, estudos de mais detalhe são necessários no que concerne aos minerais tardios, especialmente argilominerais.

O terceiro sítio de formação de minerais pós-magmáticos são os níveis vesiculares, nos quais estes minerais aparecem, preenchendo as vesículas e nos espaços intergranulares.

A cristalização associada às vesículas deve seguir dois episódios sucessivos: (1) o primeiro estágio, no qual cristalizam os minerais que constituem as bordas das vesículas, ocorre em condições de resfriamento rápido e gera o material criptocristalino que envolve as vesículas; (2) o segundo estágio, mais tardio, segue a evolução mais lenta das temperaturas na rocha, e assim, promove a cristalização dos grandes cristais no interior das vesículas.

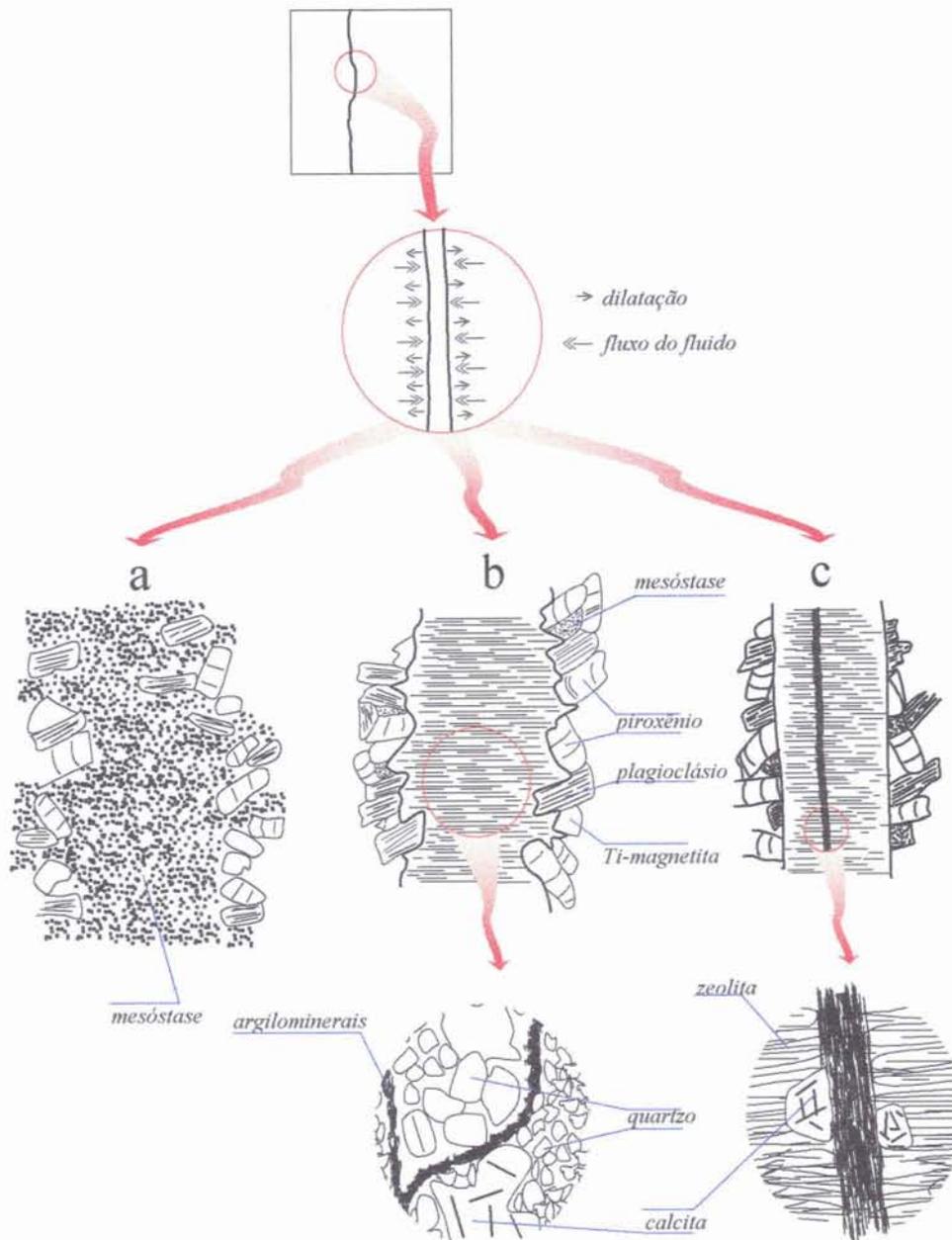


Fig.8.4 Formação e preenchimento dos três tipos de fraturas: (a) microfraturas precoces; (b) prismação da rocha; (c) fraturas tardias.

As diferenças mineralógicas entre o nível vesicular do topo e da base mostram que, apesar dos dois níveis serem formados por processos físicos bastante semelhantes, em intervalos de temperatura aproximados e taxas de resfriamento não muito diferentes, a quantidade e a natureza do fluido exercem também um controle importante sobre as fases minerais formadas.

A presença de quartzo como principal constituinte das vesículas e a ausência de zeolitas no nível vesicular da base, enquanto no nível vesicular do topo estas são preenchidas principalmente por zeolitas, indicam diferenças na natureza do fluido, que na base deve ser principalmente o fluido residual carregado com os voláteis que foram exsolvidos no momento da erupção, enquanto no topo este fluido deve ter uma contribuição maior dos voláteis, especialmente vapor d'água que foram sendo concentrados durante a ascensão das bolhas.

A extensão do processo de "alteração" no nível vesicular do topo reflete a maior quantidade de fluido presente neste nível, cujo arranjo interconectado de vesículas e mesóstase propiciou a percolação mais intensa do fluido promovendo a cristalização de zeolitas também na mesóstase, o que não acontece no nível vesicular da base.

Os grandes cristais de calcita que ocorrem no centro das vesículas são posteriores e mostram feições de reação com o quartzo ou com as zeolitas. Feições semelhantes são observadas em relação aos cristais de crisocola que se formam sobre antigos cristais de heulandita. Portanto, as fases mais tardias são representadas por carbonatos, nas vesículas e veios, e por crisocola nas vesículas do nível vesicular do topo.

Assim, os processos de cristalização tardi-magmática são restritos a sítios específicos dentro da rocha, ocorrendo na mesóstase, nas fraturas e nas vesículas e diferem em relação a:

(1) temperatura: - mais elevada durante o preenchimento das fraturas que geram a prismação da rocha;

- mais baixa durante a formação dos minerais no interior das vesículas. A cristalização das fraturas precoces se dá ainda durante a fase magmática.

(2) natureza dos fluidos: - o fluido que é depositado nas fraturas é proveniente do interior da rocha e representa o fluido residual do magma, em estágio mais evoluído;

- a cristalização nas vesículas se dá a partir dos gases exsolvidos do magma, que podem se diferenciar, dependendo da profundidade em que foram aprisionados.

- a cristalização nas vesículas se dá a partir dos gases exsolvidos do magma, que podem se diferenciar, dependendo da profundidade em que foram aprisionados.

(3) mecanismos de transferência de massa: - cristalização contínua do resíduo na mesóstase e nas microfraturas precoces que se formam pelo processo de expansão e fluxo do fluido, dirigido para as zonas de menor pressão, em resposta aos efeitos da contração térmica em alta temperatura;

- penetração do fluido residual mais evoluído, quando do fraturamento intenso da rocha, em temperatura em torno de 750°C.

- efeito combinado da interação do fluido residual resultante do processo de resfriamento rápido, associado à formação das bolhas no nível vesicular, com o vapor d'água exsolvido do magma e condensado nas vesículas.

A baixa permeabilidade da rocha faz com que a transferência de massa seja restrita, resultando no grau incipiente de alteração apresentado pela rocha.

CAPÍTULO IX

CONCLUSÕES

CAPÍTULO IX : CONCLUSÕES

A sequência de rochas basálticas pertencentes à Fm Serra Geral, do Cretáceo da Bacia do Paraná, na região de Frederico Westphalen - Iraí - Planalto é constituída por 12 derrames aflorantes, com espessuras entre 15 e 50 metros.

As características da estruturação interna dos derrames, sua repetição e continuidade dentro da área estudada levaram à definição de dois tipos de derrames: (1) **tipo I**, com espessuras entre 15 e 30 metros e organização interna com um nível vesicular pouco espesso no topo, uma zona intensamente fraturada abaixo, seguida por uma zona macrovesicular interna, nível central maciço e nível vesicular que pode estar ausente na base; (2) **tipo II**, com espessuras entre 30 e 50 metros, caracterizados por um nível vesicular de topo com espessura proporcional à espessura do derrame, zona central fraturada, em alguns derrames, com a formação de três níveis distintos, colunado superior, entablamento e colunado inferior e nível vesicular pouco espesso na base. Essa distinção se mostrou importante por ser a expressão de diferentes histórias de resfriamento entre os dois tipos de derrames.

As características químicas dos diferentes derrames permitiram classifica-los, dentro dos tipos magmáticos propostos por Peate (1989), como **tipo Pitanga** (derrames 1,2,3,5,6,8 e 10) e **tipo Paranapanema** (derrames 4,7,9 e 11). Este estudo mostra que o magmatismo de alto-Ti predomina na base da sequência, havendo intercalação de magmas alto-Ti com intermediário-Ti em direção ao topo.

O estudo de detalhe do derrame de Frederico Westphalen resultou nas seguintes conclusões:

O modelamento matemático do resfriamento do corpo por condução, baseado em Jaeger (1968) se mostrou compatível e traduz as características texturais e mineralógicas observadas ao longo do perfil vertical do derrame. A propagação do calor se dá através de um front descendente, a partir do topo e outro ascendente, a partir do contato com o substrato. Estes fronts têm velocidades de propagação

diferentes, o front de resfriamento descendente se propaga mais rapidamente e, por isso, resultam em um padrão assimétrico, indo se encontrar abaixo da profundidade média do derrame.

As taxas de resfriamento e gradiente térmico obtidas para os diferentes níveis estruturais explicam as diferenças no processo de cristalização ao longo do derrame.

A cristalização nos níveis vesiculares é um processo muito rápido, especialmente no nível vesicular do topo, pela influência do contato com o ambiente e também pelo “quench” produzido ao redor das vesículas. A taxa de resfriamento na base do nível vesicular do topo é de 0,03 graus/hora e o gradiente térmico médio é de 0,09 cm/hora. Nestas condições é gerada a textura intersertal e as formas dendríticas e esqueletiformes dos minerais primários da rocha, que são olivina, Ti-magnetita, augita e plagioclásio. A mesóstase pode constituir até 30% da rocha. A solidificação deste nível é completada após 0,5 anos. No nível vesicular da base a taxa de resfriamento é de ... graus/hora e o gradiente térmico 0,1cm/hora, e o período de solidificação é de 0,08 anos.

Nos níveis colunados, a taxa média de resfriamento é de 0,0034 graus/hora, com um gradiente térmico de 0,023cm/hora, resultando em um maior grau de cristalização da rocha, que é constituída por olivina, Ti-magnetita, augita e plagioclásio e uma mesóstase em torno de 15%. As texturas predominantes são intergranulares a intersertais. O nível colunado superior, com aproximadamente 15 metros de espessura solidifica num período de 7,3 anos e nível colunado inferior, com 5 metros de espessura, em 3 anos.

A parte central do derrame apresenta as menores taxas de resfriamento, correspondentes a 0,0008 graus/hora e um gradiente térmico de 0,012cm/hora. Nesta região observa-se o maior grau de cristalização da matriz que é constituída por Ti-magnetita, augita, pigeonita e plagioclásio e uma mesóstase de até 10%. A solidificação do derrame é completada pelo encontro das isoterms ascendente e descendente aos 30,90 metros de profundidade em um período de 31 anos após o extravasamento da lava.

As fases minerais primárias apresentam variações químicas relacionadas com a velocidade de cristalização da rocha. Os piroxênios formados nos níveis vesiculares apresentam maiores teores de Ti e de Al e os plagioclásios são mais enriquecidos em Fe e apresentam valores mais elevados de K nas bordas dos grãos.

As variações texturais e mineralógicas são compatíveis com um processo de resfriamento que abrange o corpo na sua total espessura, o que pressupõe que durante o resfriamento este se comportou como um derrame único.

O processo de fraturamento da rocha é consequência do resfriamento, que gera um acúmulo de stress, resolvido com a ruptura da rocha.

Este começa a se manifestar ainda antes da total solidificação da rocha, gerando as fraturas precoces geradas pela dilatação da rocha, abrindo os espaços que são preenchidos pelo resíduo da cristalização.

O principal evento de fraturamento começa a se estabelecer logo após a solidificação e é responsável pela formação dos padrões característicos dos colunados que aparecem no topo e na base do derrame. Na parte central, considera-se que o fraturamento aconteça, principalmente, em temperaturas mais baixas que nas bordas, sendo responsável pela evolução do fraturamento, originando o padrão estrutural do entablamento.

As variações no padrão de fraturamento, que determinam a estruturação interna do derrame, resultam de um processo sequencial que se desenvolve das bordas para o centro do derrame, o que pressupõe que nesta fase o corpo se comportou como um derrame único.

A cristalização tardi-magmática se desenvolve a partir do líquido residual, que é produto do fracionamento da matriz em decorrência do resfriamento rápido da lava. Os sítios de cristalização são os interstícios dos grãos da matriz, as vesículas e as fraturas.

O material formado nos espaços intergranulares e nas fraturas precoces têm a cristalinidade controlada pelas taxas de resfriamento do local de sua formação. Nos níveis vesiculares tem caráter criptocristalino, enquanto no entablamento formam-se cristais individuais de K-feldspato e quartzo.

Com a evolução da cristalização tardi-magmática, o fluido deve ser enriquecido em voláteis, especialmente H₂O, originando as fases minerais hidrotermais, como argilominerais e zeolitas. Os argilominerais, esmectitas e interestratificados clorita/esmectita, ocorrem nos interstícios dos grãos da matriz da rocha, nas fraturas e vesículas e as variações composicionais são influenciadas pela taxa de resfriamento do local de sua formação.

A mistura do fluido residual da mesóstase com os vapores condensados nas vesículas produz as fases tardias no nível vesicular, cuja cristalização se dá em baixa temperatura devido ao alto gradiente térmico neste local.

Os fluidos finais, em desequilíbrio com as fases primárias, provoca a completa alteração da olivina e alteração incipiente do piroxênio.

Contribuições deste trabalho para o estudo geral da alteração de basaltos:

Como os processos de “alteração” são controlados pelas características da história térmica do corpo, espera-se que derrames com diferenças importantes de espessura desenvolvam diferenças nos processos de alteração, o que justifica a distinção de derrames do tipo I e II.

Os derrames mineralizados a ametista são do tipo I, menos espessos, dois deles são classificados como tipo Pitanga e outro como tipo Paranapanema, indicando que a fonte não é determinante para o processo de mineralização-

As fases minerais características da alteração incipiente são K-feldspato, quartzo, esmectitas, interestratificados clorita/esmectita e zeolitas do tipo heulandita nas vesículas. Esses processos não levam à formação extensa de celadonita, tão comum na alteração dos basaltos.

Derrames muito espessos não são capazes de liberar grande quantidade de H₂O das partes mais internas, durante o processo de vesiculação, devido à maior pressão confinante, o que diminui a sua potencialidade para a formação de grandes geodos.

O estudo dos processos de alteração de rochas vulcânicas requer a utilização sistemática de técnicas como microscopia eletrônica, aliada à análises químicas pontuais, de modo a se obter resultados petrográficos de detalhe.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Nicolas, A. 1992. Kinematics in Magmatic Rocks with Special Reference to Gabbros. *Journal of Petrology*. **33**:891-915.
- O'Reilly, W. & Banerjee, S.K. 1967. The mechanism of oxidation in titanomagnetites: A magnetic study. *Mineral Magazine*. **36**:29-37.
- Peate, D.W. 1989. Stratigraphy and petrogenesis of the Parana continental flood basalts, southern Brazil. PhD thesis, Open University.
- Peate, D.W.; Hawkesworth, C.J.; Mantovani, M.S.; Shukowsky, W., 1990. Mantle plumes and flood basalt stratigraphy in the Paraná, South America. *Geology*, **18**:1223-1226.
- Peck, D. L. 1978. Cooling and vesiculation of Alae lava lake, Hawaii: U.S. *Geological Survey Professional Paper*. **935-B**, 59 p.
- Peck, D. L. and Minakami, T. 1968. The formation of columnar joints in the upper part of Kilauean lava lakes, Hawaii. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **79**:1151-1166.
- Peck, D. L.; Hamilton, M. S. and Shaw, H. R. 1977. Numerical analysis of lava lake cooling models: II. Application to Alae lava lake, Hawaii. *Am. J. Sci.* **277**:415-437.
- Philpotts, A. and Lewis, C. 1987. Pipe vesicles - An alternate model for their origin. *Geology*. **15**:971-974.
- Piccirillo, E.M.; Melfi, A.J.; Comin-Chiaramonti, P.; Bellieni, G.; Ernesto, M.; Pacca, I.G. 1988a. Continental flood volcanism from the Parana Basin (Brazil). In: *McDougall, J.D. ed. Continental Flood Basalts*. Kluwer Academic Publishers. p. 195-238.
- Piccirillo, E.M.; Melfi, A.J.; Roisemberg, A.; Ussami, N.; Ernesto, M.; Pacca, I.G. 1988b. The Parana Basin Magmatism. In: *International conference "Geochemical evolution of the continental crust"*. Poços de Caldas, Guidebook, p. 43-100.
- Proust, D.; Dudoignon, P; Formoso, M.L.L. and Gomes, M. 1996. Amethyst-Bearing Lava Flows in the Parana Basin, Rio Grande do Sul, Brazil: Part I, Cooling and Vesiculation Processes. (a ser submetido)
- Rabinowitz, P.D. & LeBrecque, J. 1979. The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution its continental margins. *J. Geophys. Res.* **84**:5973-6002.
- Regelous, M. 1993. *Geochemistry of dolerites from the Parana flood basalt province, southern Brazil*. PhD thesis, Open University, 200 p.
- Reidel, S.P.; Ross, M.E. and Long, P.E. 1978. Orthopyroxene fractionation in the Grande Ronde Basalt, Columbia River Group. *Eos, Transactions, American Geophysical Union*. **59**; 1213.
- Reidel, S.P.; Hooper, P.R. (eds). 1989. Volcanism and tectonism in the Columbia River Flood Basalt Province. 386p.

- Mantovani, M.S. & Hawkesworth, C.J. 1990. An inversion approach to assimilation and fractional crystallisation process. *Contrib. Mineral. Petrol.* **105**:289-302.
- Mantovani, M.S.; Cordani, U.G. and Roisemberg, A. 1985b. Geoquímica isotópica em vulcânicas ácidas da Bacia do Paraná e implicações genéticas associadas. *Rev. Bras. de Geociências*, São Paulo, **15**:61-65.
- Mantovani, M.S.; Marques, L.S.; Souza, M.A.de;Atalla, L.T.; Civetta, L.; Innocenti, F. 1985a. Trace element and strontium isotop constraints on the origin and evolution of the Parana continental flood basalts of Santa Catarina State (Southern Brazil). *Journal of Petrology*, **26**:187-209.
- Marques, L.S. 1983. Estudo do comportamento Geoquímico de alguns elementos traços em rochas vulcânicas da Bacia do Paraná. *IAG-USP, Tese de Doutorado*. São Paulo, 172 p.
- Marsh, B. D. 1988. Crystal size distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallization; 1, Theory. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **99**:277-291.
- Marsh, B.D. and Cashman, K.V. 1988. Crystal size distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallization; 2, Makaopulu lava lake. *Contrib. Mineral. Petrol.* **99**: 292-305.
- Marsh, B. D. 1996. Solidification fronts and magmatic evolution. *Mineralogical Magazine*. **60**:5-40.
- McKenzie, D. & Bickle, M.J. 1988. The volume and composition of melt generated by extention of the lithosphere. *Journal of Petrology*. **29**:625-679.
- McMillan, K.; Cross, R. W. and Long, P. E. 1987. Two-stage vesiculation in the Cohasset flow of the Grande Ronde Basalt, south-central Washington. *Geology*, **15**:809-812.
- McMillan, K.; Long, P. E. and Cross, R. W. 1989. Vesiculation in Columbia River basalts. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, **239**:157-167.
- Murase, T. and McBirney, A. R. 1973. Properties of some common igneous rocks and their melts at high temperatures. *Geol. Soc. Am. Bull.* **84**:3563-3592.
- Myers, J. and Gunter, W.D. 1979. Measurement of the oxygen fugacity of the cobalt-cobalt oxide buffer assemblage. *American Mineralogist*. **64**; 224-228.
- Najafi, S.J.; Cox, K.G. and Sukheswala, R.N. 1981. Geology and geochemistry of the basalt flows (Deccan Traps) of the Mahad-Mahableswar section, India. In: Deccan volcanism and related basalt provinces in other parts of the world. *Memoir - Geological Society of India*. **3**; 300-315.
- Nakamura, Y. & Coombs, D.S. 1973. Clinopiroxenes in the Tawhiroko tholeiitic dolerite at Moeraki, northeastern Otago, New Zeland. *Contrib. Mineral. Petrol.* **42**:312-228.

- Huebner, J.S. & Turnock, A.C. 1980. The melting relations at 1 bar of pyroxenes composed largely of CA-, MG-, and FE-bearing components. *American Mineralogist*. **65**:225-271.
- Humphris, S.E.; Thompson, G.; Schilling, J.G.; Kingsley, R.H. 1985. Petrological and geochemical variations along the mid-Atlantic ridge between S & S and S: Influence of the Tristan da Cunha mantle plume. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **49**:1445-1464.
- Iddings, J. P. 1886. Art. XXX.- The columnar structure in the igneous rock on Orange Mountain, New Jersey. *Am. J. Sci.* **31**(185) 321-331.
- Jaeger, J. C. 1961. The cooling of irregularly shaped igneous bodies. *Am. J. Sci.* **259**:721-734.
- Le Bas, M. J. & Streckeisen, A. L. 1991. The IUGS systematics of igneous rocks. *Journal of the Geological Society*. **148**:825-833.
- Le Roex, A.P.; Cliff, R.A.; Adair, B.J.L. 1990. Tristan da Cunha mantle plume, South Atlantic: geochemistry and petrogenesis of a basanite-phonolite lava series. *Journal of Geophysical Research*. **95**:779-812.
- Leinz, V. 1942. Tracos da geologia e genese das jazidas cupriferas do estado do Rio Grande do Sul, Brasil. *Mineração Metalurgia*. **3**, 1226-1231.
- Leinz, V. 1949. Contribuição à geologia dos derrames basálticos do sul do Brasil. *Bol. FFCL/USP*. **5**:1-61.
- Lipman, P. W.; Banks, N. G. and Rhodes J. M. 1985. Degassing induced effects on lava rheology. *Nature*. **317**:604-607.
- Lofgren, G.E ; Donaldson, C.H.; Willians, R.J.; Mullins Jr, O. & Usselman, T.M. 1974. Experimentally reproduced textures and mineral chemistry of Apollo 15 quartz-normative basalts. *Proc. 5th Lunar Sci. Conf.* p.549-567.
- Lofgren, G.E ;1977. Dynamic crystallization experiments bearing on the origin of textures in impact-generated liquids. *Proc. 8th Lunar Sci. Conf.* p.2079-2095.
- Lofgren, G.E. 1974. An experimental estudy of plagioclase morphology: isothermal crystalization. *Am. J. Sci.* **274**:243-273.
- Long, P. E and Wood, B. J. 1986. Structure, textures and cooling histories of Columbia River basalt flows. *Geol. Soc. Am. Bull.* **97**:1144-1155.
- Lyell, C. 1857. *A Manual of Elementary Geology*. (6th ed.) D. Appleton and Co., New York, NY., 647 p.
- Mallet, R. 1875. On the origin and mechansin of production of the prismatic (or columnar) structure of basalt. *Philos. Mag.*, **50**(ser. 4):122-135,201-226.

- Fodor, R.V. 1987. Low and high TiO₂ flood basalts of Southern Brazil: origin from picritic parentage and a common mantle source. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **84**:423-430.
- Frost, B.R. and Lindsley, D.H. 1991. Occurrence of iron-titanium oxides in igneous rocks. In: Oxide minerals; petrologic and magnetic significance. Lindsley D.H. (editor). Mineralogical Society of America. Reviews in Mineralogy. **25**; 433-468.
- Fulfaro, V.J.; Saad, A. R.; Santos, M.V. and Vianna, R.b., 1982. Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. *Rev. Bras. Geociências*, **12**:590-611.
- Gallagher, K & Hawkesworth, C.J. 1992. Dehydration melting and the generation of continental flood basalts. *Nature*. **358**:57-59.
- Gibb, F. G. F. 1974. Supercooling and the crystallization of plagioclase from a basaltic magma. *Mineralogical Magazine*. **39**:641-653.
- Grove, T.L. & Bence, A.E. 1977. Experimental study of pyroxene-liquid interaction in quartz-normative basalts. *Proc. 8th Lunar Sci. Conf.* p.1549-1579.
- Grove, T.L. & Raudsepp, M. 1978. Effects of Kinetics on the crystallization of quartz normative basalt 15597: an experimental study. *Proc. 9th Lunar Planet. Sci. Conf.*
- Grove, T.L. 1978. Cooling, histories of Luna 24 very low-Ti (VLT) ferrobasalts: an experimental study. *Proc 9th Lunar Planet. Sci. Conf.*
- Hardee, H. C. and Dunn, J. C. 1981. Convective heat transfer in magmas near the liquidus. *J. Volc. Geotherm. Res.* **10**:195-207.
- Hawkesworth, C.J.; Gallagher, K.; Kelley, M.; Mantovani, M.S.; Peate, D.W.; Regelous, M.; Rogers, N.W. 1992. Parana magmatism and the opening of the South Atlantic. In: Magmatism and the causes of continental break-up. *Geological Society Special Publication*, p. 221-240.
- Hawkesworth, C.J.; Mantovani, M.S.; Peate, D.W. 1988. Lithosphere remobilization during Parana CFB magmatism. In Menzies & Cox (eds.) Oceanic and continental lithosphere: similarities and differences. *Journal of Petrology, Special Volume*, p. 205-223.
- Hibbard, M.J. 1987. Deformation of incompletely crystallized magma systems; granitic gneisses and their tectonic implications. *Journal of Geology*. **95**; 4, 543-561.
- Hibbard, M.J and Watters, R.J. 1983. Fracturing and diking in incompletely crystallized granitic plutons. In: The Geological Society of America, Rocky Mountain Section, 36th annual meeting; Cordilleran Section, 79th annual meeting. Geological Society of America. **15**; 5, 421.
- Hodgson, R.A. 1961. Classification of structures on joint surfaces. *Am. J. Sci.* **259**; 7, 493-502.

- Cashman, K. V.; Mangan, M. T. and Newman, S. 1994. Surface degassing and modifications to vesicle size distributions in active basalt flows. *J. Volc. Geotherm. Res.* **61**:45-68.
- Cashman, K. W. and Marsh, B. D. 1988. Crystal size distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallization II. Makaopuhi lava lake. *Contrib. Mineral Petrol.* **99**:292-305.
- Coish, R.A. & Taylor, L.A. 1979. The effects of cooling rate on texture and pyroxene chemistry in DSDP Leg 34 basalt: a microprobe study. *Earth Planet. Sci. Lett.* **42**:389-398.
- Conceição, J.C.J.; Zalan, P.V.; Wolff, S., 1988. Mecanismo, evolução e cronologia do rift Sul-Atlântico: *Boletim de Geociências da Petrobrás*. Rio de Janeiro, **2** (2/4):255-265.
- Cordani, U. G.; Neves, B.B.B.; Fuck, R.A.; Porto, R.; Thomaz Filho, A.; Cunha, F.M.B. da, 1984. *Estudo preliminar de integração do pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras*. Petrobrás/Cenpes/Sintep, (Ciênc. Tec. Petróleo, Seç. Expl. Petróleo), 70 p.
- Corwin, C.; Fodor, R.V. and Roisenberg, A. 1986. Silicate-phase compositions in the Serra Geral (Parana) continental flood-basalt province, southern Brazil. *Neues Jahrbuch fuer Mineralogie*. Abhandlungen. 154; 1, 57-73.
- DeGraff, J. M. and Aydim, A. 1987. Surface morphology of columnar joints and its significance to mechanics and direction of joint growth. *Geol. Soc. Am. Bull.* **99**:605-617.
- DeGraff, J. M.; Long, P. E. and Aydin, A. 1989. Use of jointgrowth directions and rock textures to infer thermal regimes during solidification of basaltic lava flows. *J. Volc. Geotherm. Res.* **38**:309-324.
- Donaldson, C.H.; Usselman, T.M.; Willian, R.J. & Lofgren, G.E. 1975. Experimental modeling of the cooling history of Apollo 12 basalts. *Proc. 6th Lunar Sci. Conf.* p.843-869.
- Engelder, T.; Brantley, S.L. and Fisher, D. 1989. Calculated rates of formation of syntectonic quartz pressure shadows and quartz veins. *Geological Society of America, 1989 annual meeting*. **21**: p.142.
- Erlank, A.J. 1984. Petrogenesis of the volcanic rocks of the Karoo Province. *Geol. Soc. S. Africa Spec. Publ.* **13**, 305p.
- Erlank, A.J; Marsh, J.S.; Duncan, A.R.; Miller, R.McG.; Hawkesworth, C.J.; Betton, P.J.; Rex, D.C. 1984. Geochemistry and petrogenesis of the Etendeka volcanic rocks from SWA/Namibia.
- Fodor, R.V. & Vetter S.K. 1985. Mineral chemistry and petrography of passive-margin basalts, southeastern Brazil. *Rev. Bras. Geociências*. **15**:36-47.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F.F.M., 1966. Origem e evolução da plataforma brasileira. In: "Semana de Estudos Geológicos 2". *An Univ. Fed. Rio Grande do Sul*, Porto Alegre, 45-128.
- Anderson, A. T.; Swihart, G. W.; Artioli, G. and Geiger, C. A. 1984. Segregation vesicles, gas filter-pressing and igneous differentiation. *J. Geol.* **92**:55-72.
- Aubele, J.C.; Crumpler, L. S. and Elston, W. E. 1988. Vesicle zonation and vertical structure of basalt flows. *J. Volc. Geotherm. Res.* **35**:349-374.
- Aydin, A. and DeGraff, J. M., 1988. Evolution of polygonal fracture patterns in lava flows. *Science*. **239**:471-476.
- Beard, C. N. 1959. Quantitative study of columnar jointing. *Geol. Soc. Am. Bull.* **70**:379-382.
- Bellieni, G.; Brotzu, P.; Comin-Chiaramonti, P.; Ernesto, M.; Melfi, A.J.; Pacca, I.G.; Piccirillo, E.M. and Stolfa, D., 1983. Petrological and paleomagnetic data on the plateau basalt to rhyolite sequences of the southern Paraná basin (Brazil). *An. Acad. Bras. Ciênc.* **55** (4).
- Bellieni, G.; Brotzu, P.; Comin-Chiaramonti, P.; Ernesto, M.; Melfi, A.J.; Pacca, I.G. and Piccirillo, E.M., 1984a. Flood basalt to rhyolite suites in the southern Paraná plateau (Brazil): paleomagnetism, petrogenesis and geodynamic implications. *J. Petrology*, **25**:579-618.
- Bellieni, G.; Comin-Chiaramonti, P.; Marques, L.S.; Martinez, L.A.; Melfi, A.J.; Nardy, A.J.R.; Piccirillo, E.M. and Stolfa, D., 1986a. Petrogenetic aspects of acid and basic lavas from the Parana plateau (Brazil): geological, mineralogical and petrochemical relationships. *Journal of Petrology*, **27**:915-944.
- Best, M. G. 1982. Igneous and metamorphic petrology: San Francisco. *W. H. Freeman*. 630 p.
- Bianco, A.S. & Taylor, L.A. 1977. Application of dynamic crystallization studies: lunar olivine-normative basalts. *Proc. 8th Lunar Sci. Conf.* p.1593-1610.
- Bottinga, Y. and Javoy, M. 1990. Mid-ocean ridge basalt degassing: Bubble nucleation. *J. Geophys. Res.* **95**:5125-5131.
- Buddington, A.F. & Lindsley, D.H. 1964. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *Journal of Petrology*. **5**:310-357.

- Reiter, M.; Barroll, M.W.; Minier, J. and Clarkson, G. 1987. Thermo-mechanical model for increment fracturing in cooling lava flows. *Tectonophysics*. **142**:241-260.
- Renne, P.R.; Ernesto, M.; Pacca, I.G.; Coe, R.S.; Glen, J.M.; Prevot, M. & Perrin, M. 1992. The age of Parana flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous boundary. *Science*. **258**:975-979.
- Roisemberg, A.; 1989. Petrologia e geoquímica do vulcanismo ácido mesozóico da Província Meridional da Bacia do Paraná. *CPGeo/UFRGS, Tese de Doutorado*. Porto Alegre. 285 p.
- Ryan, M. P. and Sammis, C. G. 1978. Cyclic fracture mechanism in cooling basalt. *Geol. Soc. Am. Bull.* **89**:1295-1308.
- Ryan, M. P. and Sammis, C. G. 1981. The glass transition in basalt. *J. Geophys. Res.* **86**(part B):9519-9535.
- Sahagian, D. L.; Anderson, A. T. and Ward, B. 1989. Bubble coalescence in basalt flows: comparison of a numerical model with natural examples. *Bull. Volcanol.* **52**:49-56.
- Sahagian, D. L.; Anderson, A. T. and Ward, B. 1989. Bubble coalescence in basalt flows: comparison of a numerical model with natural examples. *Bull. Volcanol.* **52**:49-56.
- Sahagian, D. L. 1985. Bubble migration and coalescence during the solidification of basaltic lava flows. *J. Geol.* **93**:205-211.
- Schobbenhaus, C.; Campos, D.A.; Derze, G.R.; Asmus, H.E. 1984. *Geologia do Brasil - texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente, incluindo depósitos minerais, escala 1:2.500.000*. Departamento Nacional da Produção Mineral, Brasília. 501 p.
- Sparks, R. S. J. 1978. The dynamics of bubble formation and growth in magmas. *J. Volc. Geotherm. Res.* **3**:1-37.
- Spry, A. H. 1962. The origin of columnar jointing, particularly in basalt flows. *Geological Society of Australia Journal*. **8**:191-216.
- Swaddle, T.W. & Oltmann, P. 1980. Kinematics of the magnetite-magnetite-hematite transformation, with special reference to hydrothermal systems. *Canadian Journal of Chemistry*. **58**:1763-1771.
- Swanson, D. A., Wright, T. L. and Helz, R. T. 1975. Linear vent systems and estimated rates of magma production and eruption for the Yakima basalt on the Columbia plateau. *Am. J. Sci.* **275**:877-905.
- Tomkeieff, S. I. 1940. The basalt lavas of the Giant's Causeway district of Northern Iceland. *Bull. Volcanol.* **2**:89-143.

- Toramaru, A. 1989. Vesiculation process and bubble size distribution in ascending magmas with constant velocities. *J. Geophys. Res.* **94**:17,523-17,542.
- Turner, S. et. al. 1994. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **121**:333-348.
- Usselman, T.M. & Lofgren, G.E. 1976. The phase relations, textures, and mineral chemistries of high titanium mare basalts as a function of oxygen fugacity and cooling rates. *Proc. 7th Lunar Sci. Conf.* p.1345-1363.
- Usselman, T.M. & Lofgren, G.E.; Donaldson, C.H. & Williams, R.J. 1975. Experimentally reproduced textures and mineral chemistries of high-titanium mare basalts. *Proc. 6th Lunar Sci. Conf.* p.997-1020.
- Van der Molen, I. and Paterson, M. S., 1979. Experimental deformation of partially-melted granite. *Contr. Miner. Petrol.* **70**:299-318.
- Venkatesan, T.R.; Pande, K.; Gopalan, K. 1993. Did Deccan volcanism pre-date the Cretaceous/Tertiary transition? *Earth and Planet. Sci. Lett.* **119**:181-189.
- Walker, D.; 1981. *Síntese sobre a tectônica da Bacia do Paraná*. Atlas do II Simpósio Regional de Geologia, SBG, São Paulo.
- Walker, D.; Kirkpatrick, R.J.; Longhi, J. & Hays, J.F. 1976. Crystalization history of lunar picritic basalt sample 12002: phase equilibria and cooling rate studies. *Geol. Soc. Am. Bull.* **87**:645-656.
- Walker, D.; Powel, M.A.; Lofgren, G.E. & Hays, J.F. 1978. Dynamic crystalization of a eucrite basalt. *Proc 9th Lunar Planet. Sci. Conf.*
- Walker, G. P. L. 1987. Pipe vesicles in Hawaiian basaltic lavas: their origin and potential as paleoslope indicators. *Geology.* **15**:84-87.
- Walker, G. P. L. 1989. Spongy pahoehoe in Hawaii: a study of vesicle-distribution patterns in basalt and their significance. *Bull. Volcanol.* **51**:199-209.
- Waters, A. C. 1960. Determining direction of flow in basalts. *Am. J. Sci.* **258a**:350-366.
- White, I.C., 1908. *Relatório sobre as Coal Measures e rochas associadas ao Sul do Brasil. Relatório final da comissão dos Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brasil*. Imprensa Nacional. Rio de Janeiro, XXVIII, 617 p.
- Wood, B. J. and Fraser, D. J. 1976. Elementary Thermodynamics for Geologists. *Oxford Univ. Press*. Oxford. 303 p.
- Wright, T. L. and Okamura, R. T. 1977. Cooling and crystalization of tholeiitic basalt, 1965 Makaopuhi lava lake, Hawaii, U. S. *Geol. Surv. Prof. Pap.* **1004**, 78 p.

- Wright, T. L.; Peck, D. L. and Shaw, H. R. 1976. Kilauea lava lakes: natural laboratories for study of cooling, crystalization, and differentiation of basaltic magma. In: G. H. Sutton, M. H. Manghnani and R. Moberly (Editors), The Geophysics of the Pacific Ocean Basin and Its Margins. *Am. Geophys. Union, Geophys. Monogr.* 19:375:390.
- Yorder, H.S. & Tilley, C.E. 1962. Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock system. *Journal of Petrology.* 3:342-532.
- Zalan, P.V.; Wolff, S.; Conceição, J.C.J.; Astolfi, M.A.M.; Vieira, I.S.; Appi, V.T.; Zanotto, O.A. Evolução da Bacia Sedimentar do Paraná: *Atas do III Simpósio Sul Brasileiro de Geologia.* Curitiba, 1:441-477.
- Zalan, P.V.; Wolff, S.; Conceição, J.C.J.; Marques, A.; Astolfi, M.A.M.; Vieira, I.S.; Appi, V.T.; Zanotto, O.A. 1990. Bacia do Paraná: Origem e Evolução de bacias sedimentares, *Petrobrás/SEREC/CEN-SUD.* Rio de Janeiro. p. 135-168.

ANEXOS

ANEXO I

*ANÁLISES QUÍMICAS DE ROCHAS E DE
MINERAIS*

Amostra Posição	IFW 4 derrame 1	IFW 44	IFW 21B	IFW 46C	IFW 47	IFW 22B	IFW 57A
			Derrame 2			Derrame 3	
SiO ₂	51,29	51,88	49,87	49,78	49,21	46,57	48,69
Al ₂ O ₃	13,12	13,14	12,64	12,40	12,23	13,02	12,79
Fe ₂ O ₃	14,03	13,84	14,74	15,22	15,98	15,55	15,06
MnO	0,19	0,19	0,23	0,24	0,22	0,24	0,23
MgO	3,92	3,98	4,11	4,39	5,22	4,60	4,43
CaO	7,82	7,85	8,29	8,12	8,46	8,76	7,89
Na ₂ O	2,77	2,82	2,63	2,62	2,58	2,36	2,40
K ₂ O	1,65	1,64	1,50	1,34	1,28	0,96	1,86
TiO ₂	3,60	3,99	3,49	3,80	3,81	3,60	3,63
P ₂ O ₅	0,52	0,52	0,57	0,43	0,45	0,60	0,58
LOI	1,29	0,99	1,76	1,73	1,17	3,84	3,19
TOTAL	100,20	100,83	99,82	100,06	100,61	100,10	100,75
Ti	21600	23920	20922	22781	22841	21582	21762
Ba	612	490	647	453	400	466	528
Sr	495	490	406	464	423	429	416
Y	39	38	43	36	34	42	40
Sc	26	28	32	30	33	33	31
Zr	278	278	229	232	220	240	242
Rb	45	39	60	48	-10	49	-10
Nb	27,9	29	29,3	25	27,6	27,4	29,3
Ti/Y	554	629	487	633	672	514	544
Ti/Zr	78	86	91	98	104	90	90
Sr/Y	13	13	9	13	12	10	10
Ba/Y	16	13	15	13	12	11	13
Zr.Y	7	7	5	6	6	6	6
La	33,30	33,70	38,10	32,60	30,80	35,90	37,40
Ce	73	77	85	69	71	76	82
Nd	36	32	42	27	33	34	36
Sm	5,80	9,10	9,90	8,10	7,80	8,90	8,90
Eu	2,80	2,60	2,80	2,40	2,40	2,50	2,60
Tb	1,40	1,00	0,80	0,80	1,30	0,70	1,10
Yb	2,80	2,70	4,20	2,70	2,70	3,40	3,20
Lu	0,39	0,40	0,63	0,42	0,43	0,55	0,51
Cu	46	46	222	112	97	169	200
Ni	20	21	27	13	28	24	25
Co	33	34	53	36	43	43	38
Cr	7	11	11	18	26	-2	19

Tabela 1.2: Composição química de rochas dos derrames basálticos da região de Frederico Westphalen - Iraí - Planalto. Elementos maiores (%), traços e terras raras (ppm).

Amostra Posição	IFW 24 Derrame 4	FW A 8	A 1 Derrame 5	C 1 A	C 1 B Derrame 6	IFW 27	ISC 1
SiO2	49,21	48,94	50,47	47,56	46,91	50,46	50,71
Al2O3	12,49	12,97	13,29	13,14	13,02	12,86	12,74
Fe2O3	15,94	14,27	13,96	15,48	15,74	14,12	14,66
MnO	0,21	0,18	0,25	0,25	0,26	0,19	0,21
MgO	5,20	5,41	4,22	4,75	4,93	3,95	4,05
CaO	9,21	8,53	8,27	8,67	8,65	7,82	8,25
Na2O	2,29	2,68	2,85	2,46	2,44	2,69	2,68
K2O	0,91	1,35	1,39	0,71	0,59	1,60	1,35
TiO2	2,65	2,16	3,94	3,50	3,52	3,73	3,35
P2O5	0,34	0,31	0,43	0,56	0,57	0,51	0,49
LOI	1,92	3,06	1,58	3,73	3,98	1,35	2,19
TOTAL	100,37	99,85	100,65	100,80	100,60	99,30	100,67
Ti	15887	12949	23620	20982	21102	22361	20083
Ba	347	562	454	378	380	465	523
Sr	342	310	474	470	468	482	426
Y	35	31	36	37	37	39	40
Sc	39	36	30	31	30	27	30
Zr	172	149	227	231	232	276	254
Rb	-10	70	-10	22	-10	52	34
Nb	18,3	18,6	25,9	25,8	26	26,5	29,3
Ti/Y	454	418	656	567	570	573	502
Ti/Zr	92	87	104	91	91	81	79
Sr/Y	10	10	13	13	13	12	11
Ba/Y	10	18	13	10	10	12	13
Zr.Y	5	5	6	6	6	7	6
La	23,90	20,70	31,70	34,20	31,80	34,70	35,90
Ce	51	47	65	79	66	82	77
Nd	22	20	29	32	29	37	35
Sm	6,00	5,50	7,80	8,60	8,10	9,40	8,20
Eu	1,70	1,80	2,40	2,60	2,40	2,90	2,20
Tb	0,80	1,10	1,10	1,20	1,00	0,90	0,90
Yb	3,10	2,80	2,60	2,80	2,70	2,70	2,90
Lu	0,48	0,49	0,38	0,45	0,40	0,47	0,46
Cu	274	216	100	115	108	51	218
Ni	35	47	18	18	19	20	30
Co	40	41	40	38	36	36	38
Cr	57	91	22	12	17	7	33

(cont. tab. 1.2)

Amostra Posição	APD	I	Derrame 7		Derrame 8		
			FWA 6	IFW 28	ZUFFO	PA 22	ZUFFO2
SiO2	50,95	50,74	49,31	49,82	47,19	50,31	47,51
Al2O3	12,79	12,71	13,52	13,44	12,52	12,59	12,2
Fe2O3	14,60	14,94	13,82	13,68	14,38	15,18	14,58
MnO	0,26	0,22	0,20	0,21	0,18	0,19	0,18
MgO	4,01	4,05	5,67	5,61	4,68	4,40	4,47
CaO	8,09	8,09	9,63	9,58	7,89	8,08	8,02
Na2O	2,70	2,71	2,37	2,47	2,39	2,65	2,27
K2O	1,67	1,58	1,01	1,01	1,07	1,59	1,08
TiO2	3,33	3,30	2,22	2,13	3,52	3,57	3,75
P2O5	0,49	0,49	0,25	0,25	0,56	0,57	0,56
LOI	1,73	1,11	2,61	1,21	4,01	1,41	4,1
TOTAL	100,61	99,93	100,60	99,40	98,40	100,54	98,72
Ti	19963	19783	13309	12769	21102	21402	22481
Ba	539	582	339	333	511	569	498
Sr	414	409	383	365	412	404	431
Y	40	40	28	28	36	38	37
Sc	30	30	36	36	31	31	32
Zr	254	254	147	147	228	233	238
Rb	-10	-10	-10	-10	-10	-10	10
Nb	30	28,7	18,1	17	28,9	28,4	25
Ti/Y	499	495	475	456	586	563	608
Ti/Zr	79	78	91	87	93	92	94
Sr/Y	10	10	14	13	11	11	12
Ba/Y	13	15	12	12	14	15	13
Zr.Y	6	6	5	5	6	6	6
La	35,40	37,90	22,20	21,10	35,70	35,40	36,90
Ce	80	78	45	46	74	78	81
Nd	36	34	20	19	24	35	49
Sm	8,10	8,50	5,40	5,20	8,30	8,20	8,40
Eu	2,40	2,70	1,60	1,40	2,30	2,50	2,80
Tb	1,50	1,30	0,80	0,80	1,20	1,30	1,30
Yb	3,30	3,10	2,30	2,50	2,80	2,90	3,50
Lu	0,50	0,54	0,35	0,40	0,46	0,47	0,50
Cu	226	210	239	230	159	142	154
Ni	27	28	50	46	25	26	33
Co	34	38	41	45	39	36	44
Cr	40	33	92	82	30	45	31

(cont. tab. 1.2)

Amostra Posição	PA222	CC 1 Derrame 9	IFW 29	2B2	2 B	AP42	A P 4
SiO2	49,94	50,28	48,23	49,94	50,54	50,24	49,95
Al2O3	12,58	13,43	13,85	13,28	13,43	13,51	13,36
Fe2O3	14,72	14,53	12,96	14,11	14,68	14,1	14,63
MnO	0,18	0,21	0,19	0,2	0,21	0,21	0,21
MgO	4,29	5,62	6,10	5,33	5,50	5,67	5,86
CaO	7,92	9,59	9,96	9,18	9,47	9,29	9,65
Na2O	2,63	2,46	2,34	2,46	2,48	2,4	2,38
K2O	1,43	1,06	1,14	1	1,12	0,93	1,01
TiO2	3,63	2,28	1,87	2,26	2,28	2,2	2,22
P2O5	0,57	0,29	0,22	0,29	0,30	0,28	0,28
LOI	1,27	0,76	2,70	0,41	0,47	1,14	1,26
TOTAL	99,18	100,51	99,55	98,46	100,47	99,98	100,82
Ti	21762	13669	11211	13549	13668	13189	13309
Ba	569	325	305	327	331	312	310
Sr	416	332	351	333	330	335	329
Y	39	32	24	31	31	30	30
Sc	33	38	37	37	37	37	38
Zr	227	150	130	144	152	137	142
Rb	33	40	-10	10	-10	10	-10
Nb	26	16,9	14	14	17,9	15	15,7
Ti/Y	558	427	467	437	441	440	444
Ti/Zr	96	91	86	94	90	96	94
Sr/Y	11	10	15	11	11	11	11
Ba/Y	15	10	13	11	11	10	10
Zr.Y	6	5	5	5	5	5	5
La	37,60	21,50	18,00	22,00	22,10	20,90	20,40
Ce	86	46	42	50	48	47	46
Nd	44	19	18	25	23	27	15
Sm	8,60	5,20	4,50	5,40	5,60	5,30	5,00
Eu	3,00	1,50	1,40	1,90	1,50	1,80	1,60
Tb	1,50	1,00	0,50	1,00	0,70	0,80	1,00
Yb	4,00	2,70	2,00	3,30	2,90	2,80	2,30
Lu	0,51	0,41	0,31	0,45	0,42	0,41	0,42
Cu	150	232	159	215	220	206	225
Ni	34	54	60	47	50	70	53
Co	41	42	47	46	45	45	43
Cr	47	94	140	100	92	110	100

(cont. tab. 1.2)

Amostra Posição	FW A 4	IFW 33 Derrame10	PT 7	FW 12	FW 6 Derrame 11	FW 23
SiO2	48,38	49,00	49,56	51,33	51,52	50,66
Al2O3	14,01	12,57	13,19	12,73	12,84	12,47
Fe2O3	13,44	15,66	14,68	15,04	15,34	15,13
MnO	0,17	0,21	0,22	0,22	0,21	0,20
MgO	5,90 1	4,84	5,19	4,74	4,54	4,44
CaO	0,22	8,93	9,80	8,52	8,50	8,36
Na2O	2,19	2,51	2,37	2,63	2,77	2,68
K2O	0,59	1,26	0,92	1,25	1,23	1,17
TiO2	1,98	3,28	2,26	2,23	2,24	2,21
P2O5	0,23	0,41	0,28	0,27	0,28	0,28
LOI	3,46	1,84	1,83	0,97	0,90	0,77
TOTAL	100,56	100,48	100,28	99,92	100,37	98,35
Ti	11870	19663	13549	13369	13429	13249
Ba	367	412	373	324	323	318
Sr	437	434	349	253	256	250
Y	26	31	32	37	37	37
Sc	37	33	37	39	39	38
Zr	134	199	148	170	172	169
Rb	32	44	46	35	44	47
Nb	15,4	21,4	16,6	17	16,7	17
Ti/Y	457	634	423	361	363	358
Ti/Zr	89	99	92	79	78	78
Sr/Y	17	14	11	7	7	7
Ba/Y	14	13	12	9	9	9
Zr.Y	5	6	5	5	5	5
La	20,60	28,30	21,40	21,60	21,60	21,90
Ce	45	57	45	46	50	52
Nd	17	24	16	20	22	24
Sm	5,00	7,00	5,20	6,00	6,00	6,00
Eu	1,60	2,00	1,60	1,80	1,70	1,80
Tb	0,80	1,00	0,60	1,10	1,20	1,30
Yb	2,50	2,60	2,60	3,60	3,30	3,60
Lu	0,34	0,38	0,46	0,56	0,52	0,58
Cu	219	168	229	239	152	240
Ni	59	38	50	35	35	35
Co	39	46	42	43	41	42
Cr	150	45	99	75	65	74

(cont. tab. 1.2)

Amostra	CAI 1	CAI 3	CAI 4	CAI 5	CAI 6	CAI 41
SiO ₂	51,2	50,14	51,89	51,55	51,49	48,44
Al ₂ O ₃	12,67	12,4	12,63	12,58	12,61	13,07
Fe ₂ O ₃	15,48	15,22	15,59	15,3	15,33	15,71
MnO	0,22	0,19	0,22	0,21	0,21	0,21
MgO	4,86	4,78	4,6	4,84	4,58	4,71
CaO	8,61	8,42	8,61	8,88	8,56	8,78
Na ₂ O	2,45	2,4	2,64	2,52	2,52	2,66
K ₂ O	1,39	1,44	1,34	1,19	1,84	1,63
TiO ₂	2,3	2,24	2,34	2,23	2,26	2,32
P ₂ O ₅	0,29	0,28	0,29	0,28	0,27	0,27
LOI	0,95	1,11	0,65	0,77	0,9	1,64
TOTAL	100,43	98,63	100,79	100,36	100,58	99,45
Ba	316	338	330	314	316	315
Sr	250	245	252	252	239	249
Y	38	38	39	38	37	38
Sc	40	39	39	40	39	41
Zr	177	172	180	171	171	172
Rb	10	10	28	59	79	37
Nb	16,8	17,2	16,3	15,9	16,2	16,6
Cu	268	20	12	281	308	232
La	21,8	21,6	24,1	21,6	20,5	23,4
Ce	46	48	61	44	47	56
Nd	20	20	31	23	18	31
Sm	5,7	5,9	5,8	5,8	5,6	6,3
Eu	1,6	1,6	1,9	1,4	1,8	2
Tb	1,2	1,1	1	1	1,1	1,5
Yb	3,3	3,1	4,2	3,1	3,2	4,2
Lu	0,56	0,51	0,54	0,51	0,54	0,54

Tab. 1.4 - Teores dos elementos maiores e menores (em % de óxido), traços e ETR (ppm) das rochas da pedreira Caiçara. Todas as amostras correspondem ao nível prismático central.

Amostra	CE	FW 41	FW 54	FW 55	FW 11	FW 12	FW 5	FW 6	FW 7	FW 26	FW 23	FW 29	FW 30	FW 48	Base
perfil	15	14	13	12	11	10	9	8	7	6	5	4	3	2	1
local	n.vesic.	n.vesic.	col.sup	col.sup	col.sup	col.sup	entabl	entabl	entabl	entabl	col.inf	col.inf	col.inf	col.inf	n.vesic.
dist. topo	1m	4m	6m	9m	13m	15m	20m	27m	34m	40m	45m	46m	47m	49m	50m
SiO2	50,57	50,27	51,31	51,16	51,43	51,33	51,5	51,52	51,13	51,59	50,66	51,36	51,61	51,29	48,21
Al2O3	12,96	12,85	12,68	12,69	12,94	12,73	12,94	12,84	12,81	12,82	12,47	12,9	12,75	12,64	13,13
Fe2O3	1,77	1,83	1,78	1,75	1,80	1,77	1,81	1,80	1,81	1,80	1,78	1,83	1,86	1,81	1,80
FeO	11,83	12,17	11,83	11,65	11,97	11,77	12,08	12,01	12,05	12,03	11,84	12,17	12,42	12,04	12,02
Fe2O3tot	15,11	15,55	15,12	14,89	15,29	15,04	15,44	15,34	15,39	15,37	15,13	15,55	15,87	15,38	15,36
MnO	0,25	0,19	0,21	0,2	0,22	0,22	0,21	0,21	0,23	0,22	0,2	0,24	0,21	0,2	0,2
MgO	5,09	4,69	4,91	4,84	4,87	4,74	4,67	4,54	4,66	4,59	4,44	4,74	4,69	4,45	4,55
CaO	8,51	8,43	8,72	8,65	8,46	8,52	8,55	8,5	8,4	8,61	8,36	8,75	8,53	8,61	8,51
Na2O	2,41	2,56	2,47	2,48	2,62	2,63	2,77	2,77	2,71	2,72	2,68	2,72	2,59	2,74	2,63
K2O	0,97	1,18	1,18	1,19	1,26	1,25	1,21	1,23	1,23	1,25	1,17	1,18	1,16	1,16	1,63
TiO2	2,37	2,31	2,24	2,2	2,24	2,23	2,27	2,24	2,25	2,25	2,21	2,33	2,34	2,28	2,34
P2O5	0,27	0,26	0,27	0,27	0,28	0,27	0,28	0,28	0,27	0,28	0,28	0,29	0,29	0,28	0,28
LOI	2,29	2,08	1,21	1,25	1,2	0,97	1	0,9	1,42	0,92	0,77	0,87	0,69	0,76	1,4
TOTAL	100,8	100,4	100,3	99,82	100,8	99,92	100,9	100,4	100,5	100,6	98,35	100,9	100,7	99,8	98,24
Ba	327	405	304	305	316	324	329	323	324	328	318	322	335	319	327
Sr	258	283	252	251	257	253	258	256	254	257	250	259	253	253	253
Y	37	36	37	36	37	37	38	37	38	38	37	38	39	38	38
Sc	41	40	40	39	39	39	40	39	39	39	38	40	40	39	41
Zr	165	164	168	168	168	170	173	172	171	172	169	176	175	173	166
Zr/Y	4,46	4,56	4,54	4,67	4,54	4,59	4,55	4,65	4,5	4,53	4,57	4,63	4,49	4,55	4,37
Rb	10	26	10	69	34	35	38	44	10	10	47	32	44	31	29
Nb	14	15,7	17,5	17,1	16,2	17	16,8	16,7	15,5	17,4	17	17,3	15,9	18,4	14
Cu	506	281	180	186	196	239	184	152	492	246	240	191	201	179	192
Ti	1,42	1,38	1,34	1,32	1,34	1,34	1,36	1,34	1,35	1,35	1,32	1,40	1,40	1,37	1,40
La	21,8	21,1	20,4	20	21,6	21,6	22,2	21,6	22,2	23,2	21,9	23,9	23,1	22,9	22,3
Ce	54	53	48	45	48	46	52	50	50	54	52	57	57	57	51
Nd	28	28	20	19	23	20	23	22	20	30	24	31	26	25	27
Sm	5,8	5,4	5,6	5,5	6	6	6	6	6,1	5,8	6	5,8	5,7	5,8	5,8
Eu	1,9	1,7	1,7	1,5	1,7	1,8	1,5	1,7	1,6	2	1,8	1,9	1,9	1,9	2
Tb	1,3	1	1,2	0,6	1,2	1,1	1,2	1,2	1,1	0,5	1,3	0,5	1,1	1,3	1,3
Yb	4	4	3,3	3,2	3,3	3,6	3,3	3,3	3,3	4	3,6	4	4,1	4,1	4
Lu	0,55	1,262	1,39	1,493	1,419	1,219	1,227	1,325	1,151	1,231	1,124	1,42	1,334	1,309	0,58
Ce/Yb	13,5	13,25	14,55	14,06	14,55	12,78	15,76	15,15	15,15	13,5	14,44	14,25	13,9	13,9	12,75

Tabela 2.4: Composição química das rochas do derrame de Frederico Westphalen. Elementos maiores (%), traços e terras raras (ppm). A localização das amostras é apresentada na Fig. 4.1 (pg. 74)

Análise	PX100	PX101	PX102	PX103	PX104	PX105	PX106	PX107	PX108	PX109	PX110
SiO ₂	53.083	53.274	53.666	50.734	50.984	52.752	49.897	50.555	49.381	51.241	51.033
Al ₂ O ₃	0,759	1.858	1.808	0,647	1.843	1.695	0,181	0,986	0,231	1.798	1.489
FeO	21.237	19.834	17.558	27.424	16.996	17.832	37.574	23.355	36.929	16.615	15.969
Fe ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	19.505	6.813	7.323	14.134	11.934	12.195	8.679	10.193	8.668	11.823	12.609
TiO ₂	0.307	0.442	0.551	0.435	0.779	0.511	0.201	0.648	0.118	0.791	0.852
MnO	0.439	0.125	0.146	0.589	0.328	0.308	0.523	0.479	0.577	0.448	0.358
CaO	4.790	5.678	5.911	5.916	16.872	5.256	3.355	6.762	3.236	16.735	16.514
Na ₂ O	0,03	4.692	5.329	0,057	0,259	3.596	0,026	2.109	0,161	0,511	0,385
K ₂ O	0	0,972	0,534	0	0,002	0,083	0	0,192	0,032	0,011	0,015
Total	100	95.122	97.200	99.969	100	97.581	101	100	99.333	101	100
Si	2,01	2,17	2,18	2,01	1,97	2,10	2,03	2,09	2,03	1,98	1,98
Al	0,00	0,09	0,09	0,00	0,08	0,08	0,00	0,00	0,00	0,08	0,07
Fe ²⁺	0,67	0,68	0,60	0,91	0,55	0,59	1,28	0,81	1,27	0,54	0,52
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	1,10	0,41	0,44	0,83	0,69	0,72	0,53	0,63	0,53	0,68	0,73
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,19	0,25	0,26	0,25	0,70	0,22	0,15	0,30	0,14	0,69	0,69
Na	0,00	0,37	0,42	0,00	0,00	0,28	0,00	0,17	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Tabela 1.6b Composição química e fórmula estrutural (6 Oxigênios) dos piroxênios do entablamento.

Análise	PX57	PX58	PX60	PX63	PX64	PX65	PX68
SiO ₂	52,67	52,65	51,32	51,95	49,28	50,44	52,18
Al ₂ O ₃	1,77	1,82	1,35	1,86	2,4	1,22	2,15
FeO	13,18	13,35	18,08	14,78	13,6	21,3	13,5
Fe ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0	0
MgO	14,68	13,39	11,19	12,49	13,02	9,87	13,17
TiO ₂	0,865	0,927	0,945	0,8	1,26	0,833	0,937
MnO	0,264	0,292	0,377	0,31	0,269	0,396	0,298
CaO	16,59	16,3	15,98	17	15,69	15,39	16,19
Na ₂ O	0,501	1,04	0,33	0,526	0,548	0,242	0,585
K ₂ O	0,01	0,027	0,002	0,012	0,112	0,004	0,101
Total	100,57	99,8	99,57	99,73	97,99	99,7	99,1
Si	1,96	1,98	1,97	1,97	1,93	1,97	1,97
Al	0,08	0,08	0,06	0,08	0,11	0,06	0,10
Fe ²⁺	0,41	0,42	0,58	0,47	0,45	0,69	0,43
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,81	0,75	0,64	0,71	0,76	0,57	0,74
Ti	0,02	0,03	0,03	0,02	0,04	0,02	0,03
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,66	0,66	0,66	0,69	0,66	0,64	0,66
Na	0,04	0,08	0,02	0,04	0,04	0,02	0,04
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00

Tabela 1.6c: Composição química e fórmula estrutural (6 Oxigênios) dos piroxênios do nível colunado.

Amostra	CE	CE	CE	CE	CE	CE	CE	FW-11	FW-11	FW6	FW6	Cai	Cai	Cai	Cai	Cai
Análise	OP1	OP2	OP3	OP4	OP7	OP8	OP9	MG1	MG2	OP12	OP13	OP14	OP15	OP16	OP17	OP20
Local	centro	borda	centro	borda	esquel	esquel	esquel	fenó	fenó	centro	borda	esquel	fenó	fenó	fenó	esquel
mineral	Ti-mag	ilm	Ti-mag	Ti-mag	Ti-mag	Ti-mag	Ti-mag	Ti-mag	ilm	ilm	Ti-mag	Ti-mag	Ti-mag	Ti-mag	Ti-mag	Ti-mag
MgO	0,221	0,167	0,12	0,087	0,036	0,033	0,359	0,144	0,612	2,414	0,309	0,287	0,659	0,389	0,734	0,954
Al ₂ O ₃	0,312	0,384	0,286	0,512	2,098	0,807	1,243	0,107	0,063	0,056	1,848	2,318	0,397	3,301	0,078	0,049
CaO	0,274	0,433	0,064	0,058	0,147	0,169	0,057	0,023	0,002	0,023	0,038	2,028	0,224	0,944	0,777	0,312
Cr ₂ O ₃	0,048	0,062	0,058	0,046	0,001	0,015	0,022	0,039	0,023	0,034	0,136	0,032	0,019	0,028	0,003	0,01
TiO ₂	23,28	57,5	27,65	11,22	15,41	22,84	31,59	16,019	51,380	54,47	15,56	20,26	11,87	18,12	33,51	39,91
MnO	0,815	0,244	1,381	0,262	0,107	0,251	0,348	0,711	1,144	2,508	0,204	0,422	0,384	0,262	0,358	0,527
FeO	27,46	27,83	27,85	28,88	30,57	29,18	29,09	43,612	41,518	23,51	29,46	26,32	28,13	28,8	27	26,87
SiO ₂	0,425	0,77	0,251	0,391	0,267	0,379	0,209	0,281	0,275	0,006	0,066	5,129	0,327	9,686	0,083	0,14
Fe ₂ O ₃	40,16	5,161	37,19	52,71	49,7	41,42	33,22	33,300	0	12,97	48,6	35,63	53,69	32,65	32,21	25,43
Total	93,01	92,56	94,84	94,16	98,33	95,1	96,14	95,260	95,018	95,99	96,21	92,42	95,7	94,18	94,75	94,21
Si	0,128	0,207	0,073	0,121	0,078	0,112	0,059	0,089	0,077	0,01	0,019	1,49	0,1	2,68	0,023	0,04
Ti	5,281	11,65	6,085	2,63	3,389	5,081	6,734	3,795	10,792	10,733	3,494	4,429	2,724	3,784	7,21	8,44
Al	0,11	0,122	0,1	0,188	0,723	0,281	0,415	0,411	0,021	0,017	0,65	0,794	0,143	1,080	0,026	0,016
Cr	0,01	0,013	0,013	0,011	0	0,003	0,004	0,009	0,005	0,007	0,032	0,007	0,005	0,006	0	0,002
Fe ³⁺	9,116	1,046	8,19	12,36	10,94	9,222	7,087	7,894	0	2,557	10,924	7,796	12,323	6,821	6,933	5,382
Mg	0,1	0,067	0,052	0,04	0,016	0,014	0,151	0,068	0,255	0,942	0,137	0,124	0,3	0,161	0,031	0,4
Ca	0,09	0,125	0,02	0,019	0,046	0,053	0,017	0,008	0	0,006	0,012	0,631	0,073	0,281	0,238	0,094
Mn	0,208	0,056	0,342	0,07	0,026	0,063	0,083	0,19	0,271	0,556	0,051	0,104	0,1	0,062	0,087	0,126
Fe ²⁺	6,928	6,27	6,815	7,527	7,478	7,219	6,898	11,490	9,698	5,152	7,359	6,4	7,175	6,690	6,458	6,320

Tabela 2.6: Composição química (%) e fórmula estrutural (72 oxigênios) dos óxidos de Fe- Ti de amostras do nível vesicular superior (CE); 1 zona central do derrame (FW11 e FW6) e nível vesicular da base (CAI).

Amostra	MgO	Al2O3	K2O	CaO	FeO	Na2O	SiO2	Total
ME1	0,20	16,54	10,36	0,99	6,54	1,88	64,53	101,04
ME2	1,38	17,78	9,62	1,01	2,02	2,03	66,20	100,02
ME3	0,15	17,01	13,95	0,33	1,38	0,32	67,43	100,57
ME4	0,00	18,29	12,81	0,67	0,23	1,21	67,63	100,84
ME5	0,23	18,54	9,81	1,35	1,04	2,57	66,37	99,92
ME6	0,02	17,35	10,40	2,47	0,90	2,32	66,76	100,21
ME7	6,92	1,98	0,03	16,63	24,41	0,09	49,51	99,58
ME8	16,93	3,87	0,42	0,51	9,81	0,02	49,59	81,15
ME9	14,82	3,60	0,47	0,73	10,54	0,01	49,11	79,28
ME10	18,19	3,44	0,30	0,48	7,27	0,01	47,55	77,23
ME11	16,88	3,31	0,43	0,71	7,68	0,00	48,56	77,57
ME12	23,44	3,98	0,00	0,80	4,40	0,06	47,15	79,82
FW11a,39	0,00	11,67	6,28	0,18	0,10	2,38	78,72	99,41
FW11a,40	0,03	12,63	7,40	0,31	0,40	2,77	76,10	100,14
FW11a,41	0,03	11,20	6,35	0,15	0,87	2,16	77,71	99,07
FW11av,9	0,05	11,48	4,71	0,27	0,76	3,42	77,82	98,72
FW11av,10	0,03	11,92	5,68	0,39	0,41	2,55	79,18	100,71
FW7,41	2,49	2,03	0,07	0,64	3,67	0,12	87,76	96,92
FW7,42	6,31	5,96	0,05	2,01	13,54	0,22	65,82	94,21
FW7,43	3,08	2,99	0,15	1,14	6,08	0,08	84,96	98,68
FW7107	1,51	22,33	0,11	6,41	2,48	7,39	56,70	97,00
FW7109	0,01	20,10	0,04	0,17	0,27	12,27	69,20	102,08
FW7112	0,69	18,94	10,24	0,36	1,02	3,77	64,33	99,34
FW7113	0,01	19,64	10,51	0,42	0,44	3,91	65,58	100,65
FW7120	0,00	19,59	10,19	0,60	0,23	4,56	64,85	100,21
FW7122	0,00	19,23	9,16	0,62	0,27	4,22	65,29	99,12
FW7123	0,07	17,97	10,01	0,39	0,17	3,74	68,41	100,93
FW7147	0,03	19,28	10,86	0,60	0,33	3,96	65,14	100,48
FW7148	0,03	19,46	11,04	0,44	0,29	3,79	65,94	101,42
FW7198	0,02	18,36	12,04	0,22	0,26	3,26	66,59	100,80
FW7199	0,02	18,98	10,59	0,63	0,16	3,66	65,71	100,03
FW7204	0,00	19,02	11,06	0,52	0,16	3,61	65,32	99,73
FW7221	0,05	19,69	11,44	0,59	0,03	3,12	64,83	99,94
CAI143	6,67	3,22	24,14	16,21	0,05	0,22	47,15	97,66
CAI144	5,64	11,93	13,11	14,17	0,16	2,29	53,34	100,64
FW40	0,00	20,81	4,51	2,48	0,26	6,08	66,23	100,36
FW40	0,00	11,67	5,37	0,42	0,28	2,75	81,03	101,52
FW40	0,00	12,26	6,99	0,27	0,73	2,51	78,04	100,80
FW40	0,00	20,42	5,24	1,88	0,28	5,79	65,87	99,49
FW40	0,00	19,68	8,01	0,99	0,24	4,64	66,75	100,30
FW40	0,00	12,12	6,13	0,25	0,35	2,48	79,69	101,02
FW40	0,00	12,34	5,45	0,43	0,39	2,89	79,14	100,63

Tabela 3.6: Composição química (%) do material que constitui a mesóstase em amostras do nível vesicular do topo (CE); da base (CAI); do colunado (FW11) e (FW40) e do entablamento (FW7).

Análise	AGF1.9	AGF1.10	AGF1.11	AGF1.12	AGF1.13	AGF1.14	AGF1.15	AGF1.16	AGF1.17	AGF1.19	AGF1.20	AGF1.21	AGF1.22	AGF1.24
SiO ₂	40,57	36,28	30,15	39,34	33,88	36,49	34,65	36,85	33,74	38,99	36,36	35,44	39,82	39,40
Al ₂ O ₃	9,31	8,78	9,56	9,30	12,61	10,33	11,71	10,12	12,12	9,30	10,17	10,87	10,14	9,11
FeO	19,49	19,90	19,07	20,17	23,60	20,36	24,80	20,47	22,31	19,50	20,65	23,41	20,79	18,22
Fe ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	12,88	11,75	10,99	12,49	13,81	12,63	13,79	13,09	14,22	13,33	13,51	13,68	11,06	13,40
TiO ₂	0,04	0,01	0,06	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,05	0,00	0,00	0,02
MnO	0,29	0,32	0,00	0,22	0,58	0,24	0,37	0,11	0,53	0,00	0,13	0,36	0,16	0,19
CaO	3,01	2,68	2,07	2,70	1,62	3,01	1,34	2,75	1,54	3,09	2,52	2,01	3,74	4,06
Na ₂ O	0,19	0,33	0,27	0,31	0,17	0,23	0,42	0,43	0,37	0,26	0,25	0,20	0,24	0,12
K ₂ O	0,03	0,10	0,08	0,17	0,15	0,08	0,35	0,18	0,01	0,03	0,13	0,17	0,10	0,00
TOTAL	85,80	80,18	72,24	84,70	86,40	83,41	87,43	84,04	84,83	84,51	83,76	86,14	86,18	84,54
Si	1,29	1,38	0,51	3,45	3,79	3,83	3,83	3,53	3,78	3,79	3,80	3,80	3,78	3,88
Al	4,35	1,78	1,09	0,45	0,06	0,11	1,04	0,51	0,14	0,15	0,15	0,14	0,14	0,06
Fe ²⁺	0,51	2,63	5,34	1,49	1,38	1,29	0,89	1,51	0,62	0,51	0,60	0,57	0,71	1,12
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,37	2,35	1,78	0,81	1,53	1,47	0,53	1,08	1,11	1,24	1,11	1,13	1,08	1,65
Ti	0,00	0,00	0,04	0,12	0,03	0,02	0,00	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02
Mn	0,01	0,03	0,01	0,01	0,03	0,02	0,01	0,01	0,06	0,01	0,03	0,03	0,02	0,02
Ca	0,95	0,54	1,09	0,77	0,31	0,35	0,16	0,51	1,36	1,36	1,35	1,39	1,33	0,31
Na	0,04	0,00	0,00	0,15	0,01	0,01	0,34	0,03	0,06	0,01	0,05	0,03	0,06	0,00
K	0,09	0,05	0,07	0,07	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Tabela 4.6: Composição química (%) e fórmula estrutural (11 oxigênios) dos argilominerais do entablamento.

Análise	AGF1.25	AGF1.28	AGF1.29	AGF1.30	AGF1.31	AGF1.32	AGF3.38	AGF3.47	AGF3.48	AGF3.49	AGF3.50	AGF3.51	AGF3.53	AGF3.54
SiO ₂	37,83	36,91	38,44	35,75	38,94	39,82	48,44	41,97	39,96	38,95	39,51	37,41	38,68	39,11
Al ₂ O ₃	10,73	11,63	10,33	8,54	9,30	9,17	7,17	9,29	10,03	9,34	8,78	8,81	9,36	9,15
FeO	21,28	22,32	20,76	17,13	18,83	17,39	16,31	19,36	19,78	18,95	19,68	19,02	20,26	18,94
Fe ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	13,30	11,76	11,32	12,91	12,60	13,87	8,34	14,02	13,93	12,08	12,58	12,12	13,03	13,64
TiO ₂	0,09	0,07	0,02	0,06	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
MnO	0,32	0,29	0,06	0,04	0,02	0,22	0,06	0,06	0,12	0,33	0,16	0,12	0,23	0,02
CaO	2,61	2,71	3,62	3,52	2,85	3,03	2,71	3,08	3,19	2,55	3,02	2,78	3,07	2,84
Na ₂ O	0,10	0,19	0,09	0,09	0,07	0,06	0,95	0,04	0,12	0,29	0,29	0,29	0,26	0,15
K ₂ O	0,09	0,08	0,04	0,08	0,11	0,12	0,78	0,10	0,12	0,10	0,08	0,11	0,11	0,14
TOTAL	86,47	86,00	84,77	78,13	82,71	83,70	84,83	88,21	87,29	82,72	84,12	80,72	84,99	83,99
Si	3,60	3,03	3,17	3,17	3,24	3,25	1,29	1,38	0,51	3,45	3,79	3,83	3,83	3,53
Al	0,34	1,12	1,00	0,89	0,91	0,88	4,35	1,78	1,09	0,45	0,06	0,11	1,04	0,51
Fe ²⁺	1,98	1,53	1,43	1,27	1,31	1,19	0,51	2,63	5,34	1,49	1,38	1,29	0,89	1,51
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,90	1,44	1,39	1,70	1,56	1,69	0,37	2,35	1,78	0,81	1,53	1,47	0,53	1,08
Ti	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,12	0,03	0,02	0,00	0,02
Mn	0,04	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,03	0,01	0,01	0,03	0,02	0,01	0,01
Ca	0,31	0,24	0,32	0,33	0,25	0,27	0,95	0,54	1,09	0,77	0,31	0,35	0,16	0,51
Na	0,03	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,04	0,00	0,00	0,15	0,01	0,01	0,34	0,03
K	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,09	0,05	0,07	0,07	0,00	0,00	0,01	0,01

Tabela 4.6: Composição química (%) e fórmula estrutural (11 oxigênios) dos argilominerais do nível colunado.

	AGF3.56	AGF3.57	AGF3.58	AGF3.60	AGF3.61	AGF3.62	AGF3.63	AGF3.67	AGF3.68	AGF3.69	AGF3.70	AGF3.77	AGF3.78	AGF3.79
SiO ₂	34,41	33,41	36,14	32,55	37,66	38,03	36,57	39,69	40,24	38,87	51,66	35,47	37,21	37,47
Al ₂ O ₃	10,05	8,31	10,38	8,53	9,58	9,08	10,23	9,36	8,93	9,04	11,99	9,30	10,41	10,59
FeO	20,18	17,51	20,93	16,72	20,62	19,22	20,23	19,19	17,78	18,05	2,45	19,38	20,69	20,53
Fe ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	12,23	11,34	13,62	11,73	13,01	12,35	13,88	13,38	14,55	13,76	0,58	12,64	13,60	13,47
TiO ₂	0,01	0,05	0,02	0,08	0,01	0,01	0,00	0,00	0,13	0,05	0,12	0,03	0,00	0,07
MnO	0,35	0,15	0,51	0,16	0,19	0,14	0,40	0,12	0,00	0,14	0,08	0,22	0,19	0,38
CaO	2,74	2,71	2,44	2,28	3,27	2,70	2,60	2,87	3,38	3,24	2,08	2,51	2,01	2,10
Na ₂ O	0,15	0,22	0,24	0,30	0,58	0,39	0,43	0,45	0,23	0,27	2,08	0,31	0,43	0,58
K ₂ O	0,18	0,18	0,17	0,20	0,16	0,18	0,18	0,26	0,25	0,26	5,86	0,17	0,12	0,21
TOTAL	80,39	73,97	84,57	72,53	85,24	82,17	84,51	85,32	85,66	83,68	76,90	80,01	84,84	85,41
Si	3,78	3,79	3,80	3,80	3,78	3,88	3,60	3,22	3,23	3,20	4,19	3,10	1,29	1,38
Al	0,14	0,15	0,15	0,14	0,14	0,06	0,34	0,89	0,85	0,88	1,15	0,96	4,35	1,78
Fe ²⁺	0,62	0,51	0,60	0,57	0,71	1,12	1,98	1,30	1,19	1,24	0,17	1,42	0,51	2,63
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	1,11	1,24	1,11	1,13	1,08	1,65	0,90	1,62	1,74	1,69	0,07	1,65	0,37	2,35
Ti	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Mn	0,06	0,01	0,03	0,03	0,02	0,02	0,04	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01	0,03
Ca	1,36	1,36	1,35	1,39	1,33	0,31	0,31	0,25	0,29	0,29	0,18	0,23	0,95	0,54
Na	0,06	0,01	0,05	0,03	0,06	0,00	0,03	0,07	0,04	0,04	0,33	0,05	0,04	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,03	0,03	0,61	0,02	0,09	0,05

Tabela 4.6: Composição química (%) e fórmula estrutural (11 oxigênios) dos argilominerais dos níveis vesiculares.

Amostra	CE2	CE2	CE2	CE2	CE2	CE2	CE2	CE2
Análise	PL113	PL114	PL115	PL116	PL117	PL118	PL119	PL120
Localização	F/borda	borda	centro	borda	centro	Tab/centro	borda	Tab/centro
SiO ₂	54,90	59,71	53,91	56,85	52,73	53,61	52,80	58,42
Al ₂ O ₃	28,26	24,81	29,00	27,23	29,22	29,36	29,67	26,77
FeO	0,84	0,75	0,65	0,79	0,68	0,83	0,80	0,84
MgO	0,12	0,04	0,18	0,09	0,20	0,12	0,19	0,09
CaO	11,67	8,01	12,64	10,46	13,10	12,59	12,96	9,02
Na ₂ O	4,28	6,10	3,81	4,68	3,46	3,58	3,40	5,26
K ₂ O	0,32	0,54	0,26	0,43	0,22	0,28	0,23	0,54
Total	100,40	99,95	100,45	100,53	99,61	100,37	100,06	100,93
Si	2,47	2,67	2,43	2,55	2,40	2,42	2,40	2,59
Al	1,50	1,31	1,54	1,44	1,57	1,56	1,59	1,40
Fe ²⁺	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,56	0,38	0,61	0,50	0,64	0,61	0,63	0,43
Na	0,37	0,53	0,33	0,41	0,31	0,31	0,30	0,45
K	0,02	0,03	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,03

Tabela 5.6a: Composição química e fórmula estrutural (8 oxigênios) dos plagioclásios de amostras dos níveis vesiculares da base (cai) e do topo (ce).

Amostra	CAI-base	CAI-base	CAI-base	CAI-base	CAI-base
Análise	PL138	PL139	PL140	PL141	PL142
Localização	borda	Ripif	F/centro	borda	interm
SiO ₂	56,22	54,93	54,20	53,99	53,76
Al ₂ O ₃	27,97	27,45	28,71	29,45	29,19
FeO	1,08	1,65	0,95	0,82	1,03
MgO	0,15	0,35	0,14	0,14	0,15
CaO	11,07	11,29	12,54	12,60	12,61
Na ₂ O	4,41	3,98	3,82	3,75	3,62
K ₂ O	0,40	0,51	0,25	0,24	0,28
Total	101,30	100,16	100,61	100,98	100,63
Si	2,51	2,49	2,44	2,42	2,42
Al	1,47	1,47	1,53	1,56	1,55
Fe ²⁺	0,04	0,06	0,04	0,03	0,04
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,53	0,55	0,61	0,61	0,61
Na	0,38	0,35	0,33	0,33	0,32
K	0,02	0,03	0,01	0,01	0,02

Análise	PL101	PL102	PL103	PL104	PL105	PL106	PL107	PL108	PL109	PL110	PL111	PL112
Localizaçãc	centro	borda	borda	F/borda	centro	borda	centro	F/centro	borda	centro	borda	borda
Mineral	Plag	Plag	Plag	Plag	Plag	Plag	Plag	Plag	Plag	Plag	Plag	Plag
SiO2	53,91	53,91	55,21	56,65	55,93	58,98	55,10	55,81	63,05	54,98	57,71	57,66
Al2O3	28,72	29,00	26,81	27,49	27,72	25,69	27,92	27,60	23,65	28,27	26,64	26,75
FeO	0,93	0,94	0,64	1,08	0,77	0,72	0,81	0,73	0,41	0,89	0,61	0,63
MgO	0,08	0,07	0,19	0,16	0,05	0,03	0,04	0,06	0,02	0,06	0,03	0,02
CaO	12,34	12,37	6,66	10,20	10,60	8,12	11,39	11,00	5,62	11,58	9,19	9,15
Na2O	4,02	4,04	5,15	4,93	4,71	6,01	4,35	4,62	7,12	4,35	5,38	5,57
K2O	0,36	0,30	0,71	0,39	0,45	0,54	0,29	0,43	0,82	0,33	0,51	0,42
Total	100,35	100,63	95,37	100,90	100,22	100,09	99,90	100,24	100,68	100,47	100,07	100,19
Ab	36,31	36,46	55,39	45,58	43,37	55,40	40,13	42,05	66,13	39,69	49,81	51,10
Or	2,13	1,81	5,02	2,37	2,70	3,26	1,77	2,58	5,02	1,99	3,13	2,51
An	61,55	61,73	39,59	52,05	53,93	41,35	58,10	55,37	28,85	58,33	47,05	46,39
Si	2,44	2,43	2,58	2,53	2,52	2,64	2,49	2,51	2,78	2,48	2,59	2,58
Al	1,53	1,54	1,48	1,45	1,47	1,35	1,49	1,46	1,23	1,50	1,41	1,41
Fe2+	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,01	0,03	0,02	0,02
Fe3+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,60	0,60	0,33	0,49	0,51	0,39	0,55	0,53	0,27	0,56	0,44	0,44
Na	0,35	0,35	0,47	0,43	0,41	0,52	0,38	0,40	0,61	0,38	0,47	0,48
K	0,02	0,02	0,04	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,05	0,02	0,03	0,02

Tabela 5.6b : Composição química e fórmula estrutural (8 oxigênios) dos plagioclásios de amostras do entablamento.

Análise	PL82	PL83	PL84	PL85	PL86	PL87	PL88	PL89	PL90	PL92	PL93	PL94	PL95
Tipologia Local	Fenocristal centro	Fenocristal interm	Fenocristal borda	ripiforme borda	ripiforme borda	ripiforme borda	matriz alteração	tabular centro	tabular interm	tabular borda	matriz alteração	matriz alteração	tabular centro
SiO ₂	54,35	57,34	54,37	63,54	56,41	54,50	86,54	57,11	59,20	60,37	103,23	103,40	54,50
Al ₂ O ₃	29,37	27,24	29,48	23,27	28,11	27,92	8,52	26,69	26,26	25,65	0,12	0,10	28,78
FeO	0,86	0,65	0,65	0,68	0,87	2,83	0,15	0,74	0,56	0,51	0,10	0,17	0,83
MgO	0,06	0,08	0,04	0,00	0,07	0,28	0,01	0,04	0,04	0,02	0,00	0,01	0,07
CaO	12,38	9,93	12,36	5,02	10,88	11,29	0,33	10,11	9,13	8,08	0,02	0,01	12,31
Na ₂ O	3,71	4,53	3,80	6,65	4,53	3,98	1,96	4,78	5,35	5,72	0,01	0,01	3,71
K ₂ O	0,23	0,80	0,23	1,47	0,36	0,43	3,91	0,41	0,47	0,58	0,00	0,00	0,31
Total	100,96	100,57	100,93	100,64	101,21	101,23	101,42	99,88	101,01	100,93	103,47	103,70	100,51
Ab	34,68	42,97	35,25	64,01	42,00	37,91	41,66	44,94	49,99	54,11	40,12	52,45	34,62
Or	1,41	5,01	1,42	9,30	2,20	2,71	54,52	2,54	2,90	3,60	0,00	0,00	1,92
An	63,91	52,01	63,33	26,69	55,80	59,39	3,82	52,52	47,11	42,29	59,88	47,55	63,46
Si	2,44	2,56	2,44	2,80	2,51	2,46	3,59	2,57	2,62	2,67	3,99	3,99	2,45
Al	1,55	1,43	1,56	1,21	1,48	1,48	0,42	1,42	1,37	1,34	0,01	0,00	1,53
Fe ²⁺	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03	0,11	0,01	0,03	0,02	0,02	0,00	0,01	0,03
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,59	0,48	0,59	0,24	0,52	0,55	0,01	0,49	0,43	0,38	0,00	0,00	0,59
Na	0,32	0,39	0,33	0,57	0,39	0,35	0,16	0,42	0,46	0,49	0,00	0,00	0,32
K	0,01	0,05	0,01	0,08	0,02	0,02	0,21	0,02	0,03	0,03	0,00	0,00	0,02

Tabela 5.6c : Composição química e fórmula estrutural (8 oxigênios) dos plagioclásios de amostras do nível colonado.

ANEXO II

*TRATAMENTO DE IMAGENS DAS
VESÍCULAS*

ANEXO III

*RESULTADOS DE DIFRAÇÃO DE
RAIOS X*

AMOSTRA	PROVENIÊNCIA	OBSERVAÇÕES	AMOSTRA TOTAL (FRAÇÃO <2µm)	PARÂMETRO 060 (Å)	REFLEXÃO 001 (Å)	ARGILOMINERAIS
CE2	N.Vesicular		Cristobalita/Zeolita/felds./argilom.	1,535	N=15,44 G=17,35	Esmectita
FW41A	N.Ves/Colunado		Cristobalita/Zeolita/felds./argilom.	1,533	N=15,14 G=16,31	S/C
FW55	Colunado Sup.		Cristobalita/felds./argilom.	1,53 / 1,515	N=15,20 G=16,96	Esmectita
FW6a	Entablamento		crystalita/felds./pouca argila		N=13,54 G=17,22	Esmectita
FW7	Entablamento		crystalita/felds./pouca argila		N=15,34 G=17,23	Esmectita
FW2	Entablamento	borda do prisma	crystalita/felds./pouca argila		N=15,37 G=17,19	Esmectita
FW3	Entablamento	interior do prisma	crystalita/felds./pouca argila		N=14,38 G=16,72	S/C (baixa % de C)
FW4	Entablamento	interior do prisma	crystalita/felds./pouca argila		N=14,97 G=16,83 (<0,02µm)	S/C (baixa % de C)
FW1	Entablamento		crystalita/felds./pouca argila		N=15,32 G=16,70 (<0,02µm)/N=15,13 G=16,21 (<2µm)	S/C (baixa % de C) & S/C
FW1b	Entablamento	rocha com veio	crystalita/felds./pouca argila		N=15,22 G=17,05	Esmectita
FW30	Entablamento		crystalita/felds./pouca argila	1,537/1,521	N=15,23 G=16,70	S/C (baixa % de C)
FW29	Colunado Inf.	Arg.associadas a veio	veio de quartzo com calcita	1,52	N=14,98 G=15,18-17,12	Esmectita & S/C (alta % de C)

Tabela 1.6 - Síntese da caracterização por difratometria de raios X da fração <2µm em perfil ao longo do derrame estudado. N = preparação em lâmina orientada natural; G = preparação em lâmina orientada saturada com etileno glicol; S/C = misturas (?) ou interestratificação esmectita e clorita.