UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

# ASPECTOS GEOLÓGICOS, MINERALÓGICOS, PETROLÓGICOS E GEOQUÍMICOS DE UM CORPO BASÁLTICO LOCALIZADO NO MUNICÍPIO DE TANQUINHO, SP

Rubens Luiz Monteiro

Orientador: Prof. Dr. Celso de Barros Gomes

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Área de Concentração: Mineralogia e Petrologia

São Paulo
1986

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC
30900005301

# ASPECTOS GEOLÓGICOS, MINERALÓGICOS, PETROLÓGICOS E GEOQUÍMICOS DE UM CORPO BASÁLTICO LOCALIZADO NO MUNICÍPIO DE TANQUINHO, SP

Rubens Luiz Monteiro

Instituto de Geociências
T 1286
e.2
U.S.P.

Orientador: Prof. Dr. Celso de Barros Gomes

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO EXAMINADORA

| | nome | ass. |
|---|---|---|
| Presidente: | Dr. C.B.Gomes | |
| Examinadores: | Dr. D.P.Svisero | |
| | Dr. M.A.F.Oliveira | |

São Paulo
1986

Geociências
BIBLIOTECA
T 1286
e.2
U.S.P.

Este trabalho é
dedicado a meus
familiares.

ÍNDICE


| | Página |
|---|---|
| RESUMO | -i- |
| ABSTRACT | -ii- |
| CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO | 1 |
| 1.1. Generalidades | 1 |
| 1.2. Localização e acesso | 3 |
| 1.3. Finalidades do presente trabalho | 3 |
| CAPÍTULO 2 - METODOLOGIA | 5 |
| 2.1. Trabalhos de Campo | 5 |
| 2.1.1. Geofísica | 5 |
| 2.1.2. Petrografia macroscópica | 6 |
| 2.2. Trabalhos de laboratório | 7 |
| 2.2.1. Platina universal | 7 |
| 2.2.2. Microssonda eletrônica | 8 |
| Plagioclásios | 8 |
| Piroxênios | 9 |
| Mesóstase | 9 |
| Opacos: magnetita e ilmenita | 9 |
| 2.2.3. Análises röentnográficas | 10 |
| 2.2.4. Análises químicas de rocha total | 10 |
| CAPÍTULO 3 - SÍNTESE DO CONHECIMENTO SOBRE O MAGMATISMO MESOZÓICO DA BACIA DO PARANÁ | 12 |
| 3.1. Generalidades | 12 |
| 3.2. Evolução cronológica dos conhecimentos | 15 |
| CAPÍTULO 4 - GEOLOGIA LOCAL | 27 |
| 4.1. Levantamento geofísico | 29 |
| CAPÍTULO 5 - O CORPO INTRUSIVO: ASPECTOS ESTRUTURAIS E PETROGRÁFICOS | 32 |
| 5.1. Feições estruturais | 32 |
| 5.1.1. Amígdalas | 32 |
| 5.1.2. Miárolos | 33 |
| 5.1.3. Xenólitos | 33 |
| 5.1.4. Disjunções colunares | 34 |
| 5.1.5. Outras estruturas | 35 |
| 5.2. Efeitos termais | 35 |
| 5.3. Variações texturais | 36 |

CAPÍTULO 6 - MINERALOGIA 52
6.1. Plagioclásios 52
6.1.1. Estado estrutural 54
6.1.2. Composição dos plagioclásios 57
6.1.3. Composição química vs. estado estrutural 57
6.2. Piroxênios 68
6.2.1. Augita 68
Estimativas composicionais com o uso da platina universal 70
6.2.2. Pigeonita 71
6.2.3. Variações composicionais 75
6.2.4. As relações envolvendo Si, Al, Ti e Mn 82
6.3. Olivinas 86
6.4. Material mesostático 88
6.4.1. Mesóstase leucocrática 88
6.4.2. Mesóstase clorítica 93
6.5. Opacos 96
6.6. Outros minerais 99
CAPÍTULO 7 - NOMENCLATURA 104
7.1. Classificação petrográfica 104
7.2. Classificação química 106
7.2.1. Diagrama $R_1$-$R_2$ 106
7.2.2. Diagrama álcalis vs. sílica 110
7.2.3. Diagrama AFM 110
7.2.4. Diagrama Cpx-Opx (normativos) 110
CAPÍTULO 8 - CARACTERIZAÇÃO QUÍMICA DO MAGMA 114
CAPÍTULO 9 - VARIAÇÕES QUÍMICAS INTERNAS NO CORPO 119
9.1. Fatores discriminantes 119
9.1.1. Concentração dos elementos vs. profundidade 120
9.1.2. Concentração dos elementos vs. índice de solidificação 126
9.1.3. Concentração dos elementos vs. teor de $SiO_2$ 133
CAPÍTULO 10 - CONSIDERAÇÕES FINAIS 135
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 144
AGRADECIMENTOS 157

# RESUMO

Um corpo intrusivo (sill) localizado na região de Tanquinho, SP, foi pesquisado por método indireto de observação no sentido de serem fixados parâmetros que o melhor situasse enquanto forma, relações estratigráficas e estruturais.

Investigações mineralógicas, petrográficas e geoquímicas foram executadas a partir de testemunhos de sondagem realizada naquele local pelo Instituto Geológico.

Os minerais mais abundantes dessas rochas são plagioclásios, augita e material mesostático quartzo-feldspático; em menor quantidade aparecem opacos, pigeonita, apatita, material mesostático clorítico, filossilicatos verdes, carbonatos, hornblenda, biotita e titanita.

Estudos combinados envolvendo caracterização petrográfica dos diferentes tipos, quimismo dos minerais e rochas, difratometria dos plagioclásios, etc., permitem algumas interpretações petrológicas de caráter amplo quanto à linha evolutiva do magma no corpo, assim como de algumas fases minerais.

As relações entre as fases co-precipitantes mais importantes (plagioclásios, augita e pigeonita) indicam que condições mais próximas de equilíbrio foram atingidas nas proximidades do nível 28,5 m, provavelmente o mais evoluído dos investigados em termos de diferenciação "in situ".

São freqüentes as relações complexas reunindo mineralogia e textura, quer pelas variações ocorridas na posição atual, quer pelo mascaramento dessas mudanças, promovido pelas associações minerais formadas em profundidade e trazidas para a superfície.

As características químicas do magma mostram em algumas oportunidades caráter dúbio de filiação, entretanto, a presença das duas fases de clinopiroxênio (augita e pigeonita) coexistentes aponta para a sua natureza dominantemente toleítica.

## ABSTRACT

An intrusive body (sill) located in Tanquinho, SP, was studied indirectly in order to evaluate and characterize its stratigraphic form and relationships.

Mineralogical, petrographical and geochemical investigations were carried out on samples drilled by the Instituto Geológico.

The major constituents of those rocks are plagioclases, augite and quartz-feldspar mesostasis; subordinate phases include opaque minerals, pigeonite, apatite, chloritic mesostasis, green phyllosilicate, carbonates, hornblende, biotite and titanite.

Petrographical characterization of various types, together with combined studies on mineral and rock chemistry, diffractometry of plagioclases, etc., allow some general petrological interpretations to be made about the evolution of the magma and some of the mineral phases.

The relations among the more important coprecipitant phases (plagioclases, augite, pigeonite) reveal that equilibrium conditions were reached at 28.5 m, probably the most evolved level in the *in situ* differentiation.

The mineralogy and the texture of the rocks show very complex relationships due to changes occurred at the actual position of the body or as a result of phases crystallized at depth and rose to the surface.

Chemical features point to the uncertain afilliation of the magma, although the presence of the two coexistent clinopyroxenes phases (augite and pigeonite) clearly suggests a dominant tholeiitic character.

# ÍNDICE DAS FIGURAS

Página

Figura 1 - Esboço do mapa geológico e adjacências (extraído de Bellieni at al., 1984a). 13

Figura 2 - Esboço geológico dos arredores do município de Tanquinho, SP (elaborado a partir do mapa de Barbour Jr. e Rigonatti, 1979). 28

Figura 3 - Secção geoelétrica composta realizada segundo controle dos perfis localizados da Figura 2. 30

Figura 4 - Variação modal e granulométrica dos plagioclásios nos diversos níveis de profundidade. 53

Figura 5 - Difratogramas dos concentrados de plagioclásios nos vários níveis. 58

Figura 6 - a) Curvas de variação de $\Delta(\theta)_1 = 2\theta_{131}-2\theta_{1\bar{3}1}$ (radiação de $CuK\alpha_1$) e relação Si/Al para plagioclásios com $Or_{0,5-0,8}$. b) Curvas de variação de $\Delta(\theta)_2 = 2\theta_{\bar{2}41}-2\theta_{\overline{241}}$ (radiação de $CuK\alpha_1$) e relação Si/Al contendo também o teor de An mostrado para plagioclásios com $Or_{0,5-0,8}$. (extraídas de Bambauer et al., 1967). 59

Figura 7 - Relação entre $(\theta)_1$ e $(\theta)_2$ para plagioclásios (cf. Bambauer et al.,1967). 60

Figura 8 - Variação composicional dos plagioclásios nos diversos níveis analisados em termos dos componentes moleculares Ab, An e Or. 62

Figura 9 - Composição dos plagioclásios no nível 0,0 m. 63

Figura 10 - Composição dos plagioclásios no nível 12,3 m. 64

Figura 11 - Composição dos plagioclásios no nível 28,5 m. 65

Figura 12 - Composição dos plagioclásios no nível 39,5 m. 66

Figura 13 - Composição dos plagioclásios no nível 69,5 m. 67

Figura 14 - Composição dos plagioclásios no nível 73,0 m. 68

Figura 15 - Variação modal e granulométrica da augita nos diversos níveis de profundidade. 69

Figura 16 - Variação das curvas relativas a $A_1 \wedge c$, $Z \wedge C$ e $2V_Z$ para augitas (diagrama extraído de Rüegg, 1964). 72

Figura 17 - Linha de tendência fracional para piroxênios ricos em cálcio da intrusão de Skaergaard (Brown, 1957; Brown e Vincent, 1963). 72

Figura 18 - Variação modal da pigeonita mostrada em duas escalas de representação nos diversos níveis de profundidade. 73

Figura 19 - Composição média de piroxênios (a, núcleo; b, borda) expressa em termos dos componentes moleculares Wo, En e Fs, com os dados projetados no quadrilátero Di-Hd-Mg-Fe. 76

Figura 20 - Composição média expressa em termos dos componentes moleculares Wo, En e Fs. Do gráfico consta também a curva de cristalização dos piroxênios Skaergaard (Brown, 1957; Brown e Vincent, 1963). 77

Figura 21 - Variação composicional em termos de Ti e Al na base de $O_6$ para augita e ferroaugita nos vários níveis. O gráfico mostra também as retas com razões de Ti/Al de 1/4 e 1/2. 84

Figura 22 - Variação composicional em termos de $Al_2O_3$ e $SiO_2$ para augitas nos vários níveis. Constam também do gráfico os campos definidos por Le Bas (1962) para os tipos peralcalinos, alcalinos e toleíticos. 85

Figura 23 - Variação modal da olivina, mostrada em duas escalas de representação, nos diversos níveis de profundidade. 87

Figura 24 - Variação modal da mesóstase feldspática nos diversos níveis de profundidade. 90

Figura 25 - Variação em termos de Or, Ab e An da mesóstase feldspática nos vários níveis. 91

Figura 26 - Variações composicionais em termos de Or, Ab e An representadas conjuntamente para plagioclásios e mesóstase do mesmo nível. 92

Figura 27 - Variação modal da mesóstase clorítica nos diversos níveis de profundidade. 94

Figura 28 - Variação modal dos opacos, mostrada em duas escalas de representação, nos diversos níveis de profundidade. 95

Figura 29 - Formas diversas de ocorrências dos minerais opacos. 98

Figura 30 - Variação modal do quartzo, mostrada em duas escalas de representação, nos diversos níveis de profundidade. 101

Figura 31 - Variação modal de apatita + calcita, mostrada em duas escalas de representação nos diversos níveis de profundidade. 102

Figura 32 - Diagrama de classificação das rochas ígneas baseado em seus termos modais com M<90. Q, quartzo; A, fedspatos alcalinos; P, plagioclásios; F, feldspatóides (simplificado de Streckeisen, 1973). 105

Figura 33 - Projeção das amostras no diagrama de La Roche et al. (1980), modificado no tocante ao campo dos basaltos por Bellieni et al. (1981). 109

Figura 34 - Diagrama de variação composicional reunindo álcalis e $SiO_2$. Os limites DP' e DP (1981) definem o campo dos basaltos transicionais de Bellieni et al. (1981). 111

Figura 35 - Diagrama AFM (A, $Na_2O + K_2O$; F, $FeO_{(t)}$; M, MgO) reunindo dados referentes às amostras do corpo intrusivo e as linhas fracionais das suites havaianas de MacDonald e Katsura (1964) (extraído de Bellieni et al., 1983). 112

Figura 36 - Diagrama de composição mineralógica normativa resumida para fins de classificação, projetada no sistema basáltico simples de Yoder e Tilley (1962). 113

Figura 37 - Variação das porcentagens em peso dos óxidos relativamente à profundidade. 121

Figura 38 - Variação das porcentagens em peso dos óxidos relativamente à profundidade. 122

Figura 39 - Variação dos elementos menores e traços (em ppm) relativamente à profundidade. 123

Figura 40 - Variação dos elementos menores e traços (em ppm) relativamente à profundidade. 124

Figura 41 - Variação dos índices de solidificação relativamente à profundidade. 125

Figura 42 - Variação das porcentagens em peso dos óxidos relativamente ao índice de solidificação. 128

Figura 43 - Variação das porcentagens em peso dos óxidos relativamente ao índice de solidificação. 129

Figura 44 - Variação das porcentagens em peso dos óxidos relativamente ao índice de solidificação. 130

Figura 45 - Variação dos elementos menores e traços (em ppm) relativamente ao índice de solidificação. 131
Figura 46 - Variação dos elementos menores e traços (em ppm) relativamente ao índice de solidificação. 132
Figura 47 - Variação das porcentagens em peso dos óxidos relativamente à concentração de $SiO_2$. 134

# ÍNDICE DAS TABELAS

Página

Tabela 1 - Picos 131, $1\bar{3}1$, $\bar{2}41$ e $\overline{241}$ nos difratogramas de plagioclásio dos diversos níveis. ..... 56

Tabela 2 - Composição média dos núcleos (N) e bordas (B) de cristais e das ripas (R) de plagioclásios. ..... 56

Tabela 3 - Medidas de ângulos óticos e cristalográficos de augitas. ..... 71

Tabela 4 - Composição química (% em peso) e fórmula estrutural de augitas da intrusão de Tanquinho, SP. ..... 79

Tabela 5 - Composição química média (% em peso) e fórmula estrutural de pigeonitas e ferroaugita subcálcica da intrusão de Tanquinho, SP. ..... 81

Tabela 6 - Composição média expressa em termos moleculares de Or, Ab e An para a mesóstase feldspática. ..... 93

Tabela 7 - Composição química média (% em peso) dos minerais opacos. ..... 96

Tabela 8 - Composição química (elementos maiores, menores e traços) e norma CIPW das amostras dos vários níveis. 108

Tabela 9 - Composição química (elementos maiores e traços, assim como as relações de $^{87}Sr/^{86}Sr$) de rochas vulcânicas ricas em $P_2O_5$ e $TiO_2$ da Bacia do Paraná, obtide Mantovani *et al.* (1985). ..... 118

# ÍNDICE DAS FOTOMICROGRAFIAS

Página

Fotomicrografia 1 - Foto mostrando textura glomeroporfíritica onde se distinguem micrólitos de plagioclásios e domínios do mesmo mineral em agregados com textura mais proeminente. Mesóstase feldspática com aspecto turvo, onde ocorrem vários domínios com pequenos grânulos de augita. 31X; pol's descruzados; filtro azul. Profundidade, 0,3 m ..... 40

Fotomicrografia 2 - A relação textural plagioclásio-augita é intergranular. A mesóstase é microgranular a vítrea, conferindo ao conjunto textura intergranular a intersertal. Observe-se conspícuo micromiárolo com mineralogia em quartzo e calcedônia, e ainda estrutura vesicular com preenchimento do mesmo mineral. O plagioclásio, assim como o piroxênio, ocorre distintamente. 50X; pol's cruzados; filtro azul. Profundidade, 1,0 m ..... 40

Fotomicrografia 3 - Textura principalmente intergranular entre plagioclásio e piroxênio, com pequenos domínios subofíticos. A pigeonita é distinta na interface do plagioclásio. Mesóstase microgranular. O plagioclásio mostra evidências de corrosão em suas bordas, enquanto que os opacos, magnetita, possuem forma triangular justaposta. 53X; pol's cruzados; filtro azul. Profundidade, 1,0m ..... 41

Fotomicrografia 4 - Plagioclásio com textura semelhante a "cluster". Opacos com textura simplequitítica e triangular (magnetita), e de hábito alongado (ilemita). A mesóstase clorítica exibe duas formas: esverdeada contínua e de tonalidade mais forte e a outra de forma pigmentada com tonalidade bem mais fraca. 84X; pol's descruzados; filtro azul. Profundidade, 2,5 m ..... 41

Fotomicrografia 5 - Xenólito quartzítico fraturado. Amígdala com mineralogia carbonática. Textura intergranular com pequenos domínios subofíticos. Plagioclásios idiomórficos e piroxênios hipidiomórficos. 32X; pol's cruzados; filtro azul. Profundidade, 6,0 m ..... 42

Fotomicrografia 6 - Xenólito de mineralogia granítico-gnáissica. Intensidade de corrosão muito avançada. A parte esquerda superior do xenólito encontra-se preenchida princi - palmente por quartzo e opacos. 44X; pol's cruzados ; filtro azul. Profundidade, 8,5 m ..... 42

Fotomicrografia 7 - Amígdalas preenchidas por carbonato e por carbonato mais quartzo. A textura é dominantemente intergranular. Plagioclásios de granulometria variada. Mesóstase com textura microgranular com mineralogia já distinta. 48X; pol's cruzados; filtro azul. Profundidade, 8,5 m ..... 43

Fotomicrografia 8 - Amígdala preenchida por material filossilicato pseudomórfico. Textura intergranular com pequenos domínios subofíticos. Nível apresentando alteração. 74X; pol's cruzados; filtro azul. Produndidade, 9,5 m ... 43

Fotomicrografia 9 - Detalhe da foto anterior mostrando titanita como mineral constituinte da parte interna da estrutura amigdaloidal. Na parte inferior, metade direita, encontra-se possível zona de "afluência" do material pseudomórfico. As alterações são mais facilmente observadas. 230X; pol's cruzados; filtro azul. Profundidade, 9,5 m ..... 44

Fotomicrografia 10 - Formas simplequitítica dos opacos, com lineamentos preferenciais por vezes mascarados pelo estágio avançado das substituições. A parte inferior mostra-se altamente irregular, com a mineralogia justaposta, enquanto que a superior assegura ao mineral característica primária pelo seu contorno retilíneo. Na porção inferior esquerda os opacos exibem sinais de alteração extremamente incipiente, enquanto que na superior esquerda vê-se piogenita com alteração nas zonas de clivagens, e concentrações incipientes de opacos nas suas regiões mais externas. 110X; pol's descruzados; filtro azul. Profundidade, 12,3 m ..... 44

Fotomicrografia 11 - Mesóstase feldspático plumosa com domínio de quartzo "globulóide" distinto. Reduzidíssimos domínios de filossilicato verde pseudomórfico. 60X; pol's cruzados; filtro azul. Profundidade, 12,3 m ..... 45

Fotomicrografia 12 - Piroxênio reliquiar, oticamente contínuo, mostrando contornos diversificados com o plagioclásio, desde "retilíneos", localizados na parte média inferior da foto, até marcadamente irregulares na porção escura central, onde ocorrem também opacos. 51X; pol's cruzados; filtro azul. Profundidade, 14,0 m ..... 45

Fotomicrografia 13 - Mesma foto anterior patenteando a continuidade ótica da plagioclásios e piroxênio. 51X; pol's cruzados; filtro azul. Profundidade, 14,0 m ..... 46

Fotomicrografia 14 - Augita circundada por hornblenda, que por sua vez associa-se a um mineral verde pálido de relevo alto; este acha-se em contato com uma mesóstase feldspática, ora clorítica, preenchendo os opacos simplequitíticos fraturados, que exibem domínios avançados com formas algo "idiomórficas" e mineralogia semelhante à da mesóstase. 25X; pol's descruzados; filtro azul. Profundidade, 19,8 m ..... 46

Fotomicrografia 15 - Plagioclásio contínuo oticamente mostrando contatos ora retilíneos, ora irregulares, com o piroxênio xenomórfico, igualmente homogêneo oticamente. O plagioclásio exibe geminação polissintética e é idiomórfico. A apatita visível na parte inferior direita está inclusa tanto no piroxênio quanto no plagioclásio e opacos. A mineralogia da mesóstase é distinta. Como uma "extensão" do grânulo de piroxênio vê-se pigeonita ligeiramente alterada. 60X; pol's cruzados ; filtro azul. Profundidade, 20,0 m ..... 47

Fotomicrografia 16 - Aspecto característico da mesóstase clorítica onde ocorrem disseminados augita, pigeonita e opacos. Na metade à direita da foto aparece cristal de pigeonita mais desenvolvido do que aquele no interior da augita localizada aproximadamente no meio da foto. 23X; pol's descruzados; filtro azul. Profundidade, 22,0 m ..... 47

Fotomicrografia 17 - As relações de contato entre o piroxênio e o plagioclásio são por vezes retilíneas ou mesmo irregulares, com os grãos interpenetrados. No canto superior à esquerda, o plagioclásio com geminação Carlsbad contém inclusões. 42X; pol's cruzados; filtro azul. Profundidade, 26,0 m ..... 48

Fotomicrografia 18 - Detalhe da foto anterior realçando os contornos entre os dois minerais. 170X; pol's cruzados; filtro azul. Profundidade, 26,0m ..... 48

Fotomicrografia 19 - Conspícuo desenvolvimento micropegmatítico reunindo quartzo (cuneiforme) e feldspato alcalino. A feição é também visível entre as tramas do plagioclásio. Na parte direita a mesóstase feldspática guarda ainda morfologia similar à plumosa descrita na Fotomicrografia 11. 121X; pol's cruzados; filtro azul. Profundidade, 28,5 m ..... 49

Fotomicrografia 20 - Mesóstase feldspática micropegmática morfologicamente do tipo simplequitítica. Na porção esquerda inferior da foto ocorre plagioclásio idiomórfico zonado, enquanto que na direita inferior vê-se nitidamente apatita acicular. 121X; pol's cruzados; filtro azul. Profundidade, 30,6 m ..... 49

Fotomicrografia 21 - Detalhe do cristal de plagioclásio zonado da foto anterior contendo partes reliquiares de piroxênio oticamente orientadas. O plagioclásio é caracteristicamente primário, idiomórfico, fraturado e preenchido por material mesostático, e não existe quaisquer sinais de alteração. 42X; pol's cruzados; filtro azul. Profundidade, 53,0 m ..... 50

Fotomicrografia 22 - Olivina idiomórfica alterada com domínios pseudomórficos distintos, possivelmente boulingita ou indigsita. A mineralogia circundante mostra-se inalterada e sem exibir sinais de deformação, sendo semelhante à dos níveis anteriores próximos. 42X; pol's cruzados; filtro azul. Profundidade, 69,5 m ..... 50

Fotomicrografia 23 - Outro cristal de olivina alterada, possivelmente serpentina ou então a mineralogia descrita na foto anterior. 69X; pol's cruzados; filtro azul. Profundidade, 69,5 m ..... 51

Fotomicrografia 24 - Textura muito fina exibindo domínios de microfenocristais com morfologia variada de plagioclásio. Cristais de clinopiroxênio ocorrem nas tramas de plagioclásios microlíticos. 39X; pol's cruzados; filtro azul. Profundidade, 73,0 m ..... 51

# CAPÍTULO 1

# INTRODUÇÃO

## 1.1. Generalidades

Os fenômenos magmáticos, resultando na formação de material básico na superfície da Terra, revestem-se de profunda importância como possíveis indicadores diretos do comportamento químico e mineralógico das rochas da crosta e do manto superior, sejam elas vulcânicas ou plutônicas.

O estado caótico dos assuntos ígneos, adicionado às complicações decorrentes da contaminação do magma basáltico por rochas subcrustais e crustais, modificações freqüentemente atribuídas a processos tardios ou pós-magmáticos, além das variações, quer mineralógicas, texturais ou ainda estruturais, eventuais jazimentos importantes, bem como o fato desse magmatismo ser volumetricamente o mais expressivo da crosta, tornam o estudo dessas rochas algo imprescindível e ocupando papel de destaque na Petrologia.

Os aspectos petrográficos, geoquímicos e petrológicos das rochas basálticas têm atraído a atenção de diversos estudiosos ao longo dos anos.

Bowen (1914, 1928) observou a universalidade das rochas ígneas, tecendo considerações várias sobre o comportamento da cristalização de fases minerais, e mencionou três grupos principais de rochas naturais, com as variações existentes devidas a condições polivalentes e a tendências locais, admitindo ainda o magma basáltico como membro constante e o processo de cristalização fracionada como o principal agente precursor responsável para explicar a diversidade de tais rochas.

Kennedy (1933), no estudo das ocorrências de rochas ígneas em escala global, chamou a atenção para a impossibilidade de um único tipo de magma ser responsável pelas múltiplas litologias disponíveis na superfície e, baseado na sua mineralogia e química, propôs a existência de dois tipos de magmas basálticos, o toleítico e o olivina basalto, ricos, respectivamente, em Si e quartzo normativo ou em nefelina.

Tilley (1950), abordando o mesmo tema, empregou fatores discriminantes adicionais aos de Kennedy (1933), reconhecendo a

existência de dois tipos de magmas primários para explicar as tendências diversas de fracionamento observadas nas rochas.

Os estudos experimentais — quer sejam no sistema simplificado, quer no natural, a temperaturas e pressões várias, a seco, com $O_2$, $CO_2$, $H_2O$ e outras condições — têm sofrido grandes avanços do ponto de vista metodológico nas últimas décadas, levando a aprimoramentos no conhecimento sobre a gênese e evolução dos magmas. Como resultado, as contribuições surgidas foram em grande número, sendo mesmo difícil citá-las em sua totalidade; entretanto, algumas merecem destaque, tanto entre as efetuadas no sistema natural como no simplificado (Yoder e Tilley, 1962; Green, 1967; Green e Ringwood, 1967; O'Hara e Yoder,1967; Kuno, 1968; Wyllie, 1971; Holloway e Burnham, 1972; Kushiro, 1972; Thompson, 1975a; Yoder, 1978; Wyllie, 1984).

Além das pesquisas realizadas no campo e em laboratório, com perspectivas voltadas mais diretamente à Petrologia, desenvolveu-se nas últimas duas décadas a necessidade de uma formulação mais integrada da gênese e evolução da própria crosta e do manto, onde os processos magmáticos são de importância fundamental, encontrando-se hoje direcionados para a teoria da deriva dos continentes.

Os dados hoje disponíveis na literatura demonstram a necessidade de trabalhos pormenorizados adicionais para a fixação de parâmetros mais precisos sobre a gênese e evolução do magmatismo mesozóico da Bacia do Paraná, com as recentes publicações de Cordani et al.(1980), Sartori e Gomes (1980), Amaral e Crosta (1983), Bellieni et al.(1983, 1984 a,b e c), Comin-Chiaramonti et al.(1983), Marques (1983), Sartori (1984), Fodor et al.(1985 a,b), Mantovani (1985) e Mantovani et al.(1985) representando gratas exceções.

A ocorrência objeto do presente estudo situa-se no município de Tanquinho, SP, e é vista como uma opção adequada para estudos no gênero pelo fato de ser um corpo intrusivo oferecendo excelentes condições de amostragem, volume disponível por amostra ideal (diâmetros de perfuração variando de 8 a 14") e inexistência de alterações intempéricas significativas.

Dessa forma, o modo de ocorrência, aliado às condições de amostragem, devem assegurar registros apropriados da base ao topo do corpo ígneo em questão, permitindo assim o seu estudo pormenorizado quanto às mudanças texturais, mineralógicas e químicas even

tualmente ocorridas no sentido vertical. A amostragem tornou-se possível graças à perfuração executada pelo Instituto Geográfico Geológico, por ocasião dos trabalhos de prospecção de água subterrânea na região, visando o abastecimento do município de Tanquinho.

## 1.2. Localização e acesso

O corpo intrusivo ocorre no município de Tanquinho, SP, distando aproximadamente 20 km da cidade de Piracicaba e cerca de 9 km de Iracemápolis (Fig. 2), e situa-se na chamada Depressão Periférica do Estado de São Paulo.

Nas cartas topográficas do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, escala de 1:50.000, ele acha-se localizado na Folha Piracicaba, que tem como principais cidades as referidas acima.

Por sua vez, o município de Tanquinho dista cerca de 150 km de São Paulo, sendo seu acesso feito a partir da estrada ligando Piracicaba a Rio Claro, a aproximadamente 20 km da primeira cidade.

O poço P-1 foi perfurado em 1973, nas proximidades da ponte sobre o Ribeirão Guamium, como indicado na Figura 2.

## 1.3. Finalidades do presente trabalho

Os estudos realizados nos corpos intrusivos são os mais realistas quando se tem em mente a evolução de um determinado magma.

Suas características, de sistema fechado, permitem a observação direta do arranjo geral da evolução do magma, definido na oportunidade da formação da rocha, constituindo assim um registro "vivo" desse processo.

Assim, à vista dessas considerações, os principais objetivos do presente estudo são:

- fazer um diagnóstico da forma e do modo de ocorrência do corpo. Para tanto, foram efetuados trabalhos de campo voltados para a sua localização em profundidade, extensão lateral e, conseqüentemente, aspectos morfológicos e possíveis perturbações ocorridas após a instalação;

- estudar as mudanças mineralógicas e petrográficas ocorridas, ao longo de todos os "níveis" do corpo, dos contatos às partes internas;

- investigar as variações composicionais das fases mineralógicas principais empregando-se metodologias diversas e comparando-se suas resoluções;

- efetuar estudos ligados ao estado estrutural dos plagioclásios;

- diagnosticar os reflexos que as variações mineralógicas causaram nos registros químicos, observados nos vários níveis de profundidade do corpo ígneo;

- estudar as possíveis relações de empobrecimento ou enriquecimento dos diversos elementos no líquido residual e seus reflexos nas variações mineralógicas, químico-mineralógicas e texturais havidas com a evolução da cristalização;

- caracterizar química e petrograficamente a ocorrência, assim como a natureza do magma parental responsável pela formação das rochas do corpo ígneo, além de situá-lo relativamente aos tipos propostos por diversos pesquisadores à luz do conhecimento atual sobre o magmatismo mesozóico da Bacia do Paraná; e

- contribuir para a elucidação de alguns aspectos relacionados à evolução do magmatismo basáltico mesozóico nesse tipo de ambiente.

# CAPÍTULO 2

# METODOLOGIA

As atividades desenvolvidas consistiram inicialmente de consulta bibliográfica sobre o magmatismo mesozóico na Bacia do Paraná, além da leitura de trabalhos de detalhe executados na região por diversos autores com vistas à obtenção de informações geológicas gerais.

Ainda nessa etapa teve lugar o primeiro contato com as amostras provenientes da prospecção levada a efeito no corpo intrusivo. Na fase seguinte, foi feita uma campanha geofísica utilizando-se o método de resistividade elétrica (sondagem elétrica) com o propósito de reunir dados que servissem para a elucidação da forma do corpo. A etapa posterior voltou-se para as descrições e análises petrográficas a nível mesoscópico, com as amostras sendo previamente selecionadas para exame microscópico, tanto em secções delgadas como em polidas.

Com base nas informações acima, foram selecionadas as amostras para fins analíticos, elementos maiores, menores e traços, como também para estudos de química mineral e investigação do estado estrutural dos plagioclásios.

## 2.1. Trabalhos de campo

### 2.1.1. Geofísica

Considerando que o corpo objeto deste estudo não se acha exposto, os dados de superfície pouco esclarecem sobre a sua possível forma; acresce que as camadas dos sedimentos existentes no local apresentam-se quase horizontais (cf. Mezzalira, 1965; Amaral, 1971; Barbour Jr. e Rigonatti, 1979; Souza Filho, 1983), impossibilitando, dessa forma, que nas proximidades da perfuração se consiga reunir qualquer informação confiável sobre a geometria do corpo. Logo, a aplicação de métodos indiretos é apropriada e mesmo necessária nestes casos.

Dentre os métodos de observação indireta, optou-se pela sondagem elétrica, por razões de ordem técnica e econômica. No to

cante às primeiras, registre-se os pontos:

- esta etapa do trabalho se constituiu em uma abordagem a nível exploratório e, portanto, a resolução do método foi tida como adequada para a precisão desejada;
- o método é de boa aplicabilidade quando existem contrastes para os valores de resistividade das litologias envolvidas;
- o método é versátil, uma vez que permite ajustar os eletrodos em posições adequadas de topografia e vegetação, sem prejuízo das observações. No caso em pauta, tornou-se perfeitamente possível evitar a abertura de picadas para a execução dos trabalhos.

Quanto às razões econômicas, elas resultam do fato de o método ser de rápida execução, eliminando-se os períodos longos de realização das observações, além de baixos custos.

O equipamento empregado foi um resistivímetro MTK-10 com acessórios de fabricação Multstark, que trabalha com corrente alternada de baixa freqüência fornecida por um conjunto de pilhas comuns de 1,5 volts. Para controle dos pontos de realização de sondagens (Se), foram utilizadas cartas topográficas publicadas em 1979 pelo IBGE, na escala de 1:50.000.

As correções de topografia se deram com o auxílio de um altímetro marca Terra, adotando o procedimento de efetuar a leitura de altitude, em cada ponto, ao início e no final da sondagem; dessa forma, se obtém as diferenças topográficas entre pontos subseqüentes com precisão superior à conseguida com as curvas de correlação valendo-se de dois altímetros, uma vez que a variação de tempo entre o fim de uma sondagem e o início da seguinte foi sempre inferior a 30 minutos. A sondagem Se-1 foi tomada como referência para as correções topográficas por possuir a cota do poço P1. Ademais, as curvas topográficas no mapa usado mostram equidistância de 20 metros, valor este inadequado à vista da precisão almejada.

O procedimento seguido nos trabalhos de sondagem elétrica foi o de Schlumberger, que mantém fixos os eletrodos internos, de potencial, aumentando a distância entre os eletrodos externos, de corrente, e o centro do arranjo.

### 2.1.2. Petrografia macroscópica

Quanto à coloração, foi possível reconhecer três tonali

dades distintas: preta, acinzentada e avermelhada escura. Já do ponto de vista granulométrico, as amostras foram classificadas em equigranulares e inequigranulares, com a adição dos termos fina, média e grossa, assumindo, respectivamente, dimensões dominantes inferiores a 1 mm, de 1 a 5 mm, e de 5 a 30 mm.

Face às limitações de ordem textural, as caracterizações mineralógicas nem sempre foram possíveis e, quando processadas, se restringiram apenas a um reconhecimento mais geral.

Ao lado da textura, as rochas do corpo exibem grande diversidade estrutural, tendo sido notadas as seguintes feições: amigdaloidal, xenolítica, miarolítica, fraturas, disjunções poliedrais e lineamentos horizontais.

## 2.2. Trabalhos de laboratório

Após triagem a nível mesoscópico, foram selecionadas 43 amostras para estudos petrográficos em lâminas delgadas, além de 18 em secções polidas.

O espaçamento na amostragem não foi constante, com a densidade diminuída nas partes internas do corpo e aumentada nas proximidades do topo e da base, como observado nas figuras referentes à distribuição modal dos minerais.

As análises petrográficas foram executadas com o auxílio de um microscópio petrográfico Ortholux-Pol, de fabricação Leitz, para luz transparente, e Standard para luz refletida. Para o cálculo modal das 43 secções delgadas recorreu-se a um "vernier" e à técnica do contador de pontos (Chayes, 1949, 1956); em média, foram contados 1.000 pontos para as amostras de granulação fina e equigranulares e 1.500 para as tendendo a inequigranulares, assim como para as de granulometria grossa. Os dados obtidos foram recalculados para valores percentuais e projetados nos diagramas triangulares de classificação das rochas ígneas (Streckeisen, 1973).

### 2.2.1. Platina universal

A composição das augitas foi estimada com o auxílio de uma platina universal Leitz a quatro eixos, recorrendo-se ao método e curvas de Rüegg (1964, 1969). Procurou-se dispensar atenção

especial às recomendações desse autor e de Munro (1963), trabalhando-se com grãos geminados, objetiva de HUM e jogo de semi-hemisférios de n = 1,649. Os valores de 2V obtidos foram corrigidos mediante um diagrama de Fedoroff, dado em Tröger (1979), que efetua as correções dos ângulos medidos na platina com base no índice de refração médio do mineral ($N_\gamma \cong 1,70$).

2.2.2. Microssonda eletrônica

Com o auxílio de um instrumento fabricado pela "Applied Research Laboratories", modelo EMX-SM, e equipado com três espectrômetros e pares de cristais (LiF/ADP, LiF/ADP e LiF/RAP), foram realizadas análises composicionais em 6 secções delgadas e polidas para plagioclásios, piroxênios (augitas e pigeonitas), mesóstase e opacos. As secções, após cuidadoso polimento, foram metalizadas com carbono, usando um aparelho de fabricação "Consolidated Vacuum Corporation", modelo CV-144.

As secções utilizadas representam amostras correspondentes aos níveis "estratigráficos" 0,0; 12,3; 28,5; 39,5; 69,5 e 73,0 m (valores expressando a profundidade vertical, sendo 00 o contato superior do corpo e 73,0 o inferior.

Plagioclásios

Análises parciais para Ca, K e Na foram conduzidas nas 6 secções selecionadas, com o número de grãos investigados por secção situando-se ao redor de 25; cada grão reuniu em média 6 pontos, sendo 3 na borda e 3 no centro. Constituiram exceção as amostras 0,0 e 73,0, onde as ripas imersas na matriz contaram com apenas 4 pontos. Como padrões recorreu-se apenas a substâncias naturais: ortoclásio, andesina (AC-362) e bytownita (Crystal Bay).

Para efeito de discussão e apresentação dos dados, procurou-se distinguir composições associadas à morfologia dos grãos, assim como à sua granulometria, tendo como parâmetro a relação da dimensão média dos grãos da fase na secção e o tamanho e forma do grão analisado na mesma secção.

Piroxênios

Para os piroxênios, tanto augitas como pigeonitas, foram feitas análises para os óxidos $SiO_2$, $TiO_2$, $Al_2O_3$, FeO, MnO, FeO e CaO, obedecida a mesma distribuição estatística dos feldspatos. Os padrões empregados consistiram de substâncias naturais: clinopiroxênio (5-118) para Si e Al, egirina-augita (16A) para Fe e Ca e augita (A-209) para Ti, Al, Mn, Mg e Ca.

Mesóstase

Foram realizadas análises parciais para Ca, K e Na nas 6 secções, sendo porém abandonadas as informações referentes às amostras 0,0 e 73,0 devido à grande interferência causada pelas fases adjacentes. Em média, cobriu-se de 10 a 25 "áreas" por secção, locadas aleatoriamente. Os padrões empregados foram os mesmos dos plagioclásios.

Opacos: magnetita e ilmenita

Estes minerais contaram com análises parciais para os óxidos FeO, $Al_2O_3$ e $TiO_2$, uma vez que as descrições obtidas em secções polidas indicavam a presença de no mínimo duas fases. Em média, investigou-se de 20 a 25 grãos por secção, sendo 4 pontos por grão, sem distinção de centro e borda. Dados referentes a uma fase rica em Fe mostraram contínuas perdas por volatização, sendo, portanto, sumariamente descartados. Como padrões, foram usados magnetita (L4-175) e ilmenita (Sawyer).

As condições instrumentais utilizadas na execução dos programas analíticos foram as seguintes: potencial de aceleração, 15 kV; corrente de amostra, 0,02 - 0,03 μA; tempo de integração nos contadores, 10 segundos; diâmetro do feixe eletrônico 1 a 20 μ.

Por outro lado, as condições de trabalho foram ajustadas de forma a eliminar-se perdas de K e Na por volatização, tanto para os plagioclásios como para a mesóstase; para esta última, operou-se com o diâmetro do feixe sistematicamente em torno de 20 μ, com vistas à obtenção de valores mais reais dada à integração de área mais ampla; fugiram desse quadro as amostras 0,0 e 73,0,

onde, também para os plagioclásios, recorreu-se a um feixe reduzido, algo em torno de 3 a 4 μ, por razões de natureza granulométrica.

Os dados obtidos foram convertidos em porcentagem peso dos óxidos e para os plagioclásios e mesóstase expressos em % dos componentes moleculares Ar, Ab e Or, valendo-se neste caso do concurso de um programa de computador de uso interno (SLAVE), que executa as correções de "drift", "dead time" e background", além das conversões das informações sobre intensidade fornecidas pela microsonda. Correções para efeitos de matriz (fluorescência secundária, absorção atômica e número atômico) e cálculo da fórmula estrutural dos minerais analisados contaram com um programa de computação BETA, baseado no método de Bence e Albee (1968).

2.2.3. Análises röentnográficas

O estado estrutural dos plagioclásios foi estimado para as mesmas amostras empregadas para fins de determinação do seu quimismo.

As amostras foram britadas e passadas em peneiras de até 100 "mesh", granulometria adequada, no presente caso, para permitir a desagregação do plagioclásio dos demais minerais. A fração obtida foi levada ao separador magnético Frantz, que, após os ajustes normais, mostrou-se eficiente para a concentração do plagioclásio. A partir desse concentrado, seguiu-se a pulverização em almofariz de ágata, até atingir granulação em torno de 200 "mesh". Dos produtos gerados foram feitos difratogramas de raios X, empregando-se equipamento Rigaku-Denki e as seguintes condições de operação: velocidade do goniômetro, 1/2°/min; velocidade do papel registrador, 10mm/min; intervalo percorrido pelo goniômetro, 20° a 40°; tubo de radiação, Co e CuKα ; potencial de aceleração, 35 kV; corrente, 15 mA.

2.2.4. Análises químicas de rocha total

Concluídos os trabalhos petrográficos, e à luz das informações coligidas, procedeu-se à seleção de 8 amostras, representando profundidades variadas, que seriam objeto de investigação

química.

- 6,0; 12,3; 28,5; 39,5 e 53,0 m, escolhidas em função da ocorrência de uma fase mineral importante, persistente ao longo do corpo, ou seu desaparecimento, e às variações texturais, sempre diagnosticadas por comparação com as amostras dos níveis justapostos;
- 0,0 e 73,0 m, por serem, respectivamente, o topo e a base do corpo ígneo, logo, representando possivelmente o quimismo original do líquido no momento de sua colocação; e
- 69,5 m, selecionada face à elevação brusca observada na concentração da olivina.

As análises químicas, incluindo elementos principais, traços e menores, foram feitas pelo Professor Enzo M. Piccirillo nos laboratórios do "Istituto di Mineralogia e Petrologia" da Universidade de Trieste, Itália, tendo por metodologia a fluorescência de raios X.

Os dados coligidos foram tratados para efeito do cálculo da norma CIPW, utilizando-se do concurso de um programa de computador de uso interno (NORMA).

# CAPÍTULO 3

# SÍNTESE DO CONHECIMENTO SOBRE O MAGMATISMO MESOZÓICO DA BACIA DO PARANÁ

## 3.1. Generalidades

As rochas basálticas mesozóicas da Bacia do Paraná e vizinhanças são oriundas de um intenso vulcanismo do tipo fissural, constituindo a maior manifestação magmática de caráter continental conhecida (Fig. 1).

Os cálculos sobre a sua extensão variam de autor para autor, com valores que vão de $4x10^5 km^2$ a $1x10^6 km^2$. A espessura média do pacote é da ordem de 650 m, embora números bem superiores tenham sido reportados a oeste do Estado de São Paulo, como, por exemplo, nas proximidades de Cuiabá Paulista (1731 m, cf. Ferreira, 1982). Os valores de volume também oscilam entre os vários autores, indo desde aproximadamente $6,5x10^5 km^3$ até $7,8x10^5 km^3$.

O vulcanismo teve lugar no mesozóico, por um mecanismo de alívio de pressão, não havendo manifestações violentas, à exceção de casos isolados, através de grandes fendas de tensão.

Datações radiométricas dessas rochas, obtidas em diversas oportunidades por diferentes autores, forneceram valores compreendidos em um intervalo de 100 a 147 m.a., com uma moda principal em torno de 120 m.a. para a parte leste da Bacia; idades mais antigas, contudo, são encontradas mais a oeste da Bacia, com uma moda principal de 130 m.a..

Diques de rochas basálticas, ao longo da zona litorânea dos Estados de São Paulo e Rio de Janeiro, apresentaram idades radiométricas de 124-138 m.a., contemporâneas, portanto, ao derramamento dos magmas basálticos toleíticos e transicionais em ambas as partes, oeste e leste, da Bacia do Paraná.

As modas das datações radiométricas retratam possivelmente as épocas mais intensas das manifestações vulcânicas. Idades em torno de 120 m.a. são atribuídas para a separação América do Sul-África, limite este que encontra boa coerência nos registros sedimentares das Bacias de Santos, SP, Campos, RJ, Espírito Santo, ES, e Pelotas, RS, haja visto que a sedimentação marinha iniciou-se ali

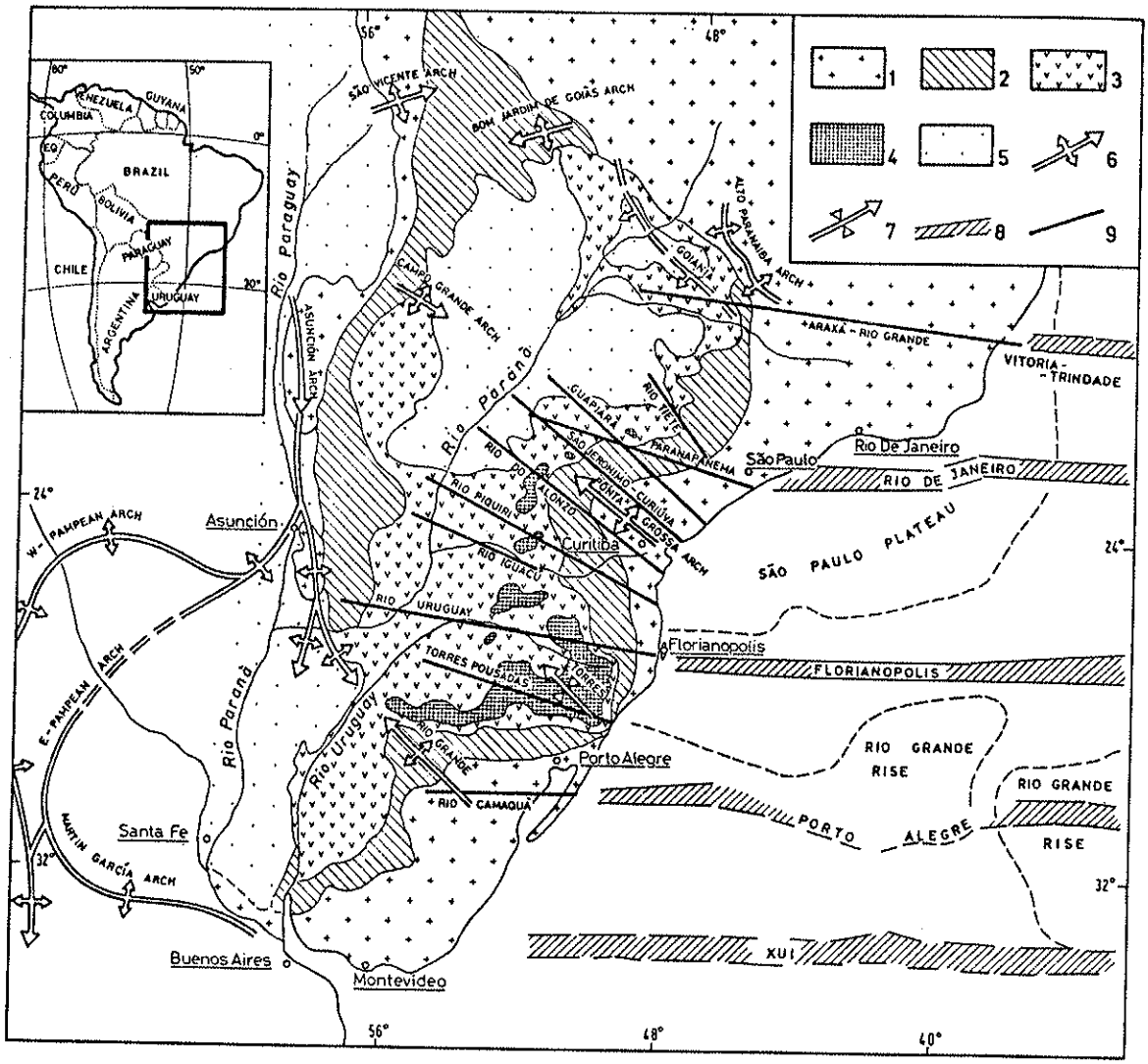



Figura 1 - Esboço do mapa geológico da Bacia do Paraná e adjacências (extraído de Bellieni et al.,1984a) 1. Embasamento cristalino Pré-Devoniano; 2. Sedimentos pré-vulcânicos (principalmente Paleozóicos); 3. Vulcânicas básicas a intermediárias (Formação Serra Geral); 4. Derrames estratificados de lavas ácidas (Formação Serra Geral); 5. Sedimentos pós-vulcânicos (principalmente do Cretáceo Superior); 6. Estruturas tipo arco; 7. Estrutura tipo sinclinal; 8. Lineamentos oceânicos; 9. Lineamentos tectônicos e ou magnéticos.

apenas por volta de 110 m.a. atrás.

Os derrames basálticos sucessivos que recobriram toda a Bacia do Paraná assentaram-se sobre a superfície Gondwânica, representada pelos arenitos da Formação Botucatu, estando nelas intercalados, e recobertos pelos arenitos da Formação Bauru, de idade cretácica.

No topo, as vulcânicas são planas com pequeno mergulho em direção ao centro da Bacia, sendo que a base acompanha a antiga topografia, podendo, portanto, ser irregular. A definição do número de derrames varia de autor para autor, possivelmente em função das localidades onde trabalharam, tendo sido observado o número máximo de trinta e dois. As espessuras individuais são igualmente variáveis, de poucos metros até superiores a 100 m, registrando-se com mais freqüência as de aproximadamente 50 m. Comumente contêm amígdalas no topo, embora estas estruturas possam estar ausentes.

Os estudos de espessura total das seqüências permitiram estimar as principais zonas de focos de extrusão, sendo assinalados o eixo do Rio Paraná, do Rio Uruguai, a linha tectônica "Torrés Pousadas", a região oeste do Estado de São Paulo, e a região nordeste do Estado do Paraná. É sugerida a contemporaneidade de pulsos magmáticos subseqüentes, embora haja registros de intercalações de arenito com espessuras de 160 m.

Os sills representam corpos menores ocorrendo invariavelmente ao longo de toda a Bacia do Paraná, sendo a freqüência com que aparecem função da proximidade das zonas de efusão do material magmático; são formas concordantes ou mesmo discordantes (sheet). Suas espessuras variam para as diversas ocorrências, noticiando-se corpos de poucos metros até superiores a 200 m. É importante observar que as espessuras podem não ser constantes numa mesma unidade. Quanto às suas extensões, as determinações são difíceis devido ao número escasso de afloramentos. Valores superiores a 100 $km^2$ foram observados em Uruçanga, SC, e ainda com cerca de 900 $km^2$ em Piracicaba e Limeira, SP.

Grandes quantidades de diques ocorrem nas áreas vizinhas aos derrames, próximo ao fluxo de lavas, agrupados em sistemas de corpos tabulares e subparalelos, em alguns casos constituindo-se em alimentadores das atividades vulcânicas. Estão condicionados aos lineamentos do embasamento a leste, apresentando direções NE-SW no litoral entre os Estados de São Paulo e do Rio de Janeiro. O

comprimento alcança valores superiores a 100 km, e espessuras que vão de centímetros a mais de uma centena de metros.

De forma indiscriminada, os derrames de lavas da Bacia do Paraná vinham sendo descritos como basaltos. Trabalhos diversos realizados nos últimos anos demonstraram que a assertiva não é verdadeira, quer pelas variações existentes nos corpos maiores, quer pelas variedades litológicas ao longo de perfis estudados, registrando-se variações que vão de rochas basálticas a tipos ácidos.

Litoestratigraficamente mostram uma porção inferior caracterizada por rochas básicas e intermediárias, e uma superior onde dominam os termos ácidos, sendo que nestes últimos ocorrem intercalações de lavas básicas e intermediárias.

## 3.2. Evolução cronológica dos conhecimentos

Rüegg e Dutra (1965) mostraram, com base no quimismo de elementos maiores e traços, que o grupo de oito amostras por eles analisados poderia representar, como uma primeira aproximação, tipos indiferenciados das rochas da província magmática.

Vandoros et al. (1966) descreveram as variações mineralógicas e petrográficas de um corpo intrusivo aflorante em Laranjal Paulista, SP. Determinaram sua idade média, pelo método K/Ar, em 128 m.a., empregando rocha total e concentrados minerais (feldspatos); concluiram que as variações em idade para as amostras analisadas estavam dentro do erro analítico do método utilizado.

Cordani e Vandoros (1967) realizaram uma síntese dos dados sobre a geologia, petrografia e petroquímica das rochas basálticas da Bacia do Paraná e, com os dados disponíveis à época, situaram o vulcanismo entre 119 e 147 m.a., mostrando ainda que ele não foi um processo contínuo, mas migrou de um sistema de fraturas para outro, com a moda das idades correspondendo ao intervalo 120-130 m.a.; esta última idade situa-se nas partes interiores da Bacia e a outra preferencialmente na borda leste. Sugeriram que o vulcanismo teria se iniciado no sul da Bacia, e que o processo magmático ocorrente no hemisfério sul não foi contemporâneo, como postulado quando se busca relação com a abertura do continente Gondwânico. Observaram, a partir de dados petrográficos, que, se a província fosse considerada como um todo, rochas fortemente diferenciadas se

riam caracterizadas. Consideraram que o quimismo das bordas vítreas dos corpos intrusivos ou corrida de lavas poderiam representar a composição original do magma indiferenciado com afinidade toleítica. Entretanto, ressaltaram que o quimismo do vulcanismo não era homogêneo, atribuindo a formação dos tipos mais ácidos a um processo de diferenciação "in situ"; com base nos diagramas triangulares K:Na:Ca e Fe:Alc:Mg, chamaram a atenção para o ligeiro enriquecimento em Fe, $TiO_2$ e $P_2O_5$, e leve empobrecimento em MgO e CaO das rochas da província. Quanto ao modelo genético, sugeriram como fonte a região do manto superior/base da crosta; a partir dos dados de razões isotópicas $Sr^{87}/Sr^{86}$ e K/Rb, advogaram que o líquido não sofreu significante contaminação crustal.

Guimarães (1967), utilizando-se do método de Kuznetson, que se baseia na medida da dispersão da birrefringência de alguns minerais, entre eles o plagioclásio, atribuiu idades para o vulcanismo mesozóico entre 228 e 154 m.a.. Arguiu sobre a possível inefícácia dos métodos geocronológicos de K/Ar em feldspatos e em rocha total, devido, principalmente, a alterações secundárias, sugerindo que esses valores corresponderiam muito mais à idade de devitrificação das mesóstases ou dos felsdpatos alcalinos, antes que do estágio ortomagmático. Do ponto de vista genético, achou sugestiva a hipótese do processo de assimilação de material crustal, atribuindo ao fato de se tratar de um magma toléitico. Além do que, sugeriu que o processo hidrotermal teria promovido a albitização ou alteração do feldspato da mesostase. Quanto à evolução, argumentou que numerosas e profundas rupturas deram acesso rápido ao magma basáltico, proporcionando a formação das lavas toleíticas, não se processando, nesta oportunidade, diferenciação.

Um extenso e cuidadoso levantamento da bibliografia disponível até o ano de 1969 sobre estudos mais diversos abordando as rochas basálticas da Bacia do Paraná foi feito por Rüegg (1969). O autor comentou, entre outros, Weiss (1827) e D'Orbigny (1842), que já apresentavam preocupações com os basaltos, embora Hussak (1889) é quem tenha provavelmente realizado o primeiro estudo petrográfico dessas rochas; White (1908) estabeleceu a posição estratigráfica do "trap" basáltico; os derrames ao longo de toda a Bacia foram focalizados por Baker (1923); os trabalhos envolvendo a geologia, petrografia, mineralogia e química, numa tentativa de as

sociação das Formações Gondwânicas da América do Sul, foram executadas por Walther (1927); Du Toit (1927) estabeleceu relações entre as rochas da América do Sul e da Africa; Guimarães (1930, 1933) discutiu a mineralogia e a petrografia das rochas basálticas da Bacia do Paraná com base em cerca de 120 amostras provenientes dos Estados do Paraná, Santa Catarina, São Paulo, Rio Grande do Sul, Mato Grosso e Minas Gerais; Walther (1938), a partir de dados geológicos da Argentina, Paraguai, Uruguai e Brasil, junto com os da África do Sul, fez supostas relações entre as rochas alcalinas dos dois continentes e o magmatismo gondwânico; diabásio amigdaloidal foi descrito por Curvello (1946); Leinz (1949) reuniu e ampliou os conhecimentos relacionados ao fenômeno vulcanológico ligado às efusivas; Sanford e Lange (1960) descreveram a geologia de toda a Bacia; Melfi e Girardi (1962) detectaram a ausência de diferenciação "in situ"; contudo, Bossi e Fernandes (1963) sugeriram o contrário em rochas estudadas no Uruguai; Schneider (1964) realizou estudos petrográficos e geoquímicos das rochas do Rio Grande do Sul com vistas a caracterizar a província petrográfica da Bacia do Paraná; Cordani (1964) divulgou os primeiros dados geocronológicos pelo método K-Ar, situando a idade do vulcanismo próximo à 120 m.a.; os elementos traços nos basaltos referidos como não diferenciados foram investigados por Rüegg e Dutra (1965); Melfi (1967) confirmou as idades já obtidas anteriormente, porém, sugeriu possíveis diferenças de idade do vulcanismo no sentido Oeste-Leste da Bacia; Cordani e Vandoros (1967) resumiram os dados geológicos, petrográficos e geoquímicos relacionados às rochas basálticas; Maack (1968) relacionou o vulcanismo gondwânico no tempo e no espaço em vários continentes atuais, advogando ser esse o último evento pré-ruptura daquele continente; Leinz et al. (1968) descreveram, à luz de novos dados, o comportamento espacial do magmatismo basáltico mesozóico.

Rüegg (1969) reuniu informações disponíveis da literatura, somando-as a outras mais recentes, e trata-as à luz de novas concepções teóricas de caráter genético, estudando a petrografia e geoquímica das rochas basálticas da Bacia do Paraná em comparação com as províncias equivalentes do Karroo, Deccan, Tansmânia e Antártica.

Rüegg e Dutra (1970), dando continuidade aos trabalhos já iniciados sobre o quimismo de elementos traços, selecionaram um

grupo de amostras de rochas basálticas, saturadas e supersaturadas, cobrindo diferentes estágios de diferenciação, para investigação sistemática. Concluiram que as rochas basálticas da província exibem característico comportamento do Ga em relação ao Al; menores concentrações em Ni e Cr, que variam, da mesma forma que o Sc, de acordo com o Mg; possuem maiores concentrações de V e Co, que variam coerentemente com o $FeO_t$. Da mesma forma, o conteúdo de Sr e Ba é relativamente constante, enquanto que Rb aumenta consideravelmente nos representantes ácidos; no mesmo sentido, Ga diminui sistematicamente, enquanto K aumenta; o conteúdo de Zr é muito alto, quando comparado com rochas equivalentes, com Nb enriquecendo sistematicamente em direção aos diferenciados, enquanto o conteúdo de Y é constante e alto para as rochas analisadas.

Minioli et al. (1971), com o objetivo de verificar a extensão geográfica do vulcanismo basáltico do Brasil Meridional, além dos limites de ocorrência dos derrames basálticos da Bacia do Paraná, recorrendo a amostras que vão do Maciço Brasil Central à Zona Costeira Atlântica, realizaram datações K/Ar em rocha total; os dados obtidos evidenciaram maiores freqüências entre 120 e 130 m.a., confirmando que o vulcanismo mesozóico afetou áreas extensas, além dos limites atuais da Bacia do Paraná, assumindo caráter continental quando adicionadas as informações disponíveis da Bacia do Maranhão e do Nordeste Brasileiro. Atribuiram a diferença de 20 m.a. em rochas basálticas com posicionamento estratigráfico diferente, que ocorrem na Argentina, a dois ciclos efusivos; de posse das idades disponíveis até aquele momento dos basaltos da América do Sul, propuseram que o vulcanismo teria se iniciado de Norte ou Nordeste para o Sul ou Sudoeste.

Halpern et al. (1974) obtiveram razões isotópicas $Sr^{87}/Sr^{86}$ heterogêneas em rochas do Leste da Bacia nos Estados de Santa Catarina e Rio Grande so Sul; com bases nesses valores, dividiram as amostras analisadas em três grupos, sendo o primeiro caracterizado por altas concentrações de Sr (~700 ppm), razões Rb/Sr ~0,055 e razão inicial de $Sr^{87}/Sr^{86}$ ~0,704; o segundo por concentrações de Sr ~200ppm, razões de Rb/Sr ~0,2 e razão inicial de $Sr^{87}/Sr^{86}$ ~0,709; e o terceiro grupo com altas concentrações de Rb, razões de Rb/Sr ~1 e razões iniciais de $Sr^{87}/Sr^{86}$ acima de 0,714. Adicionados aos dados de literatura, observaram um possível relacionamento (sendo petrograficamente similares os grupos 1 e 2) cronológi

co entre os grupos 1 e 3. Propuseram como uma possível explicação para as variações isotópicas observadas o tempo de extrusão das lavas e a composição do embasamento para cada caso, além de possíveis heterogeneidades no quimismo do manto superior, para aquelas amostras com razões isotópicas $Sr^{87}/Sr^{86}$ relativamente elevadas. Consideraram o enriquecimento radiogênico através de rochas crustais como o mais provável.

Macedo e Rüegg (1974), confirmados posteriormente por Rüegg (1975a), baseados em pequeno número de amostras, por eles tidas como representativas dos vários estágios de diferenciação das rochas da província, estudaram o comportamento de 17 elementos químicos diferentes, com os dados obtidos mostrando que as composições dos elementos analisados nos seus termos fatoriais para composições toleíticas e alcalinas eram superpostas e gradacionais. A utilização de fatores discriminantes possibilitou aos autores afirmar que as rochas basálticas da Bacia do Paraná não exibiam grandes dispersões, apresentando, na realidade, características de teores relativamente homogêneos, entendidas como de caráter regional, que, quando comparadas com as de outras províncias isoladas, servem bem para particularizá-las.

Gomes (1974) divulgou dados de microssonda para feldspatos (plagioclásios e feldspato alcalino) do dique de Toninhas, situado no litoral Norte do Estado de São paulo, visando elucidar as variações no quimismo e as implicações genéticas promovidas por essa fase no processo de diferenciação observado no corpo, que grada de basalto, nas bordas, a diabásio granofírico junto às porções centrais. Propôs, com base nos valores obtidos, notadamente os referentes às variações de $K_2O$ nos plagioclásios, além de dados químicos (na oportunidade, no prelo), que diversos mecanismos atuaram, além da diferenciação clássica, tais como transferência de gases, intrusão múltipla, ou mesmo a combinação dos dois últimos.

Rüegg (1975a), baseando-se no comportamento diferencial do Na, K e Al como fator discriminante para abordagem da gênese e evolução das rochas basálticas da Bacia do Paraná, ressaltou que as "rochas da província" encontravam-se em sua maioria em avanço do estágio de diferenciação quando de sua chegada à superfície. Observou que a tentativa de sua definição química a partir de esquemas empregados em outras províncias estava conduzindo a conclusões conflitantes e incoerentes. Observou, também, que diferentes

ambientes crustais onde as rochas basálticas da Bacia do Paraná teriam sido geradas, propostos por autores diversos, advinham principalmente da ineficácia do poder de discriminação dos modelos usados para as mesmas. Com a utilização daqueles fatores discriminantes associados à análise comparativa, caracterizou a província como magmática de natureza calco-alcalina, "pacífica" ou toleítica. Chamou a atenção para a pequena quantidade de basaltos "senso strictu", estando a maior densidade de pontos compreendida entre aqueles basaltos verdadeiros e termos seriais já muito evoluídos, como dacitos até riólitos, e, com isto, concluiu estarem os líquidos parentais já demasiado evoluídos, se comparados a líquidos primitivos.

Pieruceti e Gomes (1975) realizaram estudos petrográficos em uma intrusão localizada em José Fernandes, PR, onde, como no dique de Toninhas, atestaram o seu caráter fortemente diferenciado da borda para o centro.

Rüegg (1975b) e Rüegg e Amaral (1976), estudando a Bacia do Paraná dentro de uma visão mais regional, apoiados em dados químicos de elementos maiores analisados estatisticamente com o auxílio de superfícies de tendências, propuseram a subdivisão do magmatismo da Bacia em três subprovíncias, correspondentes à anomalia I, anomalias II e III, e anomalias IV, por eles definidas a partir dos teores discrepantes frente às médias para cada elemento dosado e tratado numericamente. Aspecto interessante foi notado na curva de distribuição de freqüência do $SiO_2$, onde quase inexistem representantes com teores entre 57 e 64,5%; assinalaram também truncamento nas curvas de $Al_2O_3$, $Na_2O$ e $TiO_2$. Sugeriram que, sem qualquer dúvida, deveriam inexistir ligações das rochas basálticas com as do tipo alcalino, quer a nível de origem, quer a nível de evolução. Interpretaram como elevados os teores dos elementos maiores $K_2O$, $TiO_2$ e $P_2O_5$ e Ba, Rb, Sr e Zr entre os traços, juntamente com o U, Th, Cs e H, entendendo o fato como um indício a mais para interpretar a formação dessas rochas como decorrente de uma superposição de processos, quais sejam, cristalização de olivina a baixas profundidades e piroxênios a profundidades intermediárias, num daqueles mecanismos relacionados à assimilação de material crustal.

Rüegg e Wernick (1978), com o intuito de confirmar as interpretações de Rüegg (1975b), além de aprofundar as investigações sobre a origem e evolução das séries admitidas por esse autor, uti

lizaram-se dos parâmetros do grau de oxidação e razões de Rb/Sr plotadas em diagramas disponíveis na literatura, encontrando profundidades similares para as anomalias I, II e III, da ordem de 20 a 30 km e, para a anomalia IV, algo superior a 30 km. Entretanto, dados geofísicos atuais disponíveis sugerem para Moho profundidades invariavelmente da ordem de 38 a 40 km.

Gomes e Ruberti (1979), dando continuidade ao trabalho de Gomes em 1974, apresentaram dados para piroxênios do corpo de Toninhas. Segundo eles, augita e pigeonita cristalizaram-se em condições de desequilíbrio, não só pelos cruzamentos das linhas composicionais, mas também pelo caráter zonado do primeiro mineral, que se mostra mais cálcico na parte central do corpo, coincidentemente, exibindo caráter mais alcalino.

Sartori e Gomes (1980), adotando uma forma mais recente de abordagem do magmatismo na província, procedimento metodológico este diferente da quase totalidade dos anteriores, e indubitavelmente mais realista, uma vez que aborda a evolução geológica e geoquímica do magmatismo amarrando-a à estratigrafia dos derrames, assim como sua gênese, investigaram as rochas da região de Santa Maria, RS, com base na estratigrafia, geocronologia, petrografia e análises químicas de rocha total e química mineral. Reconheceram duas seqüências vulcânicas com características distintas, sendo a primeira de filiação basáltica, com razões iniciais $Sr^{87}/Sr^{86}$ ~0,710, representando material do manto superior com alguma contaminação crustal, e a segunda de filiação granítica (vitrófiros e granófiros), que representaria as últimas manifestações magmáticas na região. Os vitrófiros, de ocorrência reduzida, mostram razões iniciais $Sr^{87}/Sr^{86}$ ~0,722, enquanto que os granófiros, com maiores espessuras e distribuição, exibiram valores razão $Sr^{87}/Sr^{86}$ ~0,725, que associados a conteúdos de elementos traços (Zr, Sr, Ba e Rb) conferem importante papel aos processos de contaminação crustal para essa segunda seqüência.

Gomes e Berenholc (1980), completando a série de estudos realizados no dique de Toninhas, abordaram agora os aspectos geoquímicos dessas rochas, com base em elementos maiores e traços de 22 amostras do corpo. Sugeriram a sua divisão em dois grupos, correspondendo às bordas e centros, claramente sublinhada pelas porções mais diferenciadas. Concluíram que o papel desempenhado pelos processos de diferenciação foi importante

na evolução e gênese daquele dique.

Cordani et al. (1980) estudaram amostras provenientes dos Estados de São Paulo, Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul, visando, além da obtenção de suas idades, fazer gestões voltadas para a evolução e gênese das rochas vulcânicas.

Torquato e Cordani (1981) resumiram as principais evidências e conclusões a respeito das ligações entre o Brasil e a África, correlacionando o vulcanismo basáltico da Bacia do Paraná àquele da parte Leste da Bacia do Parnaíba, aos diques do Nordeste do Brasil e às lavas do Karroo. Concluíram eles que as atividades magmáticas teriam decrescido com o tempo em ambos os continentes, América do Sul e África, com o "drift" continental tendo prosseguimento. Assim, os focos da atividade magmática foram progressivamente se deslocando para a dorsal meso-Atlântica.

Berbert et al. (1981) assinalaram a baixa ocorrência de nódulos ultramáficos em rochas basálticas, tanto em províncias oceânicas como continentais da América do Sul, e que os estudos levados a efeito, no Brasil, nesses nódulos ainda se encontram no estágio inicial, não permitindo, assim, que se tirem conclusões sobre a petrologia, quimismo ou condições físicas do manto superior abaixo da Plataforma Brasileira.

Ulbrich e Gomes (1981) divulgaram os estudos realizados em rochas alcalinas do Brasil até aquela data, reconhecendo como mais importante o magmatismo mais recente, com idades entre 80 e 53 m.a., e que as ocorrências do Brasil Meridional mostram nítido controle tectônico, tanto em escala local como regional, estando associadas às atividades "drift" e "pre-drift" e, geologicamente, vinculadas ao magmatismo basáltico mesozóico.

Choudhuri (1981) estudou a petrografia e geoquímica dos elementos maiores e traços das rochas basálticas de diques precambrianos e mesozóicos da região Norte do Escudo Guianês, sugerindo que a evolução dos primeiros estaria ligada a uma fonte fortemente magnesiana onde olivina e ortopiroxênio fracionariam a baixas pressões, enquanto que os mesozóicos, coincidentes com a separação dos continentes americano e africano, teriam como fonte material similar àquele dos basaltos das cadeias oceânicas, e ascenderiam rapidamente à superfície. É interessante observar que essas rochas mesozóicas possuem teores de $P_2O_5$ e $TiO_2$ elevados, como também registrado na Bacia do Paraná. Propôs então, com base principalmente

fundamentada no quimismo, que as rochas precambrianas e mesozóicas teriam sido geradas no manto a partir de fontes composicionalmente diferentes.

Bellieni et al. (1983; 1984a,b) investigaram a petrologia, geoquímica (elementos maiores e traços) e paleomagnetismo de rochas basálticas num perfil entre Guatá-Bom Jardim e Barra do Ouro-Morrinhos, SC. A espessura total do vulcanismo é da ordem de 860 m nessas regiões, ocorrendo rochas ácidas no topo e básicas na base, sendo as espessuras das primeiras mais significativas ao Sul, e decrescentes em direção ao Oeste. Eles propuseram, com base na distribuição dos elementos traços, e cálculo de balanço de massas, um modelo de fracionamento a partir de um líquido comum para explicar a seqüência acima. Apontaram similaridades entre as rochas magmáticas da Bacia do Paraná e as do Kaoko, "Etendeka Plato", na Namíbia.

Marques (1983) estudou 11 amostras de uma seqüência entre Turvo e Bom Jesus, SC, além de 8 mais de localidades diferentes. Com base principalmente em dados geoquímicos de elementos maiores, traços e terras raras e cálculo de balanço de massas, sugeriu um processo de cristalização fracionada para explicar a ocorrência de riodacitos a partir dos basaltos teolíticos, ressaltando ainda a impossibilidade de ter-se uma fonte única comum para as rochas ricas e pobres em $TiO_2$.

Comin-Chiaramonti et al. (1983) pesquisaram diques de rochas basálticas com altos teores de $TiO_2$ situados ao longo da zona litorânea dos Estados de São Paulo e Rio de Janeiro. Os dados petrográficos, mineralógicos e geoquímicos de rocha total e mineral mostram um caráter transicional com afinidades toleíticas ou alcalinas mais ou menos pronunciadas, e idades compatíveis com o magmatismo mesozóico da Bacia do Paraná, ou seja, 124-138 m.a..

Amaral e Crosta (1983) apresentaram o mapeamento da Formação Serra Geral, situado ao sul do paralelo 22, objetivando mostrar a distribuição dos diferenciados ácidos. Assinalaram que eles têm razoável abrangência na região mapeada, tornando-se, no entanto, mais espressivos no planalto basáltico do Rio Grande do Sul e menos para o norte. Sugeriram que os diferenciados representam duas fases distintas, com a primeira relacionada ao Arco de Ponta Grossa, e gerada por diferenciação de magmas basálticos possivelmente no interior da câmara, ou então, de diques de grande espessu

ra. A segunda, a mais importante, acha-se compreendida entre Guarapuava, PR, e Santa Maria, RS, mostrando a seguinte seqüência: basaltos toleíticos seguidos de lavas riodacíticas e riolíticas, com posterior derramamento de basaltos toleíticos. Para a sua gênese, os autores propuseram diferenciação de magmas basálticos ou contaminação crustal.

Sartori (1984), utilizando-se de análises de densidade, petrográficas, geoquímicas de rocha e de química mineral das porções de rochas ácidas, sugeriu uma estratigrafia para a seqüência consistindo de rochas básicas subalcalinas na base e material ácido subalcalino no topo ou nas suas proximidades. Atribuiu a processos de contaminação crustal papel preponderante para explicar as variações litológicas encontradas.

Fodor et al. (1985a) estudaram a porção sul da província quanto à petrografia, geoquímica de elementos maiores e traços, além de química mineral; reconheceram diversas variedades composicionais, interpretando-as como devidas a fracionamento, contaminação crustal, heterogeneidade no manto e aquecimento por pontos quentes quando associados ao "rift" continental. Argumentaram que os setores I e II por eles definidos estavam provavelmente relacionados entre si por cristalização fracionada ou por contaminação crustal; no entanto, o III teria origem diferente, como indicado pelos altos valores de $TiO_2$, $P_2O_5$, Ba e Sr.

Mantovani et al. (1985) obtiveram dados geoquímicos de elementos maiores, traços e terras raras de amostras de dois perfís; o primeiro localizado entre Guatá-Bom Jardim da Serra, SC, e reunindo 29 derrames, e o segundo a 60 km a Sul, aproximadamente entre Turvo e Bom Jesus, SC, onde aparecem 19 derrames, além de amostras dispersas na província. As espessuras totais dos derrames são, respectivamente, de 650 a 900 m, a idade K/Ar de 120 m.a., e o tempo para a extrusão total da seqüência da ordem de 1 m.a.. Dividiram as amostras em dois grupos de rochas, sendo uma com valores elevados de $P_2O_5$ e $TiO_2$ (HPT) e o outro mais baixo (LPT). A partir dos dados geoquímicos e razões isotópicas, concluiram que eles não guardam relação genética entre si. Para os LPT, que incluem desde basaltos a riodacitos, propuseram uma evolução por contaminação crustal, enquanto que para explicar os HPT lançaram mão de possíveis graus variados de contaminação crustal do manto heterogêneo.

Fodor et al. (1985b), baseados em dados de isótopos de oxigênio e de Sr para rochas (basaltos, andesitos basálticos, andesitos, riodacitos e riólitos) do extremo sul da província concluiram que houve contaminação crustal durante o processo de cristalização fracionada do líquido basáltico.

Mantovani (1985) interpretou os LPT referidos anteriormente como originados por cristalização fracionada de olivina, clinopiroxênios, plagioclásios e ilmenita, em adição a processos de contaminação crustal. Nos HPT esse mecanismo parece não ser tão evidente como sugerido pela pequena variedade dos tipos litológicos.

Bellieni et al. (1984c), estudaram sills porfiríticos e subofíticos distribuídos ao longo da província, sugerindo com base na mineralogia uma afinidade toleítica, não obstante quimicamente essas rochas apresentem caracteres toleíticos ou transicionais, com a sua geração ligada a possíveis estágios variados de diferenciação ou heterogeneidade do material fonte do manto superior. O processo evolutivo de cada corpo se deu sob regime de baixas pressões, cristalizando-se piroxênio rico em Ca e plagioclásio como minerais principais e, subordinadamente, olivina, pigeonita e titanomagnetita.

Sinelli et al. (no prelo), estudando a petrografia e química das rochas basálticas na porção Nordeste da Bacia do Paraná, relataram que os corpos possuem características muito homogêneas, ressaltando os elevados teores de $TiO_2$ (~4%), razoáveis de $Na_2O + K_2O$ (de 4 a 5%) e baixos em CaO + MgO (9 a 13%); pela baixa dispersão dos dados analíticos, entenderam também que rochas seriam oriundas de um único tipo de magma. É interessante notar que os conteúdos de $P_2O_5$ são da ordem de 0,35%.

Muitas gestões têm sido feitas por estudiosos dirigidas para a geração e evolução dos magmas basálticos. Além do quimismo e percentual de fusão parcial das rochas do manto, os regimes de pressão e temperatura reinantes, não só na área fonte, mas também as variações desses parâmetros no trajeto do líquido até a superfície, são fundamentais para o melhor entendimento dos caracteres evolutivos desses magmas, com a interface manto superior-base da crosta continental surgindo como um dos seus pontos mais críticos. Dentro desse quadro, conhecer as profundidades para a descontinuidade de Moho torna-se algo imprescindível.

Estudos gravimétricos têm sido levados a efeito na última década, visando à obtenção de informações sobre o comportamento da estrutura crustal. Com as novas técnicas de processamento os dados gravimétricos obtidos podem ser usados de forma preliminar para evidenciar as principais características crustais e das transições manto superior/crosta continental.

Para a Bacia do Paraná, na região norte do Estado de São Paulo, os dados disponíveis na literatura indicaram profundidades da ordem de 40 km (e.g. Santos, 1982; Shiraiwa, 1984), com oscilações em torno de 3 km para a descontinuidade de Moho. Para o Estado de Minas Gerais, embora fora dos limites da Bacia do Paraná, os valores sugeridos (e.g. Blitzkow *et al*, 1979) são da ordem de 38 a 40 km.

# CAPÍTULO 4

## GEOLOGIA LOCAL

Considerando a natureza do trabalho ora desenvolvido, julgou-se que uma revisão mais ampla sobre a estratigrafia da Bacia do Paraná seria dispensável, uma vez que a área em estudo é muito restrita, além de monótona do ponto de vista petrográfico.

Dessa forma, serão feitas apenas breves considerações sobre a geologia dos arredores do município de Tanquinho, com o objetivo de familiarizar o leitor com a estratigrafia da região, notadamente aquela nas proximidades do corpo em estudo (Fig. 2).

A geologia da região conta com boa densidade de trabalhos realizados (e.g. Mezzalira, 1965; Amaral, 1971; Amaral, 1975; Girardi et al., 1978; Barbour Jr. e Rigonatti, 1979; Souza Filho, 1983) onde se abordam aspectos relacionados à estratigrafia, ambientes deposicionais, tectônica e efeitos metamórficos provocados pelas intrusões de rochas básicas no material sedimentar.

Na área ocorrem sedimentos do Grupo Tubarão (Formações Itararé e Tatuí), Grupo Passa Dois (Formação Irati, representada pelos Membros Taquaral e Assistência, e Formação Estrada Nova, pelos Membros Serra Alta e Teresina), Grupo São Bento (Formação Pirambóia) e Formação Rio Claro.

As rochas dos dois primeiros Grupos correspondem à sedimentação neopaleozóica, sendo o representante do permo-carbonífero o Grupo Tubarão, e do permiano o Grupo Passa Dois. O mesozóico está representado pelo Grupo São Bento, Formação Pirambóia (triássica) e vulcânicas basálticas (juro-cretácicas), enquanto o cenozóico pela Formação Rio Claro.

Petrograficamente, a Formação Itararé acha-se constituída principalmente de diamictitos e arenitos, e a Tatuí de clásticos finos, siltitos, arenitos e calcários. A Formação Irati consiste de argilitos e folhelhos pirobetuminosos cinza a escuros. A Formação Estrada Nova apresenta seu Membro inferior (Serra Alta) com folhelhos, arenitos e siltitos, sendo o superior (Teresina), formado de lamitos, siltitos e arenitos, com calcário subordinado. A Formação Pirambóia conta com arenitos com granulometria variando de média a grossa e siltitos com grande participação de material argiloso. Por último, a Formação Rio Claro, constituída de sedi

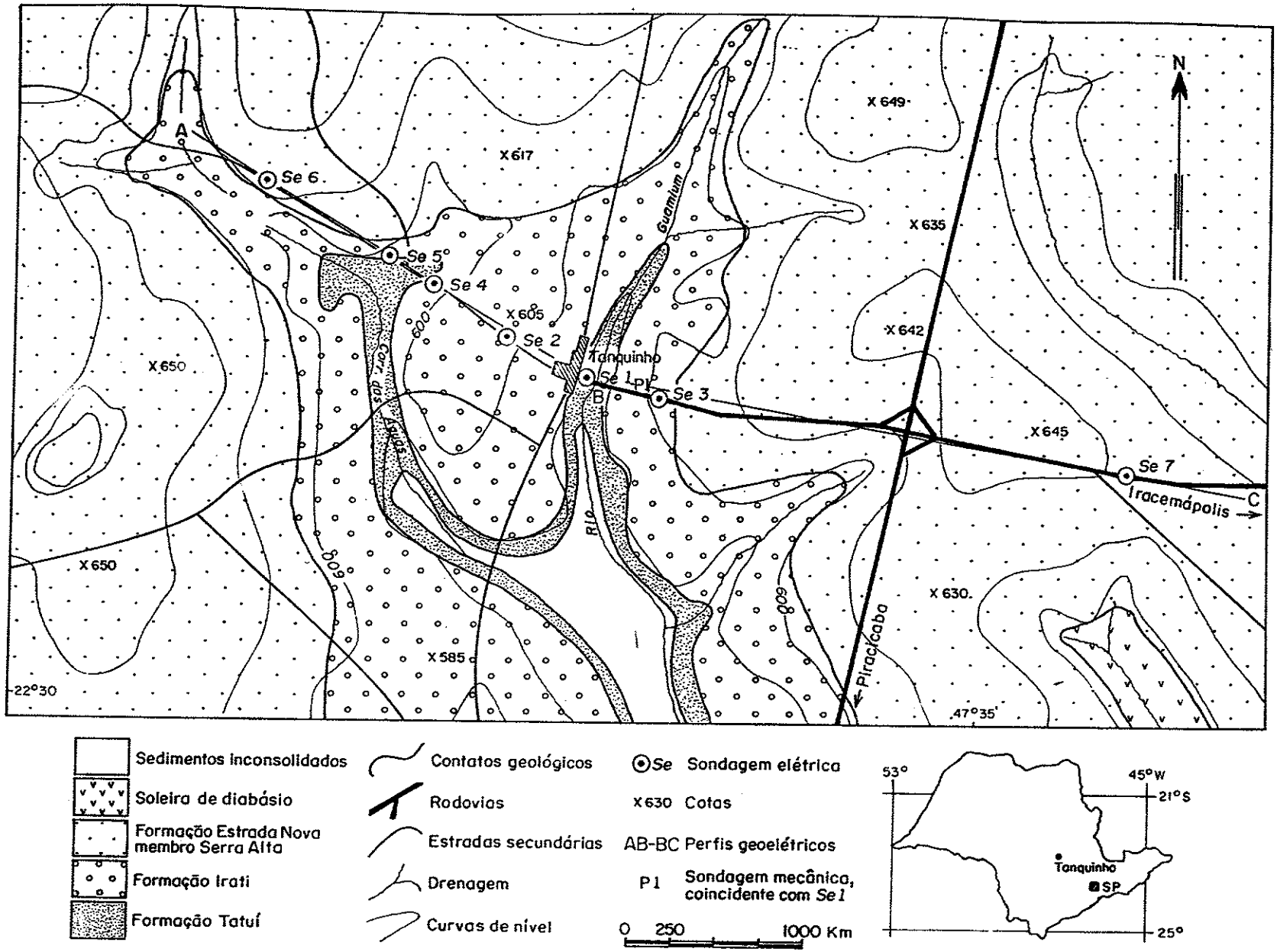



Fig. 2 - ESBOÇO GEOLÓGICO DOS ARREDORES DO MUNICÍPIO DE TANQUINHO, SP
(elaborado a partir do mapa de Barbour Jr. e Rigonatti, 1979)

mentos inconsolidados, arenitos principalmente, com feldspato subordinado.

Do ponto de vista estrutural, foram reconhecidos na região falhamentos causados pelo levantamento do Domo de Pitanga, reativados no mesozóico, alcançando o máximo de ativação no jurocretácico (Souza Filho, 1983). A respeito desse Domo, Barbour Jr. e Rigonatti (1979) assinalaram que ele não foi formado em conseqüência das intrusões básicas, e que os falhamentos existentes na área, afetando inclusive as intrusivas básicas, indicariam a ocorrência de possíveis esforços ocorridos durante a reativação Waldeniana.

## 4.1. Levantamento geofísico

Para o estudo da forma do corpo recorreu-se ao método indireto de observação, como anteriormente mencionado. A resistividade elétrica se afigura como técnica adequada uma vez que os seus valores para diferentes tipos de rochas sejam contrastantes. No contato do corpo em questão com as rochas sedimentares sobrepostas os valores encontrados foram plenamente satisfatórios no tocante às variações desse parâmetro (Fig. 3).

A primeira sondagem elétrica (Se-1) foi locada ao lado do poço (P-1) (Figs. 2 e 3), executado por sondagem mecânica pelo Instituto Geográfico e Geológico, visando um melhor controle da qualidade dos dados. O contato do corpo com os sedimentitos sobrepostos foi localizado a 24 m pela perfuração mecânica, enquanto que pela sondagem elétrica a profundidade encontrada foi de 22,6 m. Este dado se refere ao contato superior, posto que face a limitações técnicas tornou-se difícil pesquisar a profundidades bem maiores.

Foram realizadas duas secções geoelétricas, que estão representadas nas Figs. 2 e 3 de forma composta, com base em sete sondagens (Se-1 a 7).

Após a obtenção dos dados em Se-1, prosseguiu-se com mais seis sondagens (Se-2 a 7). Ao final das operações de cada sondagem, eram feitas interpretações expeditas no campo com a finalidade de estimar a profundidade do corpo em cada estação de forma a melhor orientar as locações seguintes.

No primeiro grupo (Se-1 a 4), que apresentou valores de profundidade do contato compatíveis entre sí, a sondagem Se-2

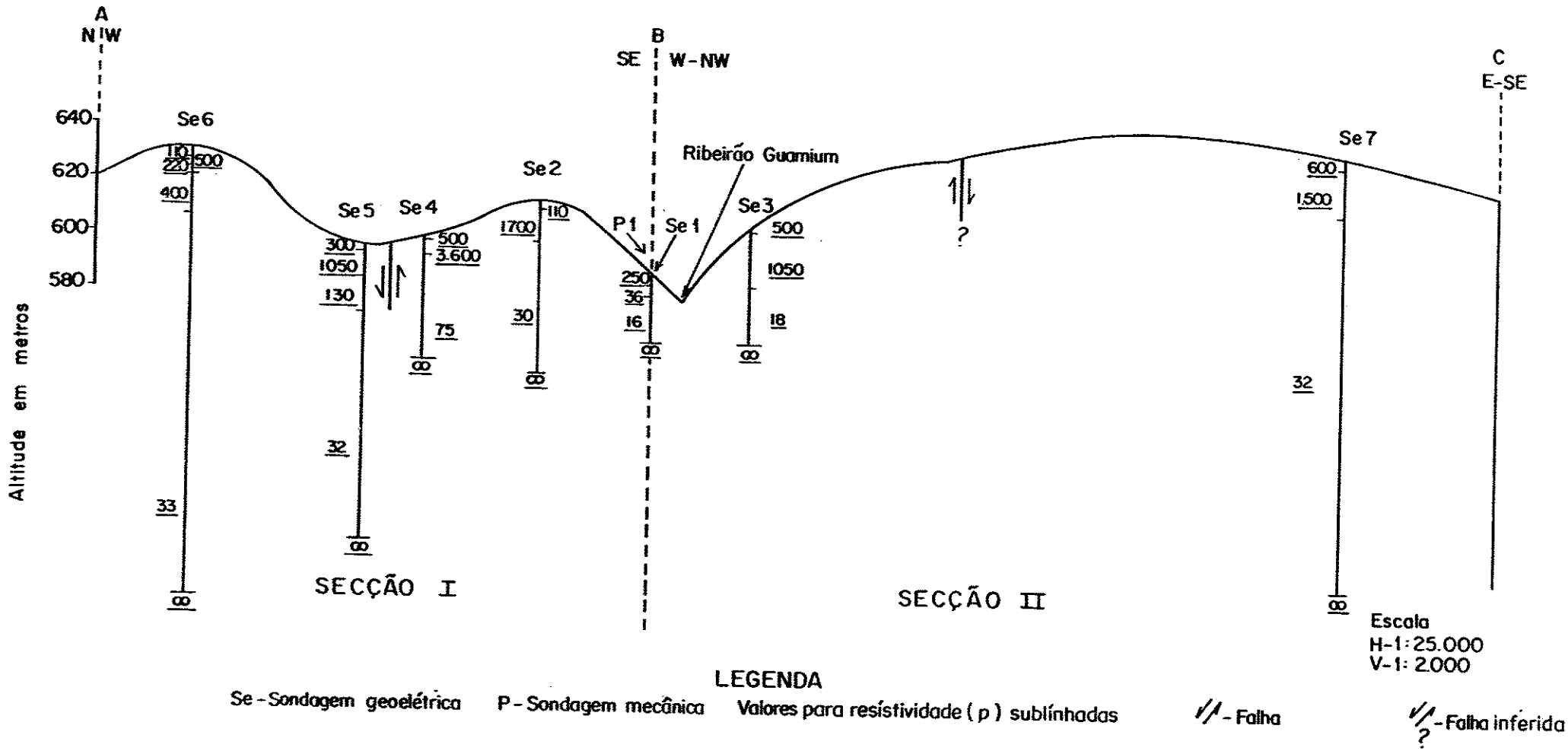



Figura 3 - Secção geoelétrica composta realizada segundo controle dos perfis localizados na Figura 2.

poderia suscitar alguma dúvida; contudo, o método admite erros até da ordem de 10 a 15% (vide Se-1), do que resulta que os números encontrados possuem razoável grau de confiabilidade.

As profundidades obtidas para as outras três sondagens (Se-5 a 7), associadas aos dados estratigráficos, que dão conta da horizontalidade das rochas sedimentares locais, como também os dados estratigráficos para à região, apontam para a existência de falhamentos como assinalados na Figura 3.

Não se obteve correlação da topografia atual com as profundidades do topo do corpo intrusivo, pois nos locais onde este se situa mais próximo da superfície é que foram registrados valores menores de altitude.

Talvez pressupondo alguma relação desse tipo, ou seja, cota topográfica vs. profundidade das rochas intrusivas, é que a sondagem mecânica tenha sido realizada naquele local. Entretanto, as maiores espessuras dos sedimentitos, que são aqüíferos de qualidade superior ao das rochas básicas, são encontradas exatamente nas cotas topográficas superiores. Logo, um furo de sondagem executado, por exemplo, no lugar de locação de Se-6, representaria muito possivelmente um aqüífero de maior possança, embora os desníveis topográficos entre esses dois locais (P-1 e Se-6) não sejam expressivos.

A cota inicial da perfuração está localizada no topo, ou próximo a este, do Membro Superior da Formação Tatuí do Grupo Tubarão. Considerando que: 1. os estratos são praticamente horizontais; 2. as espessuras médias para esse Membro oscilam entre 10 e 30 m; 3. o contato obtido pelas sondagens mecânica e elétrica (Se-1 a 4) mostrou profundidades da ordem de 24 m; 4. entre outras, siltitos, material argiloso de coloração escura, aparentemente rico em matéria orgânica, representam rochas de fácil penetração do magma em razão da presença de planos de estratificação e da redução de atrito provocada (Gomes, 1959; Frankel, 1967; Quadros, 1976); 5. o contato basal da Formação acima se dá por discordância erosiva, entendeu-se que existem evidências suficientes para supor que o magma intrudiu no contato, ou próximo dele, das Formações Tatuí e Itararé.

Esta conclusão está em discordância com a fornecida pelo perfil geológico, que descreveu solo entre 0,0 e 11,0 m, sedimentitos da Formação Irati de 11,0 a 24,0 m, diabásio de 24,0 a 97,0 m e, de 97,0 a 172,3 m, sedimentitos do Grupo Tubarão.

# CAPÍTULO 5

# O CORPO INTRUSIVO: ASPECTOS ESTRUTURAIS E PETROGRÁFICOS

## 5.1. Feições estruturais

### 5.1.1. Amígdalas

Amígdalas foram assinaladas nos níveis superior e inferior do corpo intrusivo, sendo, entretanto, escassas no segundo. Nas porções superiores observam-se nítidas variações de sua concentração. À profundidade de 0,1 m do contato a densidade é ainda pequena, atingindo-se valor máximo a 9,5 m. O material que as preenche corresponde a uma mineralogia dos últimos estágios de cristalização do magma ou secundária, representando uma única fase ou mais. Consiste de carbonato e opacos, por vezes circunscritos parcialmente por material similar ao mesostático clorítico (?) ou argilo-mineral (?), ou ainda, justapostos a este ou até mesmo incluindo-o (Foto 7); de calcedônea isolada, quartzo (Foto 2), e por vezes justaposta ao carbonato (Foto 7); e ainda de material clorítico mesostático ou argilo-mineral praticamente isolado, podendo ser observada sua associação com a titanita (Foto 8).

Externamente essas estruturas acham-se circundadas por uma mineralogia variada, notadamente por ripas de plagioclásio. Essa disposição dos minerais delimitantes configura uma forma circular (no plano da lâmina), sendo uma indicação de que pelo menos parte do magma ainda não se havia cristalizado, permitindo, após a sua instalação, a circunscrição dos minerais à estrutura.

A presença de amígdalas vem sendo descrita por autores diversos nas rochas magmáticas da Bacia do Paraná, quer sejam vulcânicas ou plutônicas (e.g. Curvelo, 1946; Amaral *et al.*, 1966; Cordani e Vandoros, 1967; Guidicini e Campos, 1968; Sartori e Gomes, 1980). Cordani e Vandoros (1967) atribuiram a sua eventual ausência a possíveis derrames rápidos e sucessivos de lavas que poderiam se portar como um único fluxo. Por outro lado, Curvelo (1946) lançou mão da imiscibilidade, ou seja, partes segregadas entre líquidos basálticos, como uma possível forma de explicação. Entretanto, estudos recentes sobre imiscibilidade no sistema silicatado dão conta de que o tamanho dos glóbulos dos materiais imiscíveis

são da ordem de 0,002 a 0,01 mm de diâmetro (cf. De, 1974; Biggar, 1979; Philpotts, 1979); contudo, no caso presente, verifica-se que as dimensões das amígdalas são muito superiores a esses valores, chegando mesmo a diâmetros acima de 1,0 m (cf. Guidicini e Campos, 1968).

Atualmente, observa-se uma tendência para interpretar as amígdalas através do escape de gases nos estágios finais de cristalização do magma (e.g. Guidicini e Campos, 1968; Williams et al., 1970; Hyndman, 1972; Augustithis, 1978; Mackenzie et al., 1982), com o seu preenchimento se dando por minerais das últimas fases de diferenciação, ou ainda, por substâncias pós-magmáticas, com eventual recristalização posterior.

### 5.1.2. Miárolos

Essas estruturas podem mostrar formas irregulares, registrando-se a ocorrência de minerais idiomórficos e/ou hipidiomórficos (Foto 2). Aí, observa-se que os minerais externos à estrutura são parcialmente tangenciais, não exibindo bordas de reação.

### 5.1.3. Xenólitos

Corpos xenolíticos não são raros nos mais diversos tipos de rochas magmáticas. Constituem corpos estranhos inseridos em uma massa líquida ou semi-líquida, apresentando bordas de reação, "corrosão", motivadas principalmente pelo desequilíbrio termodinâmico entre o líquido e o xenólito; a sua digestão pelo magma pode se dar parcial ou totalmente. Eles são reconhecidos nos "líquidos" já cristalizados por sua mineralogia, textura ou mesmo estrutura.

O xenólito posicionado à profundidade de 9,5 m tem como característica uma mineralogia de rochas crustais, onde é possível reconhecer-se "massa" feldspática, com raras fibras de sillimanita; as suas bordas e partes internas exibem evidências nítidas de corrosão (Foto 6).

Um segundo xenólito observado consiste essencialmente de quartzo, sendo ao que tudo indica um representante de rochas sedimentares subjacentes ao corpo intrusivo, arrancadas da coluna pelo magma em trânsito. É interessante notar que as suas bordas de reação mostram conspícuas diferenças em relação às do xenólito ante

rior, apresentando-se aparentemente em estágio incipiente de digestão.

5.1.4. Disjunções colunares

Conquanto as amostras disponíveis não se prestem integralmente para o estudo das feições estruturais diversas (disjunções colunares, lineamentos horizontais a subhorizontais, fraturas, etc.), uma vez que são secções circulares, com espessuras da ordem de 5 a 10 cm, tomadas na direção paralela à direção do furo, e possivelmente perpendicular à direção e fluxo da intrusão, foi possível com alguma dificuldade identificar juntas colunares em alguns dos exemplares analisados.

Macdonald (1967), após longa discussão sobre a gênese dessas estruturas, acabou por concluir, o mesmo sucedendo com Hyndman (1972) e Augustithis (1978), que elas seriam o resultado de juntas tensionais formadas pelos esforços de contração aliviados pela diminuição de volume frente ao decréscimo da temperatura, com intervalos aproximadamente regulares ao longo da superfície de resfriamento mais destacada, estendendo-se para o interior do corpo.

A taxa de resfriamento seria a responsável pela variedade das formas. Aqueles corpos submetidos a um resfriamento lento acumulariam gradualmente a tensão até o limite de ruptura, sendo os planos de máxima tensão na grande maioria das vezes paralelos às isotermas, e o eixo maior das colunas perpendicular à superfícies de resfriamento, com as colunas assumindo a forma de prismas pentagonais ou hexagonais. Hyndman (1972) comentou os estudos de Peck e Minakam (1968), que investigaram o fenômeno em lavas do Havaí, mostrando que o início do desenvolvimento das juntas poliedrais se dá minutos após a extrusão da lava, com uma crosta cristalizada de apenas 6 cm, propagando para o interior do corpo a temperaturas ligeiramente acima do "solidus".

Como já referido, as juntas colunares nem sempre foram observadas com facilidade; entretanto, puderam ser descritas em algumas amostras, podendo ser dito que elas ocorreram ao longo de todo o corpo intrusivo, sendo, por vezes, preenchidas por material micáceo, em amostra de mão, que ao microscópio corresponde a algo similar ao material mesostático clorítico, e também carbonatos. Logo,

é possível que as junções colunares tenham se formado como descrito por Peck e Minakam (1968), uma vez que a mineralogia que as preenche é típica de final do processo de cristalização, ou secundária de alterações deutéricas.

5.1.5. Outras estruturas

Foram observadas outras estruturas, tais como, lineamentos perpendiculares ou subperpendiculares à direção do furo, ou ainda inclinados. Entretanto, a limitada visualização da continuidade lateral dessas formas constitui fator restritivo à sua interpretação acurada.

5.2. Efeitos termais

Os sedimentitos sobre e sotopostos não foram analisados em momento algum; entretanto, foram descritas no perfil geológico do poço amostras de rochas sotopostas ao corpo como se segue: da profundidade de 97 até 110 m, seqüência de arenitos vermelhos, brancos, arenitos glaciais. A 110 m de profundidade, ou seja, a 13 m abaixo do contato inferior, aparecem sedimentitos brancos com manchas verdes.

Gomes (1959), investigando as intrusões de diabásio na Bacia do Paraná, assinalou que uma das características marcantes do metamorfismo de contato por elas causado reside no aparecimento de pequenas e abundantes marcas circulares mais escuras, sugerindo que a faixa afetada pelo processo é mínima, variando de poucos centímetros a alguns metros.

Amaral (1971) descreveu nas proximidades do rio Corumbataí, junto à Vila de Assistência, SP, a ocorrência de arenitos do topo do Grupo Tubarão muito endurecidos pelo efeito do metamorfismo pelas rochas basálticas. No que diz respeito ao Irati, observou a recristalização dos calcários e a dedolomitização (Amaral, 1975).

Quadros (1976), utilizando-se do Índice de Alteração Térmica das organolitas dos folhelhos pirobetuminosos do Irati, mostrou que eles sofreram sensíveis alterações; entretanto, registrou valores modestos de paleotemperatura, em torno de 142°C.

Girardi et al. (1978), com base principalmente na assembléia mineral dos hornfelses, sugeriram temperaturas variando de

400 a 820°C para as regiões de Paulínia, Assistência, Taguaí e Itapeva.

Possivelmente a seqüência de arenitos entre 97 e 110 m tenha sofrido recristalização (cf. Girardi et al., 1978), sendo os sedimentitos brancos com manchas verdes possíveis indicadores do metamorfismo (cf. Gomes, 1959).

## 5.3. Variações texturais

As texturas são aspectos de fundamental importância em qualquer material rochoso, pois que as variações granulométricas entre fases diversas ou em uma mesma fase, a freqüência dos minerais em conjunto com as suas formas, e ainda as relações texturais entre fases justapostas, lançam, em muitas ocasiões, luz sobre as condições de formação da rocha, além de seus diversos estágios de diferenciação. Entretanto, nem sempre a história evolutiva de um líquido silicatado baseado nas relações texturais se constitui em fator de decifração simples.

Bowen (1928) destacou que não apenas a disposição global dos cristais de plagioclásio e piroxênio podem esclarecer sobre a seqüência de cristalização, mas também as relações interfaciais dessas fases, optando pela simultaneidade da sua cristalização. Citando as texturas gabróides, presentes em magmas basálticos submetidos a regime de resfriamento lento, concluiu o autor pela cristalização contemporânea do piroxênio e plagioclásio.

Wilkinson (1967) abordou a discussão da questão textural sob o ponto de vista descritivo, e não genético como o autor acima, afirmando ser a textura ofítica caracterizada por piroxênios oticamente contínuos englobando completamente ripas de plagioclásio, em média com tamanho inferior ao piroxênio, enquanto que na textura subofítica o piroxênio englobaria o plagioclásio apenas parcialmente, e as ripas de plagioclásio seriam maiores que o piroxênio.

Rüegg (1969) apresentou uma breve discussão sobre o assunto, concluindo que o termo é empregado na literatura de forma generalizada como proposto por Walker (1957) e citado por Wilkinson (1967).

Hyndman (1972) concluiu que ambas as texturas, ofítica e subofítica, do sill de Palisades e de outros corpos diabásicos refletem a cristalização simultânea do plagioclásio e piroxênio.

Nockolds et al. (1978) advogaram que nas texturas subofíticas o plagioclásio é de cristalização inicial, sendo englobado por piroxênios tardios.

Augustithis (1956; 1960; in Augustithis, 1978) descreveu um intercrescimento ofítico de plagioclásio-piroxênio em que o plagioclásio é de cristalização anterior, e incluído externamente por um piroxênio tecoblástico.

Com base no exposto, as descrições a seguir têm a pretensão de abordar a questão textural apenas sob a ótica descritiva, portanto, sem qualquer conotação genética.

As classificações utilizadas são as de Williams et al. (1970) e Mackenzie et al. (1982).

As interpretações genéticas relacionadas à seqüência de cristalização serão abordadas oportunamente na fase de conclusão, onde as descrições serão relacionadas a outros parâmetros que possivelmente tiveram papel importante nas texturas resultantes.

As variações texturais observadas podem ser descritas de acordo com o avanço da profundidade, sendo interessante ressaltar que na maioria dos casos elas se fizeram de forma gradativa. Assim, os "limites" de profundidade devem ser entendidos mais como uma área de influência do que como limites propriamente ditos, exceto nos casos referentes aos contatos do topo e base.

No contato superior (amostra 0,0 m), a rocha é constituída dominantemente de vidro, com grânulos de plagioclásio e augita presentes em porções distintas na massa; a textura resultante é glomeroporfirítica. Plagioclásio aparece ainda na forma de ripas totalmente imersas na matriz, com textura hialofítica. Opacos mostram textura simplequitítica. Augita ocorre também com granulometria muito fina, e sua relação com plagioclásio é intersertal.

A profundidades de 0,3 a 4,0 m, a mesóstase vai-se tornando gradativamente microgranular, conquanto predomine ainda a granulometria fina e material vítreo seja abundante (Foto 1); microfenocristais de plagioclásio acham-se presentes na matriz intersertal, ocorrendo também pequenos domínios em que a relação é subofítica (Foto 3); o plagioclásio por vezes mostra textura "cluster" (ramo) (Foto 4); opacos exibem texturas variadas, simplequitíticas e idiomórficas (Foto 4), com os cristais alongados e prismáticos.

De 6,0 a 10,8 m, a granulometria já é de fina a média; os interstícios entre as ripas de plagioclásio encontram-se preen

chidos por mesóstase microgranular, com grânulos esparsos de piroxênio e plagioclásio caracterizando uma textura intersertal a intergranular (Foto 7); ocorrem domínios subofíticos nas relações plagioclásio-augita, e observa-se também uma tendência a domínios porfiríticos (Fotos 7 e 8); a 9,5 m de profundidade o nível está muito alterado, possivelmente devido à ação hidrotermal (Foto 9).

À profundidade de 12,3 m, ocorrem opacos com textura simplequitítica conspícua (Foto 10), além das formas já descritas.

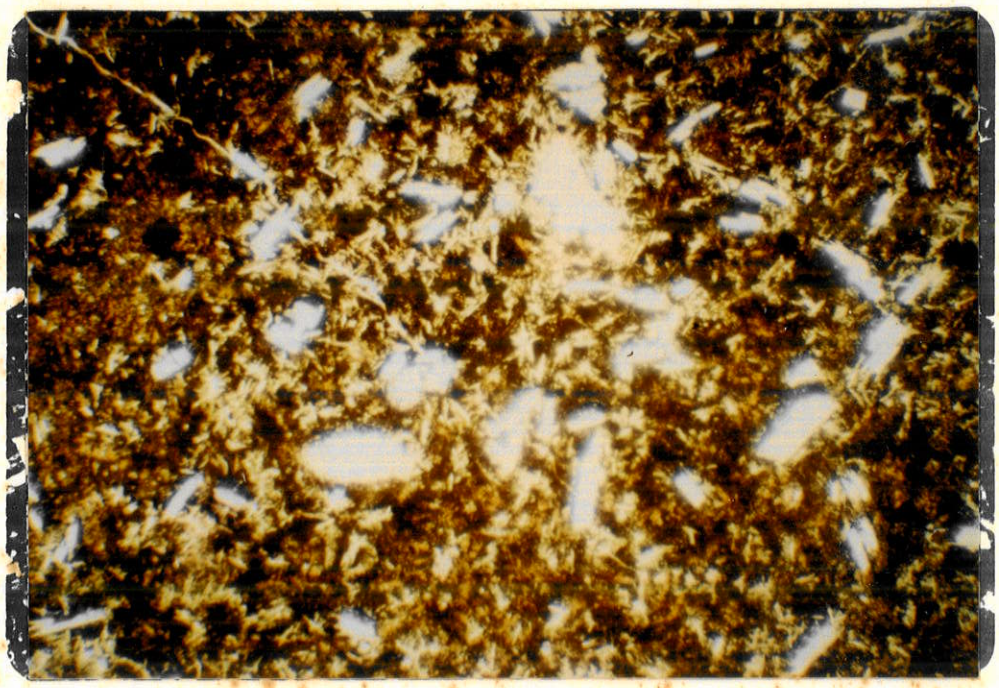
No intervalo de 12,5 a 37,0 m, as rochas mostram caráter porfirítico mais ou menos acentuado, e granulometria tendendo de média a grossa (Foto 15); a mesóstase possui forma plumosa (Foto 11), gradando, porém, a níveis mais profundos (~29,0 m), para uma textura micropegmatítica muito desenvolvida, onde é possível distinguir-se quartzo (cuneiforme) do feldspato alcalino (Foto 19); à profundidade de 30,6 m, reconhece-se esse estágio micropegmatítico em fase de desenvolvimento nitidamente menos evoluído (Foto 20); aí, as relações plagioclásio-piroxênio são dominantemente subofíticas e poiquilíticas (Foto 17); à 14,0 m de profundidade, observa-se textura poiquilítica com o clinopiroxênio alterado incluso num plagioclásio zonado com orientação cristalográfica bem definida, embora mostrando várias porções descontínuas (Fotos 12 e 13); à profundidade de 19,8 m, o opaco é do ponto de vista textural nitidamente simplequitítico (Foto 14), além de tabular e prismático; a 26,0 m, plagioclásio e piroxênio ocorrem interpenetrados (Fotos 17 e 18); a 22,0 m, os opacos são também idiomórficos a hipidiomórficos (Foto 16).

A 53,0 m, a rocha apresenta-se muito alterada por possível ação hidrotermal, e no intervalo de 53,0 a 69,5 m exibe características algo similares às descritas para o nível 12,5 - 37,0 m; a 53,0 m, vê-se ainda textura poiquilítica, com clinopiroxênio (?) alterado, isorientado, englobado por um plagioclásio zonado, sem sinais de alteração, embora com fraturas preenchidas por material secundário (Foto 21). A granulometria da mesóstase diminui com a profundidade.

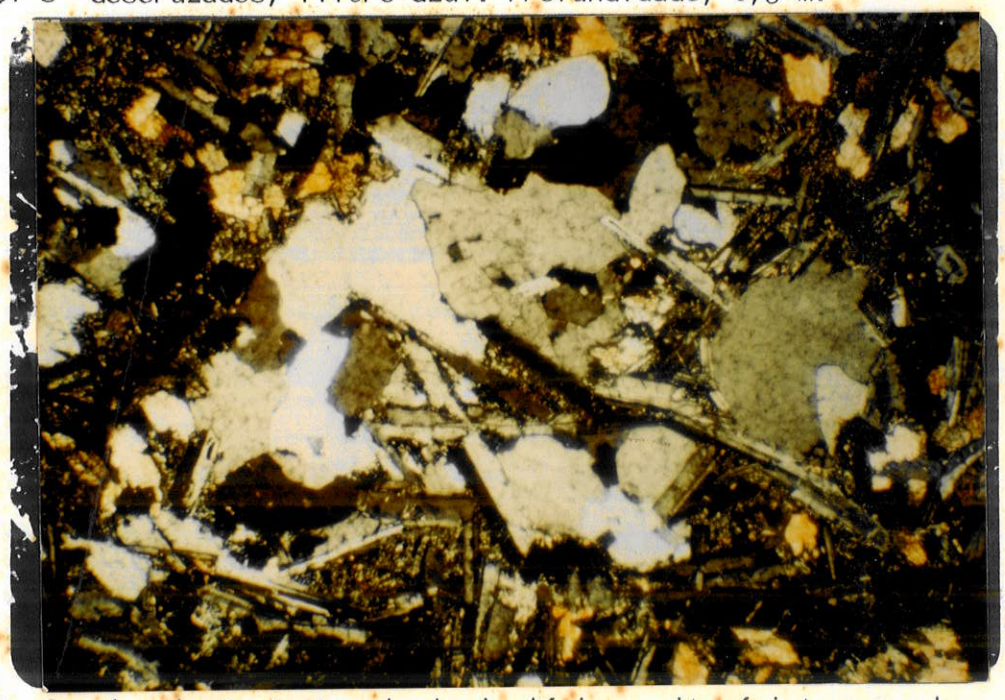
De 69,5 a 72,5 m, a granulometria é fina, diminuindo sensivelmente com a profundidade; a mesóstase agora é do tipo microgranular; a presença de olivina com variadas formas, alterada, com cristais atingindo até 3 mm (Fotos 22 e 23), dá à amostra 69,5 caráter porfirítico; as relações plagioclásio-piroxênio são subofíticas a in

tergranulares (Fotos 22 e 23).

A 73,0 m, onde se encontra o contato inferior, o material vítreo ocorre de forma a tomar quase toda a amostra; domínios distintos de grânulos agregados de plagioclásio e piroxênio são visíveis, configurando ao conjunto uma textura glomeroporfirítica; ripas de plagioclásio associam-se à massa na forma de textura hialofítica (Foto 24), enquanto que augita também ocorre em cristais distintos.

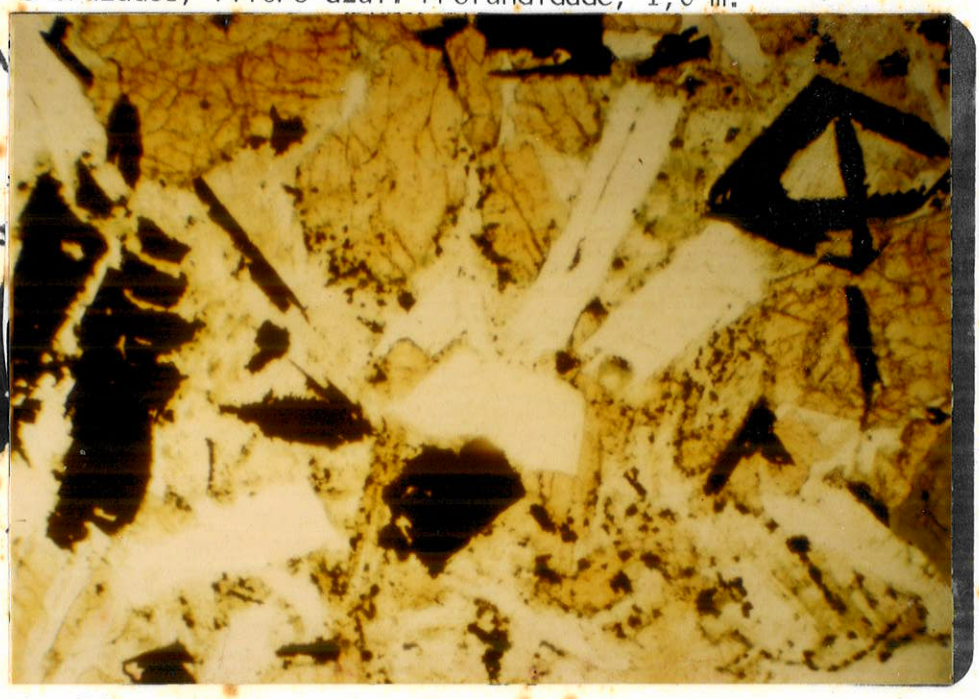


**Fotomicrografia 1** - Foto mostrando textura glomeroporfirítica onde se distinguem micrólitos de plagioclásio e domínios do mesmo mineral em agregados com textura mais proeminente. Mesóstase feldspática com aspecto turvo, onde ocorrem domínios com pequenos grânulos de augita.31X; pol's descruzados; filtro azul. Profundidade, 0,3 m.

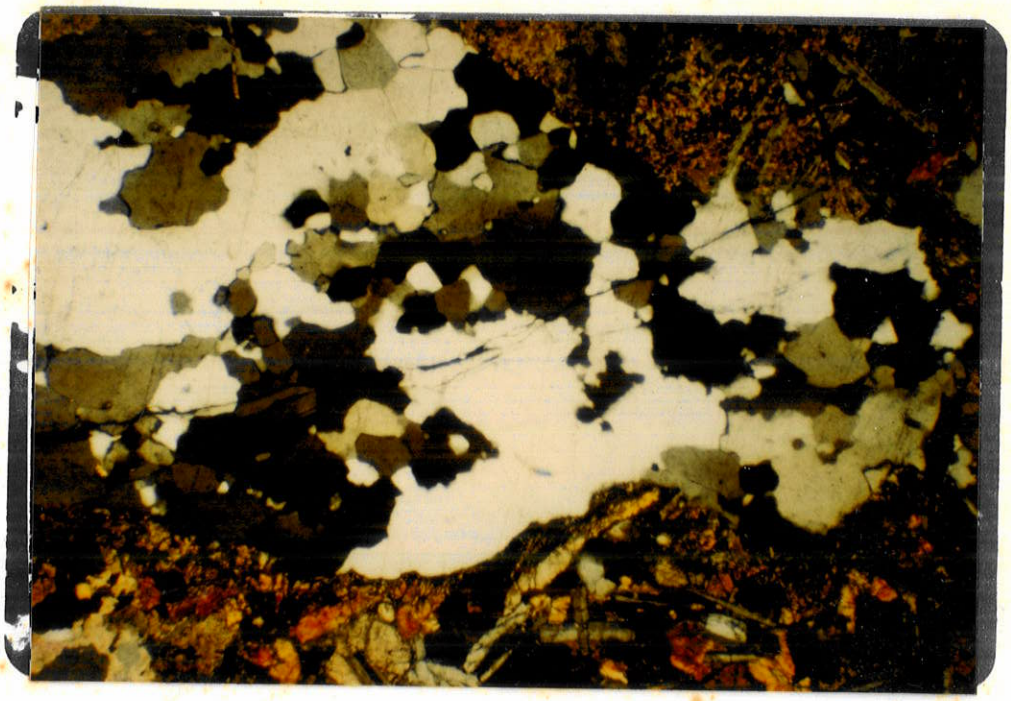


**Fotomicrografia 2** - A relação textural plagioclásio-augita é intergranular. A mesóstase é microgranular a vítrea, conferindo ao conjunto textura intergranular a intersertal. Observe-se conspícuo micromiárolo com mineralogia em quartzo e calcedônia, e ainda estrutura vesicular com preenchimento do mesmo mineral. O plagioclásio, assim como o piroxênio, ocorre distintamente. 50 X; pol's cruzados; filtro azul. Profundidade, 1,0 m.

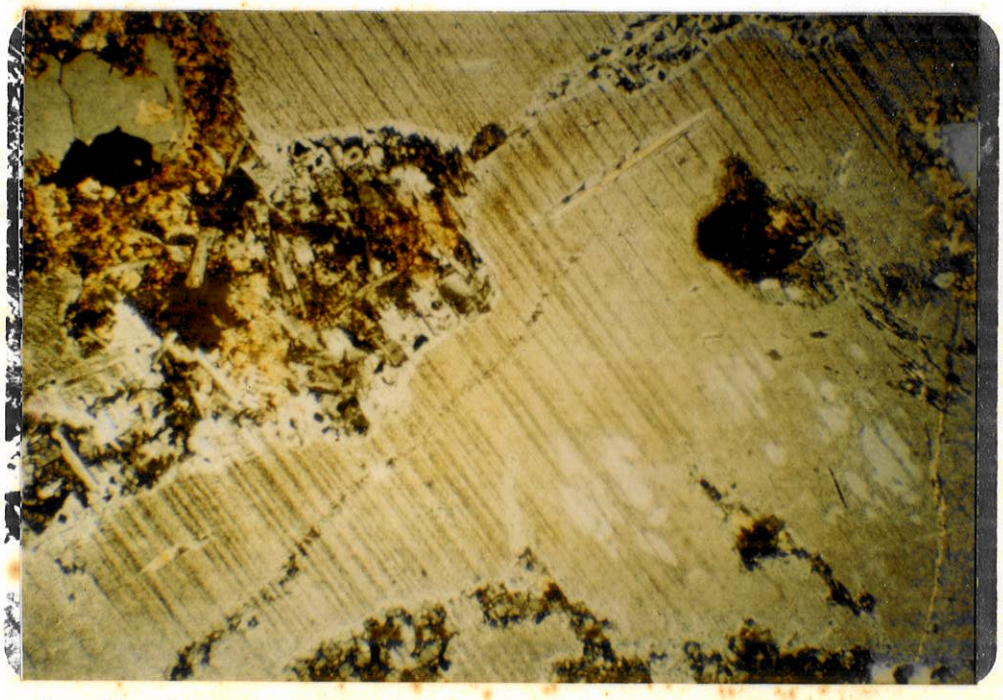
Fotomicrografia 3 - Textura principalmente intergranular entre plagioclásio e piroxênio, com pequenos domínios subofíticos. A pigeonita é distinta na interface do plagioclásio. Mesóstase microgranular. O plagioclásio mostra evidências de corrosão em suas bordas, enquanto que os opacos, magnetita, possuem forma triangular justaposta. 53 X; pol's cruzados; filtro azul. Profundidade, 1,0 m.



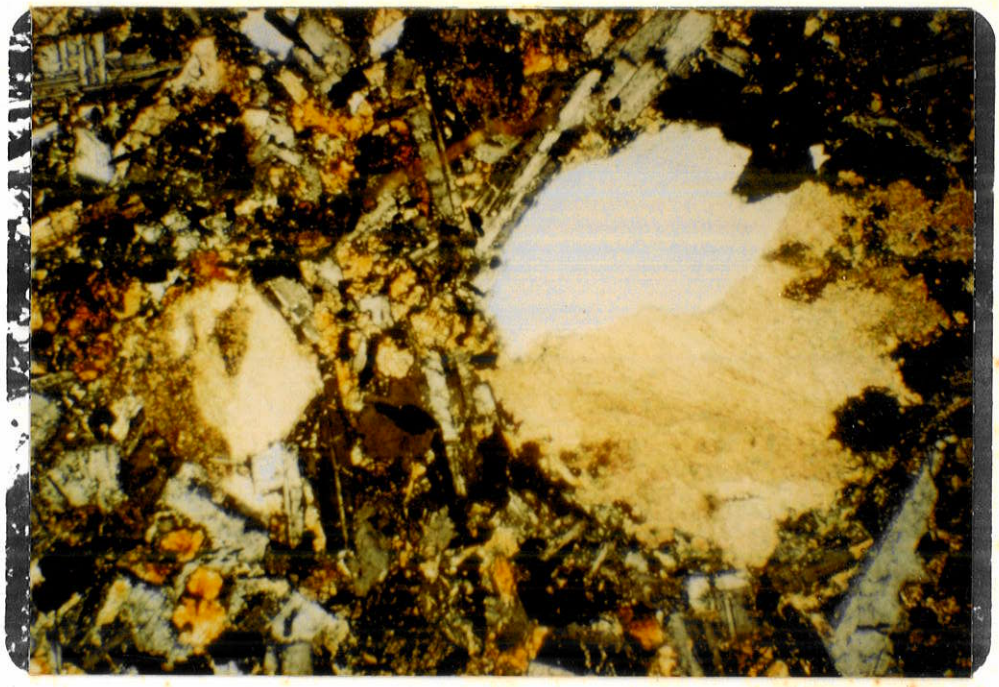
Fotomicrografia 4 - Plagioclásio com textura semelhante a "cluster". Opacos com textura simplequitítica e triangular (magnetita), e de hábito alongado (ilmenita). A mesóstase clorítica exibe duas formas: esverdeada contínua e de tonalidade mais forte e a outra de forma pigmentada com tonalidade bem mais fraca. 84 X; pol's descruzados; filtro azul. Profundidade, 2,5m.



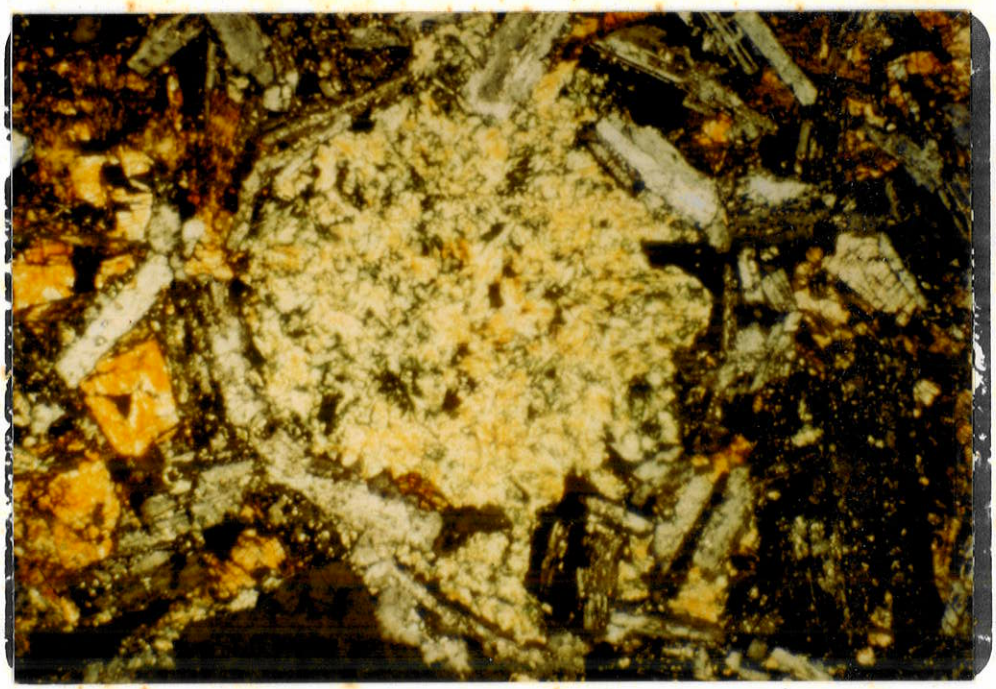
Fotomicrografia 5 - Xenólito quartzítico fraturado. Amígdala com mineralogia carbonática. Textura intergranular com pequenos domínios subofíticos. Plagioclásios idiomórficos e piroxênios hipidiomórficos. 32 X; pol's cruzados; filtro azul. Profundidade, 6,0 m.



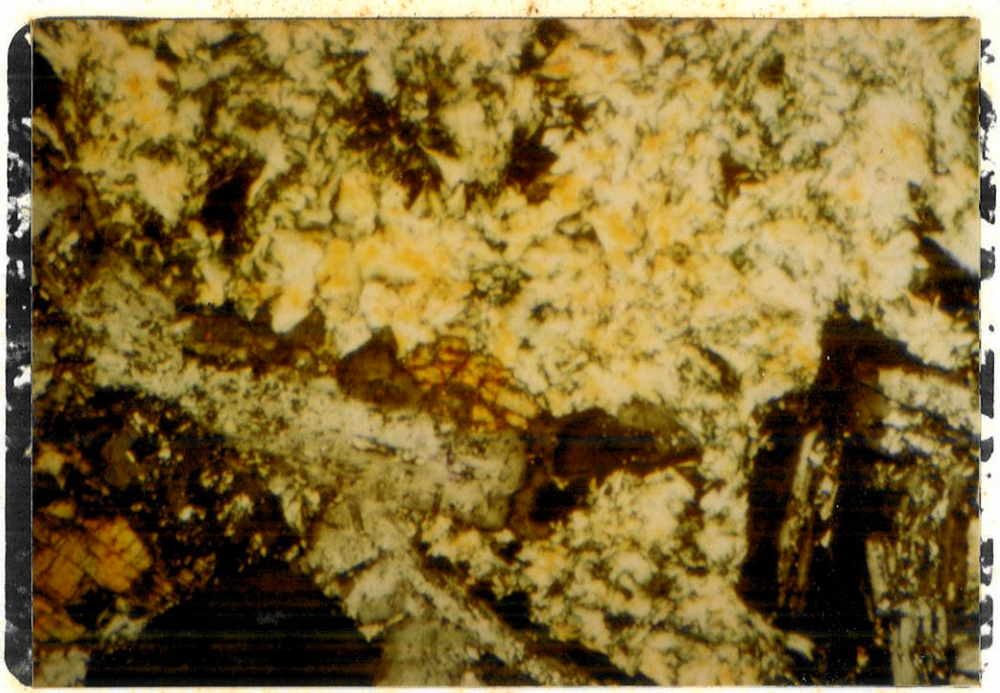
Fotomicrografia 6 - Xenólito de mineralogia granítico-gnáissica. Intensidade de corrosão muito avançada. A parte esquerda superior doxenólito encontra-se preenchida principalmente por quartzo e opacos. 44 X; pol's cruzados; filtro azul. Profundidade, 8,5 m.



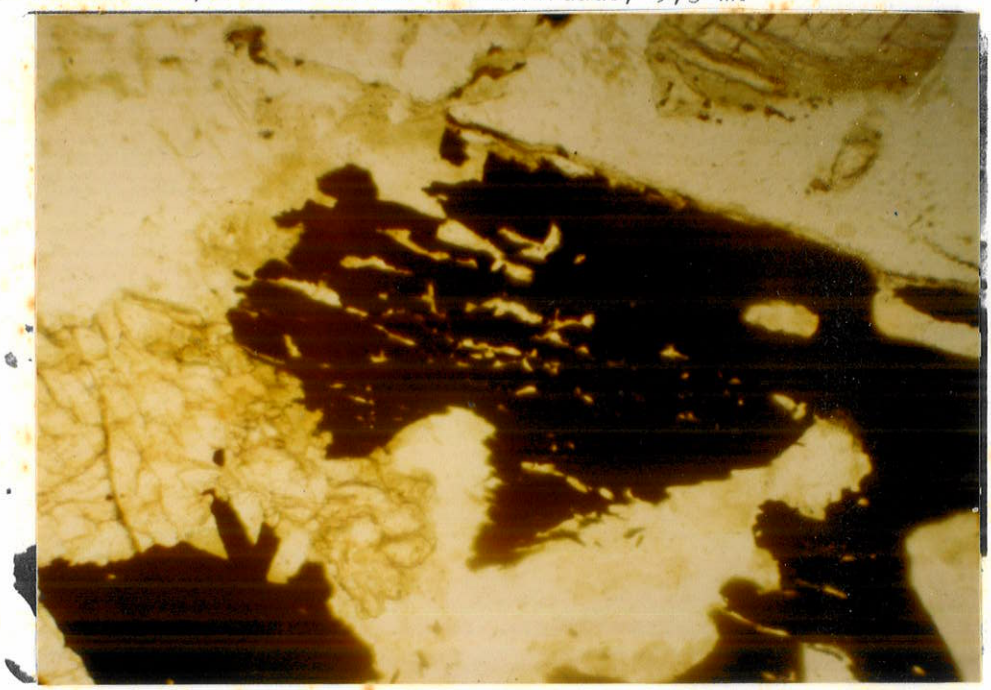
Fotomicrografia 7 - Amígdalas preenchidas por carbonato e por carbonato mais quartzo. A textura é dominantemente intergranular. Plagioclásios de granulometria variada. Mesóstase com textura microgranular com mineralogia já distinta. 48 X; pol's cruzados; filtro azul. Profundidade, 8,5 m.



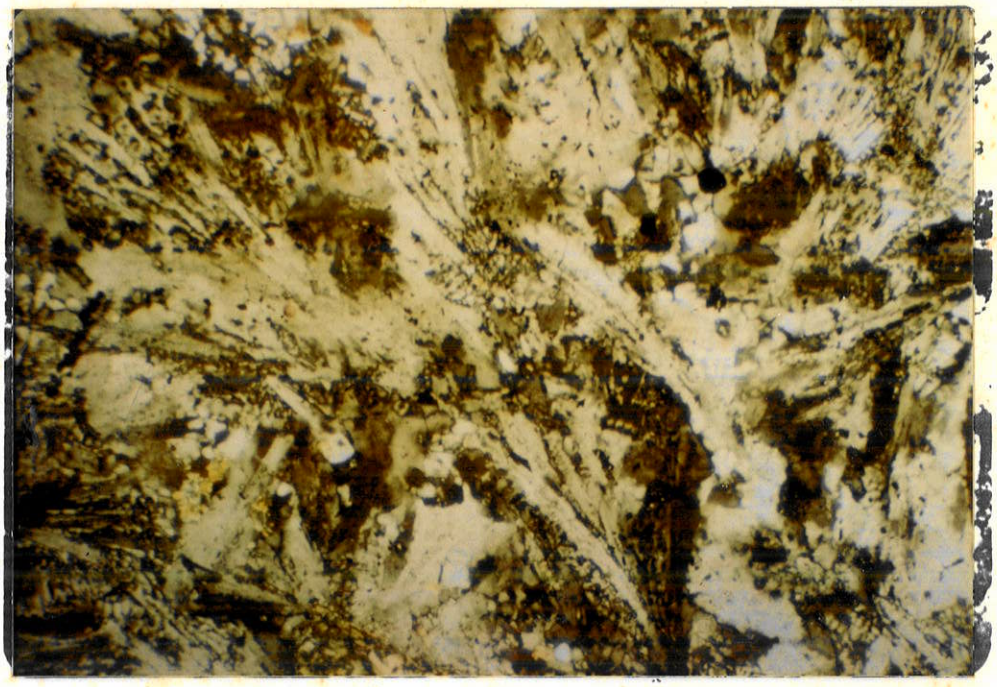
Fotomicrografia 8 - Amígdala preenchida por material filossilicatado pseudomórfico. Textura intergranular com pequenos domínios subofíticos. Nível apresentando alteração. Os plagioclásios tangenciam conspicuamente a estrutura amigdaloidal. 74 X; pol's cruzados; filtro azul. Profundidade, 9,5 m.



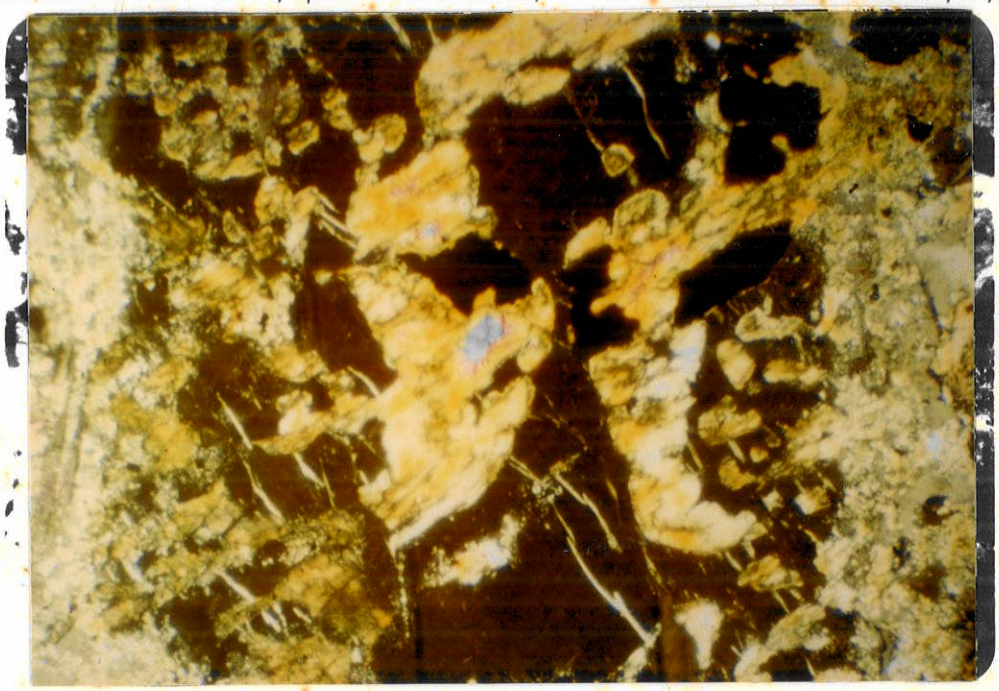
Fotomicrografia 9 - Detalhe da foto anterior mostrando titânita como mineral constituinte da parte interna da estrutura amigdaloidal. Na parte inferior, metade direita, encontra-se possível zona de "afluência" do material pseudomórfico. As alterações são mais facilmente observadas. 230 X; pol's cruzados; filtro azul. Profundidade, 9,5 m.



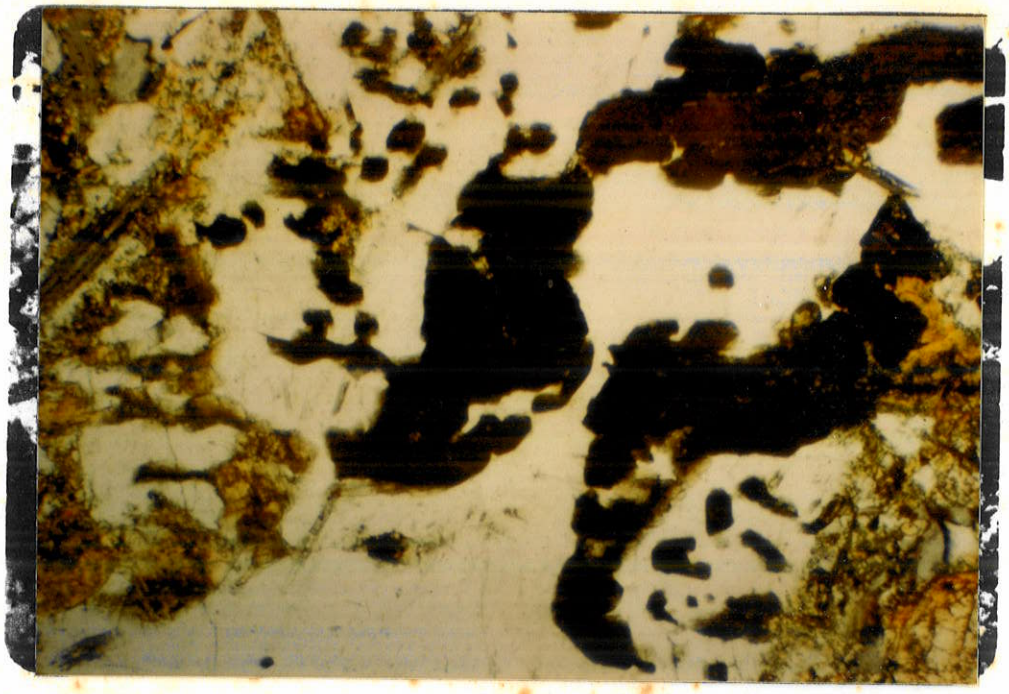
Fotomicrografia 10 - Forma simplequitítica dos opacos, com lineamentos preferenciais por vezes mascarados pelo estágio avançado das substituições. A parte inferior mostra-se altamente irregular, com a mineralogia justaposta, enquanto que a superior assegura ao mineral característica primária pelo seu contorno retilíneo. Na porção inferior esquerda os opacos exibem sinais de alteração extremamente incipiente, enquanto que na superior esquerda vê-se piogenita com alteração nas zonas de clivagens, e concentrações incipientes de opacos nas suas regiões mais externas. 110 X; pol's descruzados; filtro azul. Profundidade, 12,3 m.



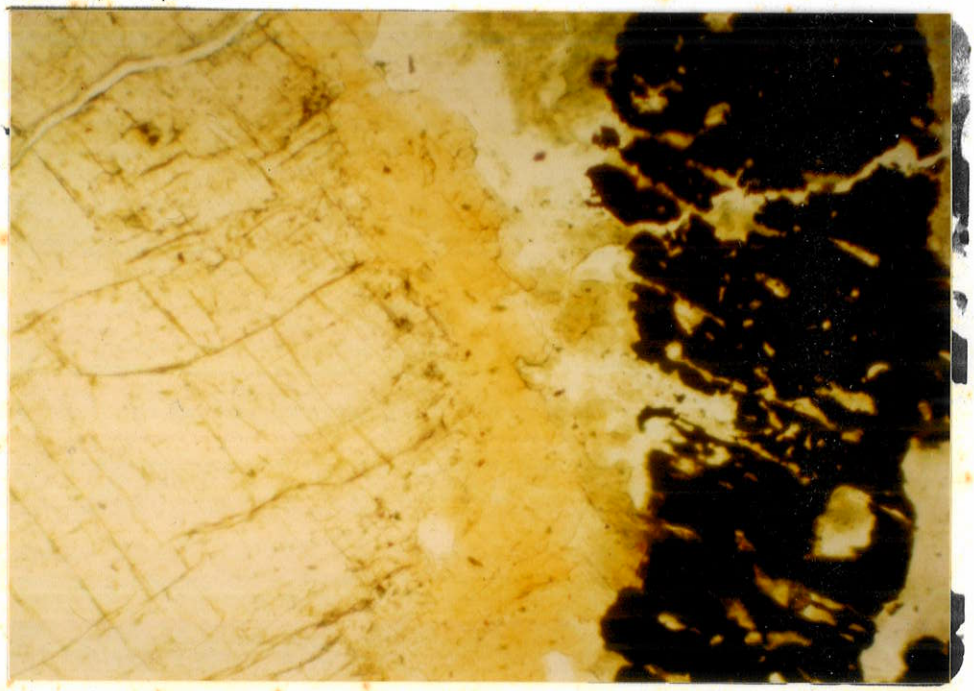
Fotomicrografia 11 - Mesóstase feldspática plumosa com domínio de quartzo "globulóide" distinto. Reduzidíssimos domínios de filossilicato verde pseudomórfico. 60 X; pol's cruzados; filtro azul. Profundidade, 12,3 m.



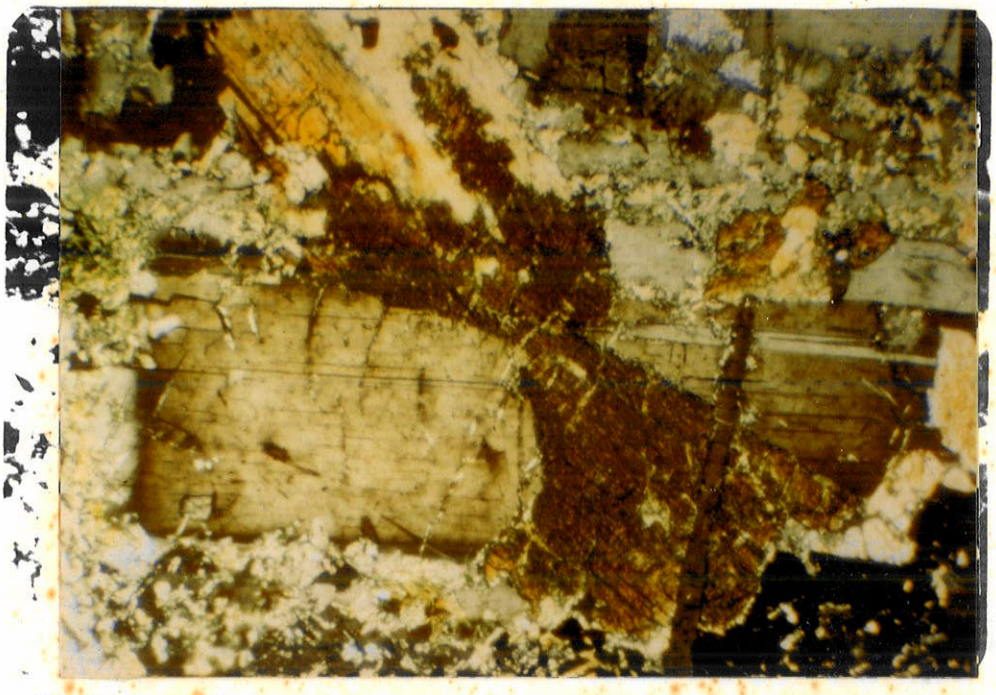
Fotomicrografia 12 - Piroxênio reliquiar, oticamente contínuo, mostrando contornos diversificados com o plagioclásio, desde "retilíneos", localizados na parte média inferior da foto, até marcadamente irregulares na porção escura central, onde ocorrem também opacos. 51 X; pol's cruzados; filtro azul. Profundidade, 14,0 m.



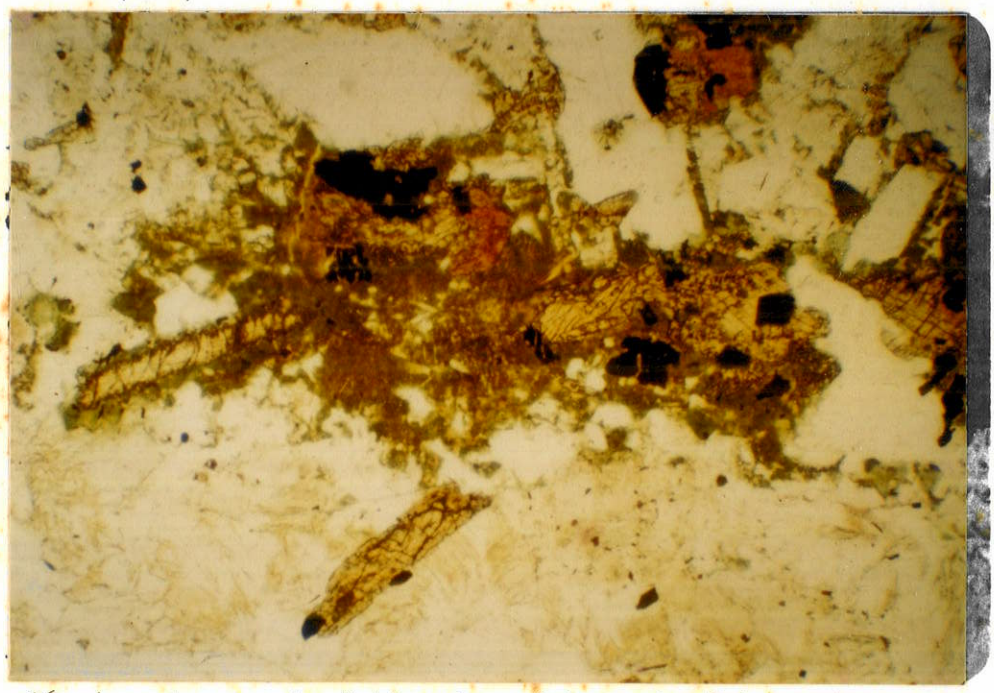
Fotomicrografia 13 - Mesma foto anterior patenteando a continuidade ótica do plagioclásio e piroxênio. 51 X; pol's cruzados; filtro azul. Profundidade, 14,0 m.



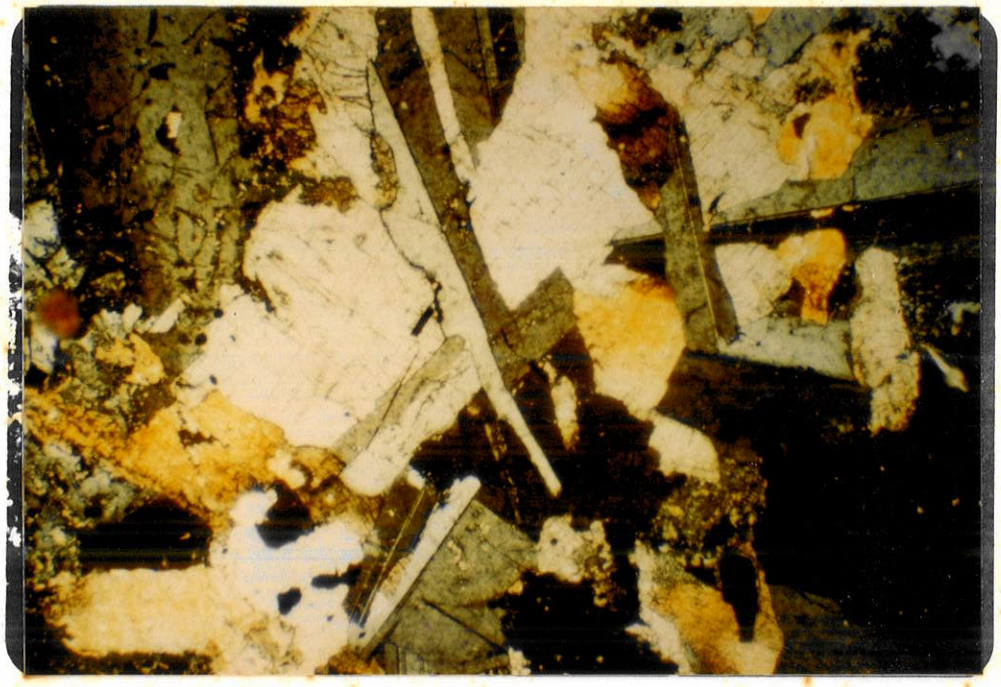
Fotomicrografia 14 - Augita circundada por hornblenda, que por sua vez associa se a um mineral verde pálido de relevo alto; este acha-se em contato com uma mesóstase feldspática, ora clorítica, preenchendo os opacos simplequitíticos fraturados, que exibem domínios avançados com formas algo "idiomórficas" e mineralogia semelhante à da mesóstase. 235 X; pol's descruzados; filtro azul. Profundidade, 19,8 m.



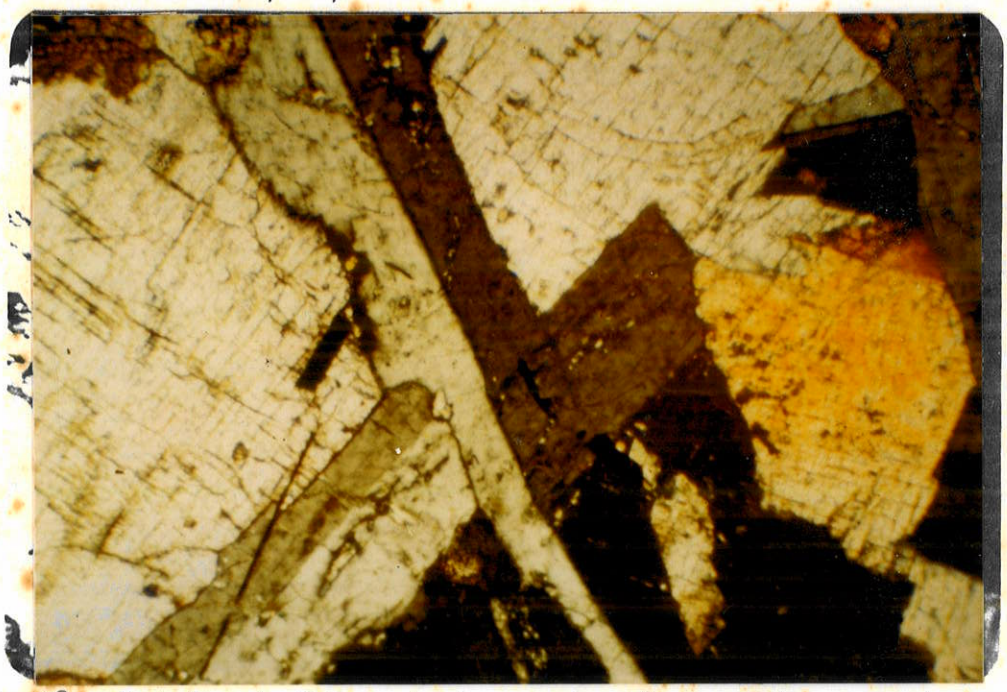
Fotomicrografia 15 - Plagioclásio contínuo oticamente mostrando contatos ora retilíneos, ora irregulares, como piroxênio xenomórfico, igualmente homogêneo oticamente. O plagioclásio exibe geminação polissintética e é idiomórfico. A apatita visível na parte inferior direita está inclusa tanto no piroxênio quanto no plagioclásio e opacos. A mineralogia da mesóstase é distinta. Como uma "extensão" do grânulo de piroxênio vê-se pigeonita ligeiramente alterada. 60 X; pol's cruzados; filtro azul. Profundidade, 20,0 m.



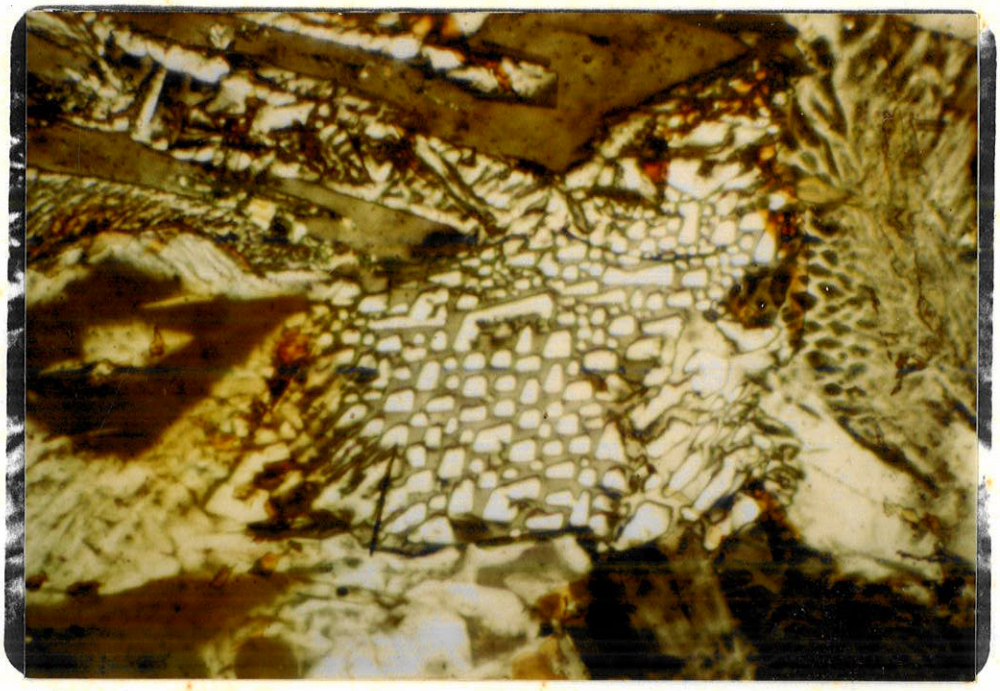
Fotomicrografia 16 - Aspecto característico da mesóstase clorítica onde ocorrem disseminados augita, pigeonita e opacos. Na metade à direita da foto aparece cristal de pigeonita mais desenvolvido que aquele no interior da augita localizada aproximadamente no meio da foto. 23X; pol's descruzados; filtro azul. Profundidade, 22,0 m.



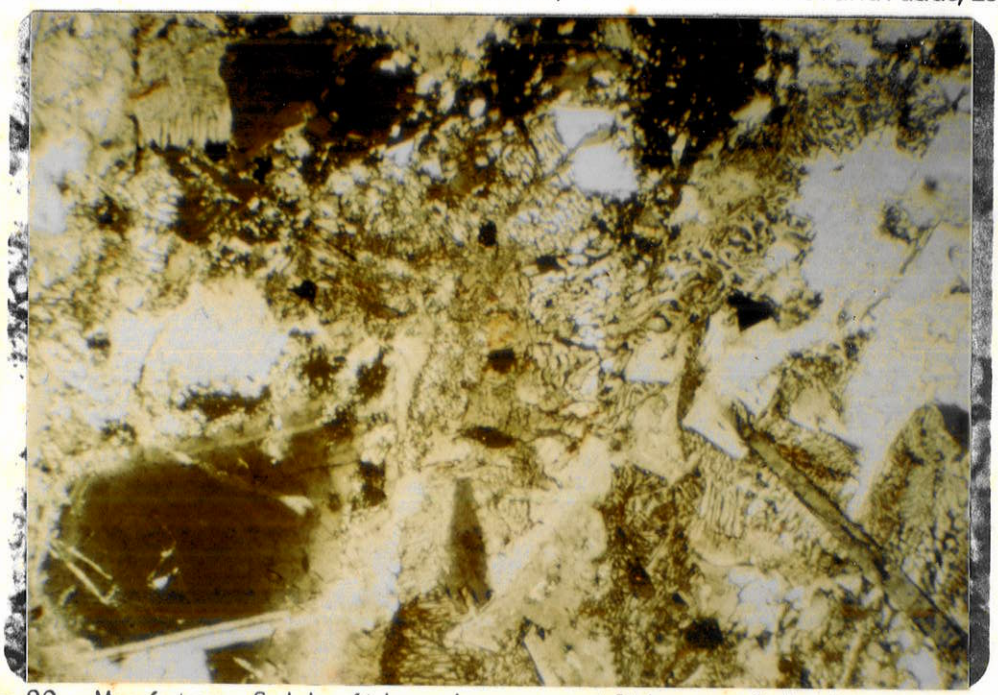
Fotomicrografia 17 - As relações de contato entre o piroxênio e o plagioclásio são por vezes retilíneas ou mesmo irregulares, com os grãos interpenetrados. No canto superior à esquerda, o plagioclásio com geminação Carlsbad contém inclusões. 42 X; pol's cruzados; filtro azul. Profundidade, 26,0 m.



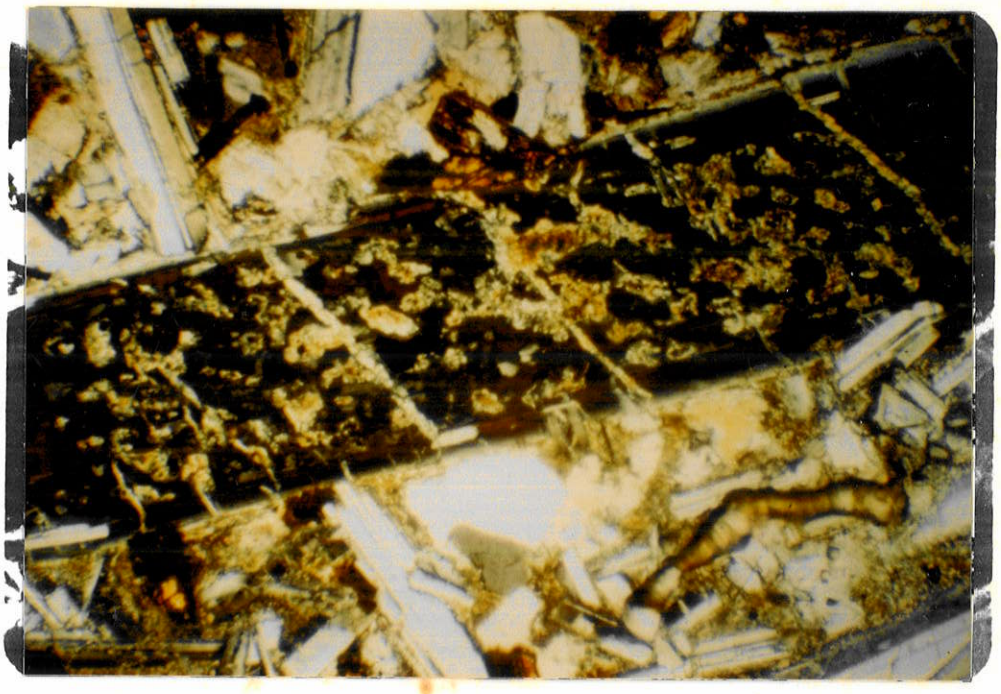
Fotomicrografia 18 - Detalhe da foto anterior realçando os contornos entre os dois minerais. 107 X; pol's cruzados; filtro azul. Profundidade, 26,0 m.



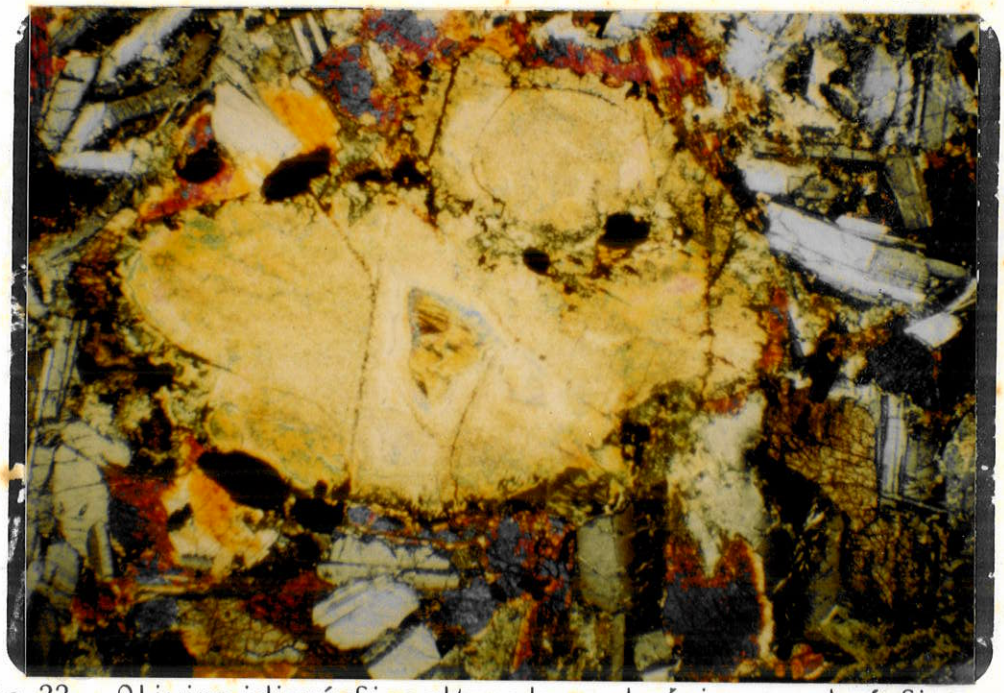
Fotomicrografia 19 - Conspícuo desenvolvimento micropegmatítico reunindo quartzo (cuneiforme) e feldspato alcalino. A feição é também visível entre as tramas do plagioclásio. Na parte direita a mesóstase feldspática guarda ainda morfologia similar à plumosa descrita na Fotomicrografia 11. 121 X; pol's cruzados; filtro azul. Profundidade, 28,5m.



Fotomicrografia 20 - Mesóstase feldspática micropegmatítica morfologicamente do tipo simplequitítica. Na porção esquerda inferior da foto ocorre plagioclásio idiomórfico zonado, enquanto que na direita inferior vê-se nitidamente apatita acicular. 121 X; pol's cruzados; filtro azul. Profundidade, 30,6 m.

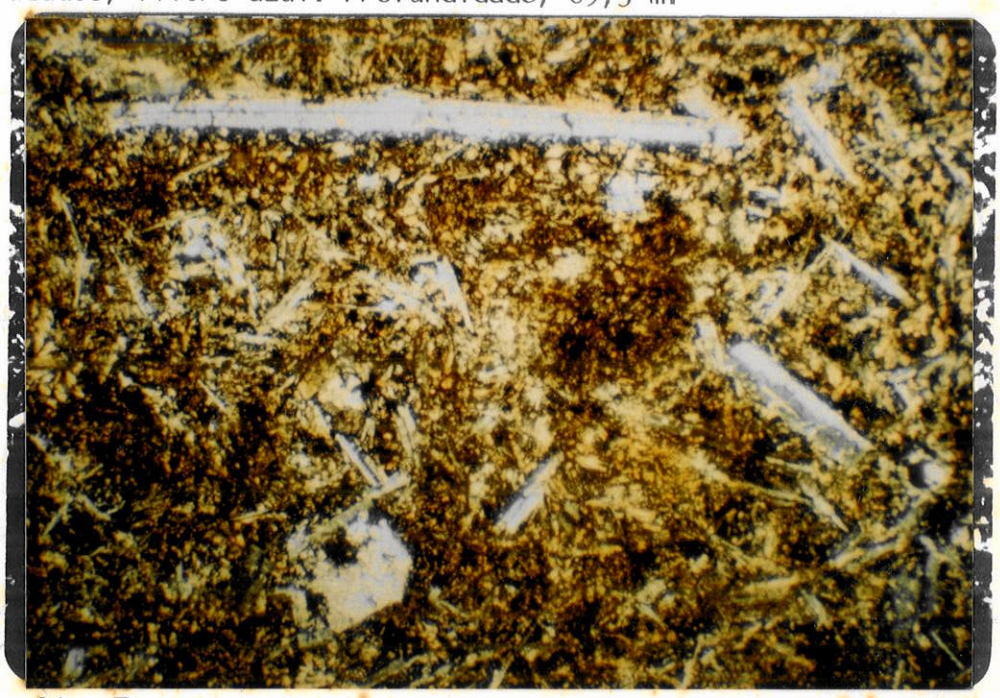


Fotomicrografia 21 - Detalhe do crital de plagioclásio zonado da foto anterior contendo partes reliquiares de piroxênio oticamente orientadas. O plagioclásio é caracteristicamente primário, idiomórfico, fraturado e preenchido por material mesostático, e não existe quaisquer sinais de alteração. 42 X; pol's cruzados; filtro azul. Profundidade, 53,0 m.



Fotomicrografia 22 - Olivina idiomórfica alterada com domínios pseudomórficos distintos, possivelmente boulingita ou indigsita. A mineralogia circundante mostra-se inalterada e sem exibir sinais de deformação, sendo semelhante à dos níveis anteriores próximos. 42 X; pol's cruzados; filtro azul. Profundidade, 69,5 m.

Fotomicrografia 23 - Outro cristal de olivina alterada, possivelmente serpentina ou então a mineralogia descrita na foto anterior. 69 X; pol's cruzados; filtro azul. Profundidade, 69,5 m.



Fotomicrografia 24 - Textura muito fina exibindo domínios de microfenocristais com morfologia variada de plagioclásio. Cristais de clinopiroxênio ocorrem nas tramas de plagioclásios microlíticos. 39 X; pol's cruzados; filtro azul. Profundidade, 73,0 m.

# CAPÍTULO 6

# MINERALOGIA

## 6.1. Plagioclásios

Juntamente com os piroxênios correspondem a 70 % da moda das amostras analisadas, sendo, assim, um dos seus constituintes mineralógicos mais importantes. Exibem grande diversidade de forma, apresentando-se nas proximidades dos contatos como microfenocristais agregados distintos na matriz, ou ainda, ripiformes (Fotos 1, 2 e 24) com granulometria fina. À medida que se caminha para as partes internas do corpo, esses minerais aumentam gradativamente de tamanho, além de suas formas variarem amplamente, desde cristais idiomórficos, freqüentemente de granulometria inferior à média desta fase na lâmina, a hipidiomórficos, estes últimos com granulometria correspondendo à média da secção até aqueles com tamanhos bem superiores, chegando a um máximo de aproximadamente 6,5 mm. Quando bem desenvolvidos, encontram-se freqüentemente corroídos (Foto 3). As variações granulométrica e modal são mostradas na Figura 4.

Não são raros os cristais com zonamento nítido. Quando presentes, eles possuem granulometria grossa e forma por vezes tabular, ou ainda, acham-se corroídos, notadamente em suas bordas.

Os plagioclásios ocorrem associados a magnetita, apatita ou mesmo piroxênios, por eles englobados, parecendo que nestes casos protegem a magnetita, uma vez que este mineral não exibe indícios de corrosão. Na profundidade de 9,0 m, esta fase está muito alterada, possivelmente por águas circulantes, dando lugar a um processo de saussuritização. Às profundidades de 69,5 e 71,0 m apresentam alteração em vênulas para um filossilicato verde, provavelmente celadonita (?).

Aparecem ainda de forma simplequitítica com a augita. Nas profundidades entre 22,0 e 57,0 m são freqüente e caracteristicamente poiquilíticos, contendo inclusões mineralógicas diversas (Fotos 15 e 21), possivelmente por um processo tecoblástico. Não raramente os cristais estão fraturados, com as fissuras preenchidas por material mesostático, carbonato ou ainda quartzo. No contato inferior do corpo, os cristais são mais distintos do que no su

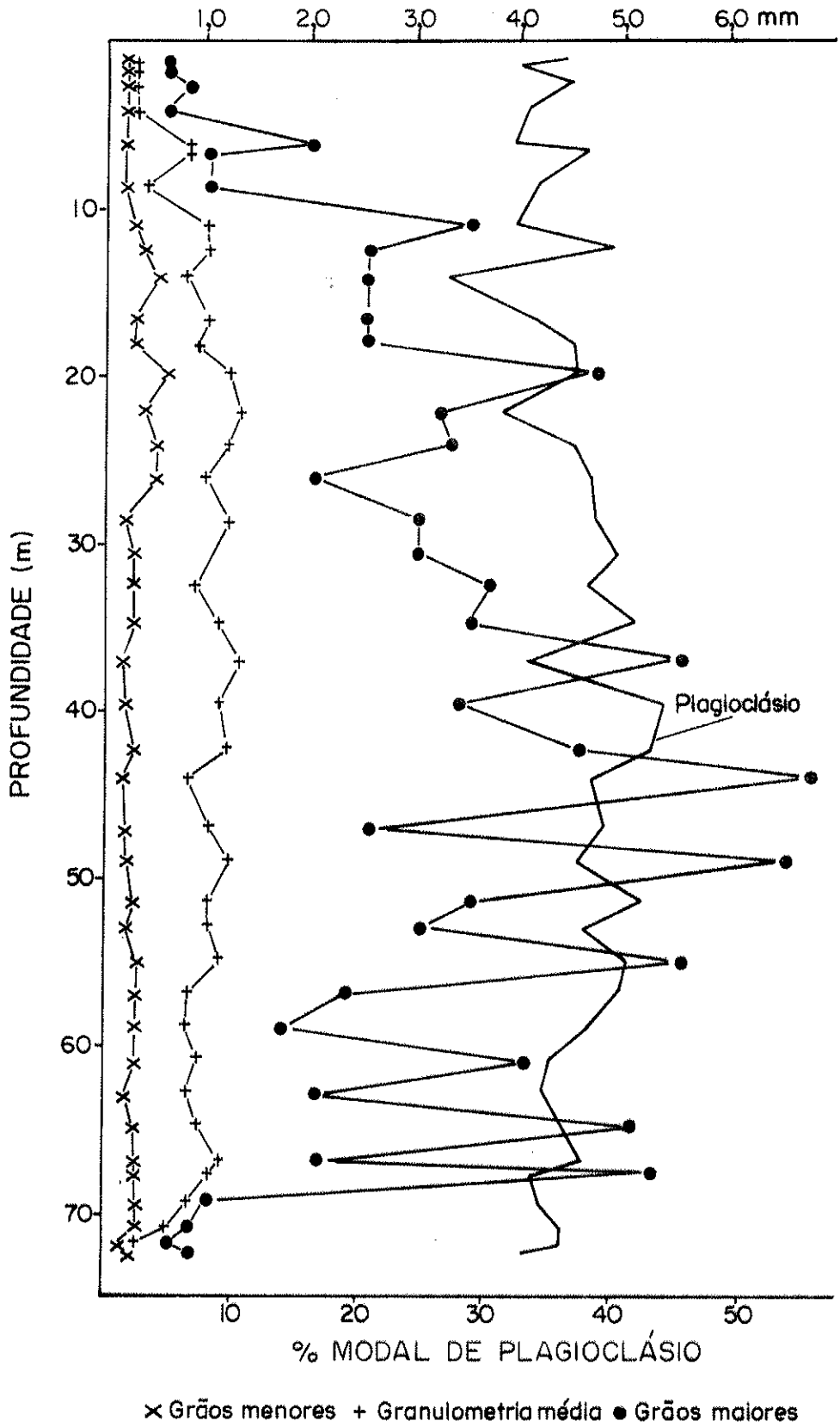



Figura 4 - Variação modal e granulometrica dos plagioclásios nos diversos níveis de profundidade.

perior (Fotos 1 e 14).

A geminação dominante se dá segundo a lei da albita, entretanto, Carlsbad não é rara, enquanto que periclínico ocorre ocasionalmente.

6.1.1. Estado estrutural

A determinação do estado estrutural dos plagioclásios constitui uma das grandes "batalhas" das últimas décadas. A importância do conhecimento sobre a sua história térmica chega a tal ponto que Barberi et al. (1971) afirmaram que o conteúdo de $TiO_2$ dos clinopiroxênios ricos em Ca era uma função da seqüência de cristalização dos plagioclásios e piroxênios em um magma basáltico de filiação alcalina.

Diversos métodos têm sido propostos para a avaliação do estado estrutural desses minerais; contudo, eles exibem várias limitações dada à complexidade do assunto (Deer et al., 1963; Bambauer et al., 1967; Brown, 1967; Rüegg, 1969, 1972; Smith, 1974).

Rüegg (1969, 1972) estudou o estado estrutural dos plagioclásios de rochas basálticas provenientes da Bacia do Paraná, lançando os dados nas curvas propostas por Slemmons (1962). Concluiu que essas rochas mostravam histórias térmicas diversificadas. O autor comentou ainda que as observações foram realziadas em grânulos límpidos e homogêneos, características estas de todo raras. Portanto, pressupõe-se que ele tenha analisado grãos que, em sua maioria, constituiriam fases possivelmente hipidiomórficas, quer por sua forma límpida, quer pela ausência de zoneamento. Assim, esses grânulos deveriam representar termos intermediários do ponto de vista composicional, como sugerido pelos limites de composição obtidos ($An_{65}$ e $An_{43}$).

Como salientado por Brown (1967), as estruturas dos plagioclásios baseiam-se na distribuição do tetraedro (Si, Al) O, sendo sem dúvida o zoneamento deses minerais provenientes das dificuldades de substituição Al/Si. Dessa forma, os plagioclásios não zonados são aqueles cujo tempo dispendido para a cristalização foi suficiente. Por outro lado, Muir (1954) demonstrou ser improvável que as discrepâncias

óticas observadas nos plagioclásios provenham de "elementos químicos estranhos" à composição dos plagioclásios, o que não encontra suporte nos trabalhos de Bambauer et al. (1967) e Smith (1974).

A não disponibilidade de curvas objetivando estimar o estado estrutural de plagioclásios, e que consideram as variações dos conteúdos composicionais de Ab, Or e An, conjuntamente com as suas influências nas propriedades óticas desses minerais, assim como problemas ligados à precisão das medidas (Munro, 1963; Smith, 1974), levou à opção por uma técnica em que seja possível fazer a avaliação à luz desses parâmetros, ou seja, estimar o estado estrutural sem negligenciar os efeitos do Or neles contido.

Para os plagioclásios, os estudos difratométricos são os principais ainda que, ao contrário do que sucede para os feldspatos alcalinos, eles se mostrem imprecisos não havendo provavelmente uma única relação entre o estado estrutural e a estrutura cristalina. As correlações das dimensões das celas dos plagioclásios com o conteúdo de An e o estado estrutural são irreais ou mesmo impossíveis para a grande maioria dos casos (Baumbauer et al., 1967; Smith, 1974).

Para estas investigações foram utilizados indicadores estruturais 131 $(2\theta_{(131)} - 2\theta_{(1\bar{3}1)})$ e 241$(2\theta_{(\bar{2}41)} - 2\theta_{(\overline{2}\overline{4}1)})$ (Tabela 1), obtidos dos difratogramas da Figura 5, e as composições químicas, com os dados lançados nos diagramas de Bambauer et al.(1967) (Figs. 6a, b e 7). Assim, o estado estrutural dos plagioclásios foi estimado para as amostras submetidas à microssonda eletrônica, exceção feita à 0,0, onde não foi possível separar-se o plagioclásio das demais fases.

As estimativas para o estado estrutural são mais realistas para o indicador 131 antes que o $\bar{2}41$, uma vez que estas se mostram inconsistentes, ao lado do fato de as substituições de Or acarretarem resultados variáveis para esse parâmetro (para maiores detalhes ver Bambauer et al., 1967; Smith, 1974; Formoso, 1980).

Ao final da apresentação dos dados químicos, será feita a discussão conjunta do quimismo e estado estrutural.

TABELA 1

Picos 131, $1\bar{3}1$, $\bar{2}41$ e $\overline{241}$ nos difratogramas de plagioclásio dos diversos níveis

| | $2\theta_{131}$ | $2\theta_{1\bar{3}1}$ | $2\theta_{(131)}$ | $2\theta_{\bar{2}41}$ | $2\theta_{\overline{241}}$ | $2\theta_{(\bar{2}41)}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 12,3 | 31,48 | 29,55 | 1,93 | 35,48 | 35,58 | 0,26 |
| 28,5 | 31,45 | 29,50 | 1,87 | 35,80 | 35,53 | 0,27 |
| 39,5 | 31,47 | 29,56 | 1,91 | 35,82 | 35,56 | 0,26 |
| 69,5 | 31,47 | 29,58 | 1,89 | 35,81 | 35,58 | 0,23 |
| 73,0 | 31,51 | 29,62 | 1,89 | 35,83 | 35,61 | 0,22 |

6.1.2. Composição dos plagioclásios

Os dados referentes à composição dos plagioclásios nos diversos níveis acham-se representados na Figura 8, com os correspondentes histogramas fornecidos nas Figuras 9 a 14. Por outro lado, a Tabela 2 reúne os dados químicos relativos ao quimismo médio dos diferentes cristais.

TABELA 2

Composição média dos núcleos (N) e bordas (B) de cristais e das ripas (R) de plagioclásios

| | 0,0 | | | 12,3 | | 28,5 | | 39,5 | | 69,5 | | 73,0 | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | N | B | R | N | B | N | B | N | B | N | B | N | B | R |
| Ab | 36,8 | 38,0 | 39,8 | 45,3 | 50,9 | 43,9 | 50,0 | 41,0 | 49,4 | 39,7 | 45,5 | 36,7 | 39,5 | 39,3 |
| An | 61,3 | 60,1 | 58,1 | 52,2 | 46,1 | 51,1 | 46,6 | 56,0 | 48,0 | 58,2 | 51,9 | 61,2 | 58,3 | 58,4 |
| Or | 1,9 | 1,9 | 2,1 | 2,5 | 3,0 | 3,0 | 4,4 | 3,0 | 3,6 | 2,1 | 2,6 | 2,1 | 2,2 | 2,3 |

As amostras dos contatos superior e inferior (0,0 e 73,0) apresentam cristais que foram formados sob regime de pressão e temperatura drasticamente diferentes entre si. Possivelmente, os microfenocristais formaram-se sob condições de pressão e temperatura elevadas, e os outros, de granulometria muito fina, sob regime de mais baixa pressão, comparativamente.

Os cristais possivelmente formados sob condições de equilíbrio em profundidade são aqueles que têm composição compreendida no intervalo $An_{57-65}$. Os outros, cristalizados em desequilíbrio(?)

com o líquido, resultam provavelmente de crescimento por difusão dos elementos adequados no líquido, possuindo teores de $An_{52-58}$ (Tabela 2).

A partir da simples visualização da Figura 8, torna-se possível observar que, composicionalmente, as amostras 0,0 e 73,0 mostram dois campos bem distintos, sendo a amplitude de variação restrita, assim como o seu zoneamento, portanto sem possibilidades de reequilíbrio. Os núcleos dos grãos maiores e de granulometria média das profundidades 12,3 e 28,5 m são visivelmente enriquecidos em Ab, indicando possível reabsorção de plagioclásios pretéritos. As composições de borda e núcleo dos níveis 12,3 e 28,5 m são indícios de que aí ocorrem as porções mais diferenciadas do material magmático. Embora nas profundidades 39,5 e 69,5 m também sejam encontradas composições enriquecidas em Ab, estas, no entanto, são mais freqüentes nas bordas dos grãos, o que não é o caso dos níveis anteriores, sobretudo o último, onde o enriquecimento se dá na borda e núcleo dos grãos. Note-se que o zoneamento composicional é mais evidente nas profundidades 39,5 e 69,5 m. Não obstante as profundidades 12,3 e 28,5 m, notadamente a primeira, representem menos de 20% da espessura total, elas correspondem à porção mais evoluída composicionalmente, sugerindo assim que não foi apenas a taxa de resfriamento o único fator responsável pelo processo que conduziu à evolução do líquido silicatado para os termos mais diferenciados, mas também possíveis movimentações contínuas dos líquidos residuais pelo menos. A presença de voláteis no sistema, evidenciada pelas estruturas descritas, atuando principalmente nos níveis entre 12,3 e 28,5 m, impôs um descréscimo da temperatura de cristalização das fases, aumentando, assim, o tempo e a velocidade desse processo. Observa-se igualmente um enriquecimento em K nos plagioclásios mais albíticos, portanto, mas evoluídos, que pode ser reflexo do possível aumento da atividade da água pela diminuição da taxa de resfriamento (Evans e Moore, 1968), ou ainda, o aumento do campo da miscibilidade do Or nos plagioclásios com a diminuição da temperatura (Mueller e Saxena, 1977), ou ambos.

### 6.1.3. Composição química vs. estado estrutural

Na Figura 6 estão lançados os valores dos indicadores estruturais extraídos dos difratogramas (Fig. 5), com confirmação dos

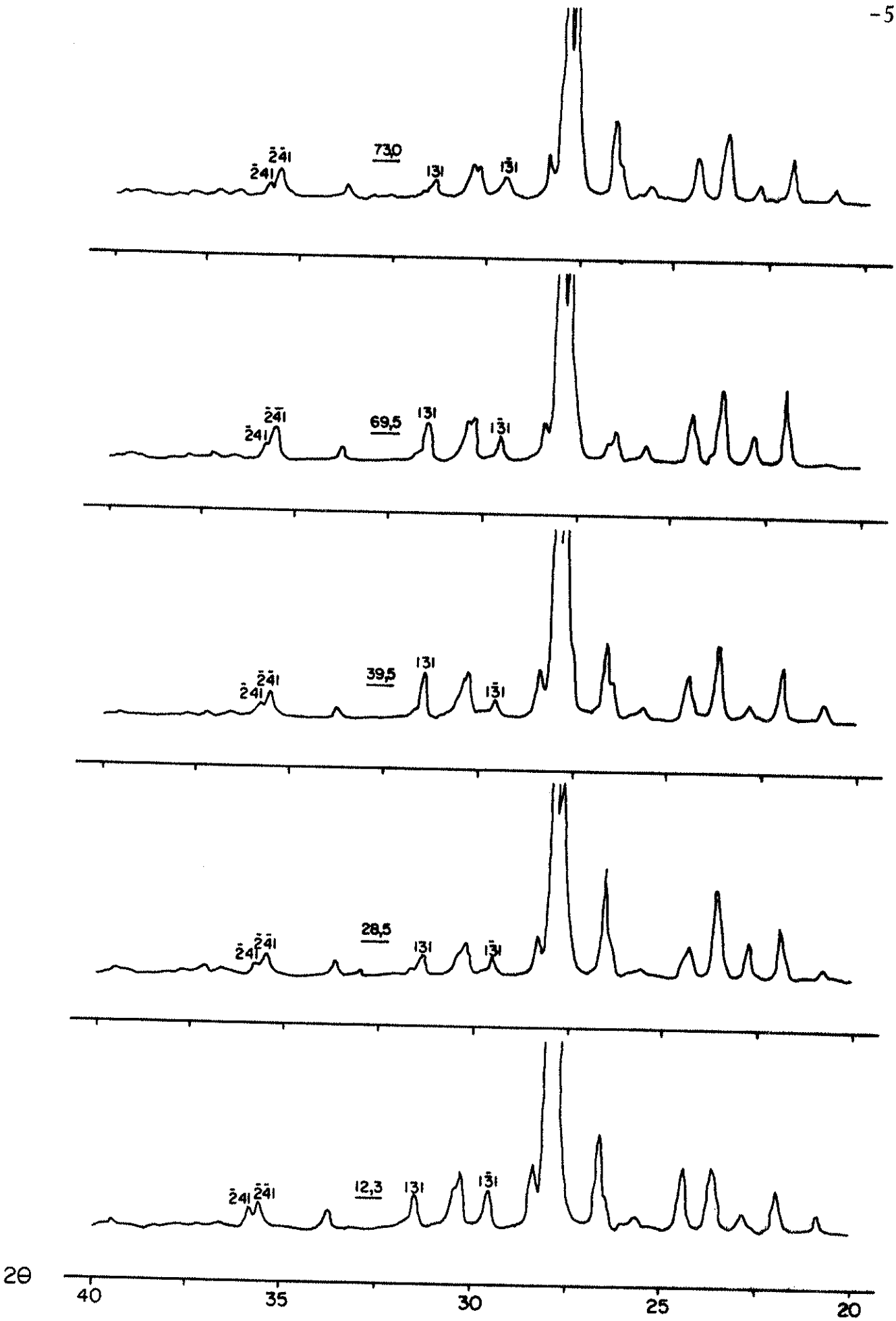



Figura 5 - Difratogramas dos concentrados de plagioclásio nos vários níveis.

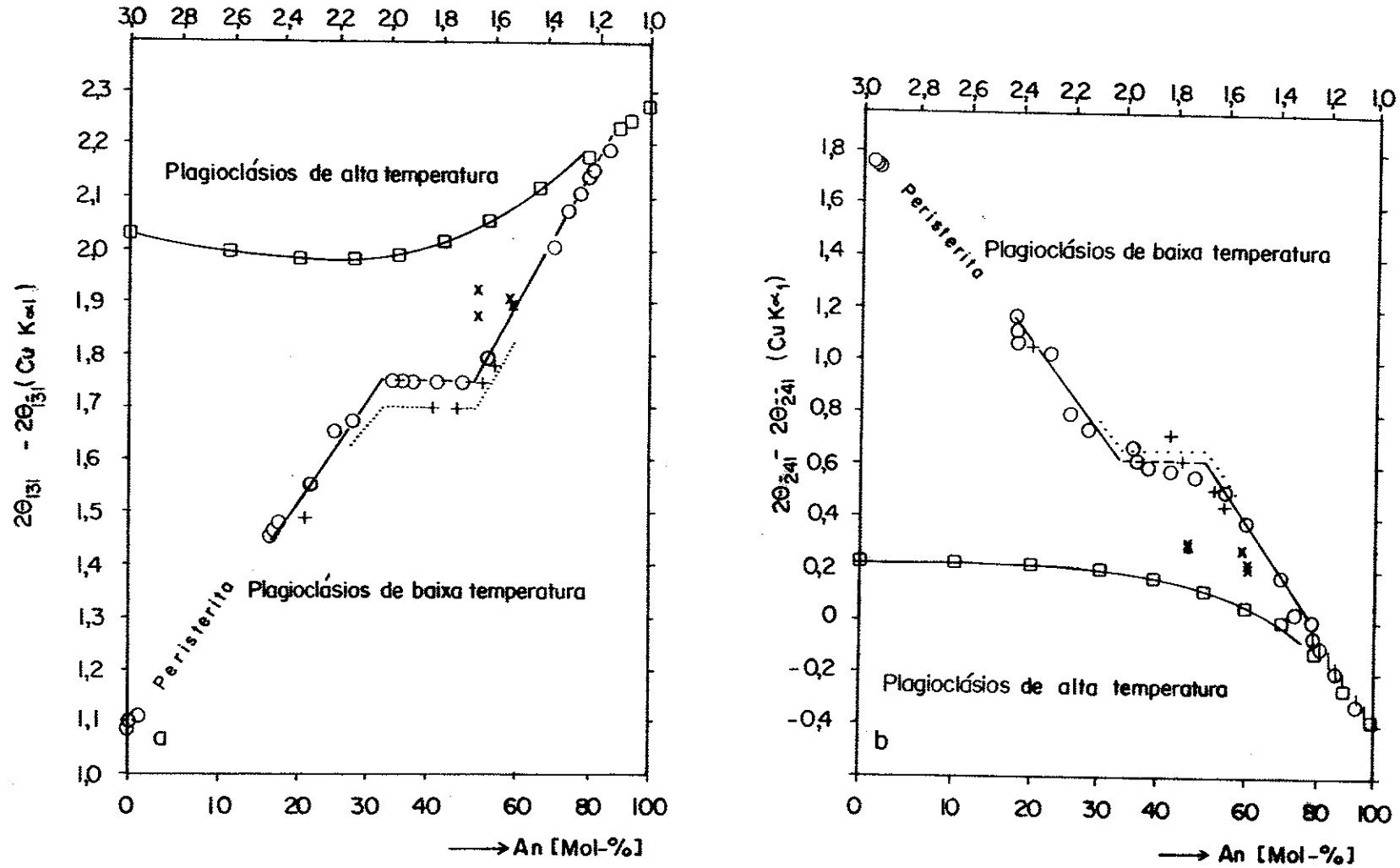



Figura 6 - a) Curvas de variação de $\Delta(\theta)_1 = 2\theta_{131} - 2\theta_{\bar{1}31}$ (radiação de $CuK\alpha_1$) e a relação Si/Al para plagioclásios com Or 0,5-0,8. b) Curvas de variação de $\Delta(\theta)_2 = 2\theta_{\bar{2}41} - 2\theta_{241}$ (radiação de $CuK\alpha_1$) e relação Si/Al (contendo também o teor de An mostrado) para plagioclásios com Or 0,5-0,8. (extraídas de Bambauer et al. 1967). O traçado pontilhado representa a curva de tendência para plagioclásios de baixa temperatura com $An_{40-60}$ e $Or_4$. Outros símbolos como se seguem:

o plagioclásios de baixa temperatura, Or 0,5-0,8; □ plagioclásios sintéticos de alta temperatura, Or 0,5-0,8;
+ plagioclásios de baixa temperatura, $Or_4$; x amostras de plagioclásios de diferentes níveis do corpo.

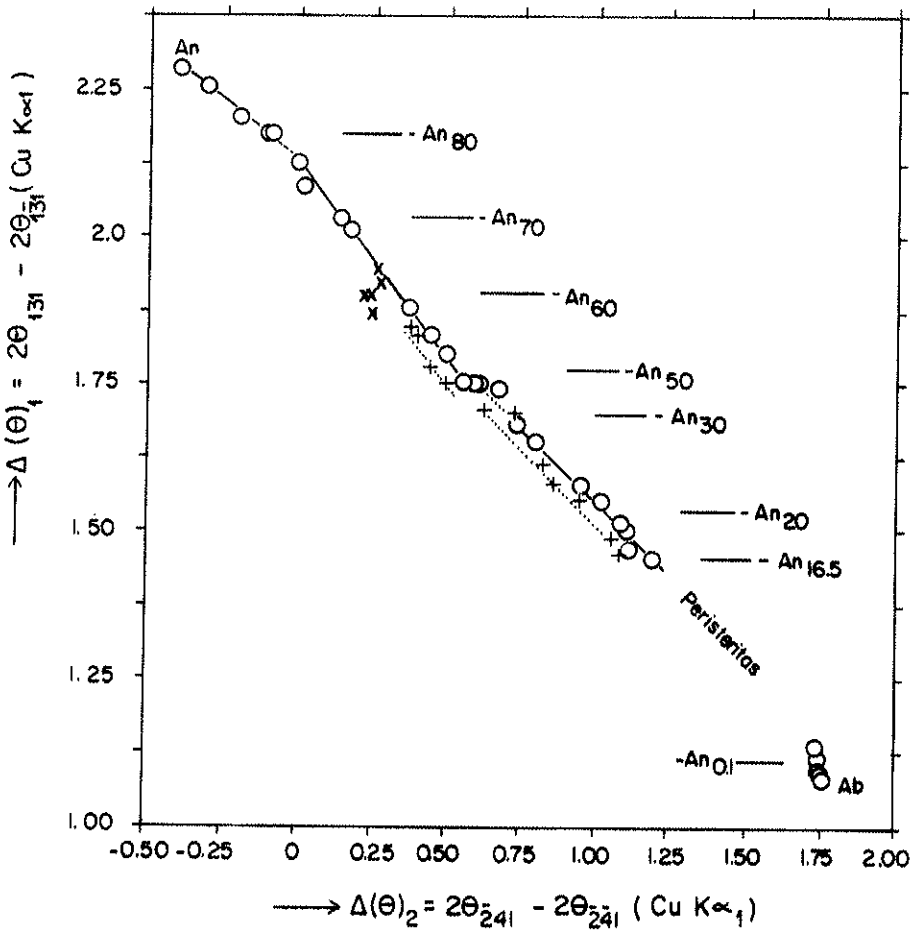



Figura 7 - Relação entre $\Delta(\Theta)_1$ e $\Delta(\Theta)_2$ para plagioclásios (cf. Bambauer et al., 1967). Símbolos como na figura anterior.

picos obtidos para cada amostra.

Os dados composicionais são aqueles fornecidos pela microssonda, e representam os valores médios ponderados com a freqüência de cada faixa composicional obtida nos histogramas. Dessa forma, têm-se que as composições estimadas correspondem o mais próximo possível dos conteúdos médios reais de Ab, An e Or dos plagioclásios por amostra.

Na Figura 7 estão projetados apenas os dois valores dos indicadores estruturais com vistas a uma avaliação da composição química, contudo, sem perder de vista o fato de que os dados coligidos na microssonda são de maior precisão enquanto que esses tão-só estimativas.

Observe-se na Figura 6a que os pontos localizam-se preferencialmente nas proximidades da linha que define a tendência para plagioclásios de baixa temperatura, exceção feita à amostra 12,3.

Fato intrigante é a posição coerente das amostras 69,5 e 73,0 nos diagramas das Figuras 6a e 7, uma vez que essas consistem na sua quase totalidade de finos micrólitos de plagioclásio, que se pensava serem representantes de alta temperatura, cristalizados instantaneamente ao chegarem à "superfície".

Outra amostra não menos intrigante é a 12,3, que se coloca mais distante de todas da linha de tendência dos plagioclásios de baixa temperatura (Figs. 6a,b e 7), quando o contrário deveria ser esperado, até porque é a amostra onde os conteúdos de Or são mais expressivos.

As cruzes das Figuras 6a,b e 7 definem a linha de tendência para baixa temperatura, influenciadas pelos teores de Or~3% segundo Bambauer et al. (1967). Embora o teor em Or nas amostras investigadas tenha sido muito próximo, parece não haver relação conspícua entre esses valores.

As amostras 69,5 e 73,0 situam-se na Figura 6a na linha dos plagioclásios de baixa temperatura, enquanto que as demais tendem a se afastar dela, aparecendo como extremo a 12,3.

Na Figura 6b, as amostras 69,5 e 73,0 acham-se pouco distanciadas da linha de tendência acima, embora nestes casos não sejam seguras quaisquer avaliações. É interessante assinalar que os plagioclásios de baixa temperatura de Bambauer et al. (1967) com teores de Or~4% se dispõem também abaixo da linha dos que não so

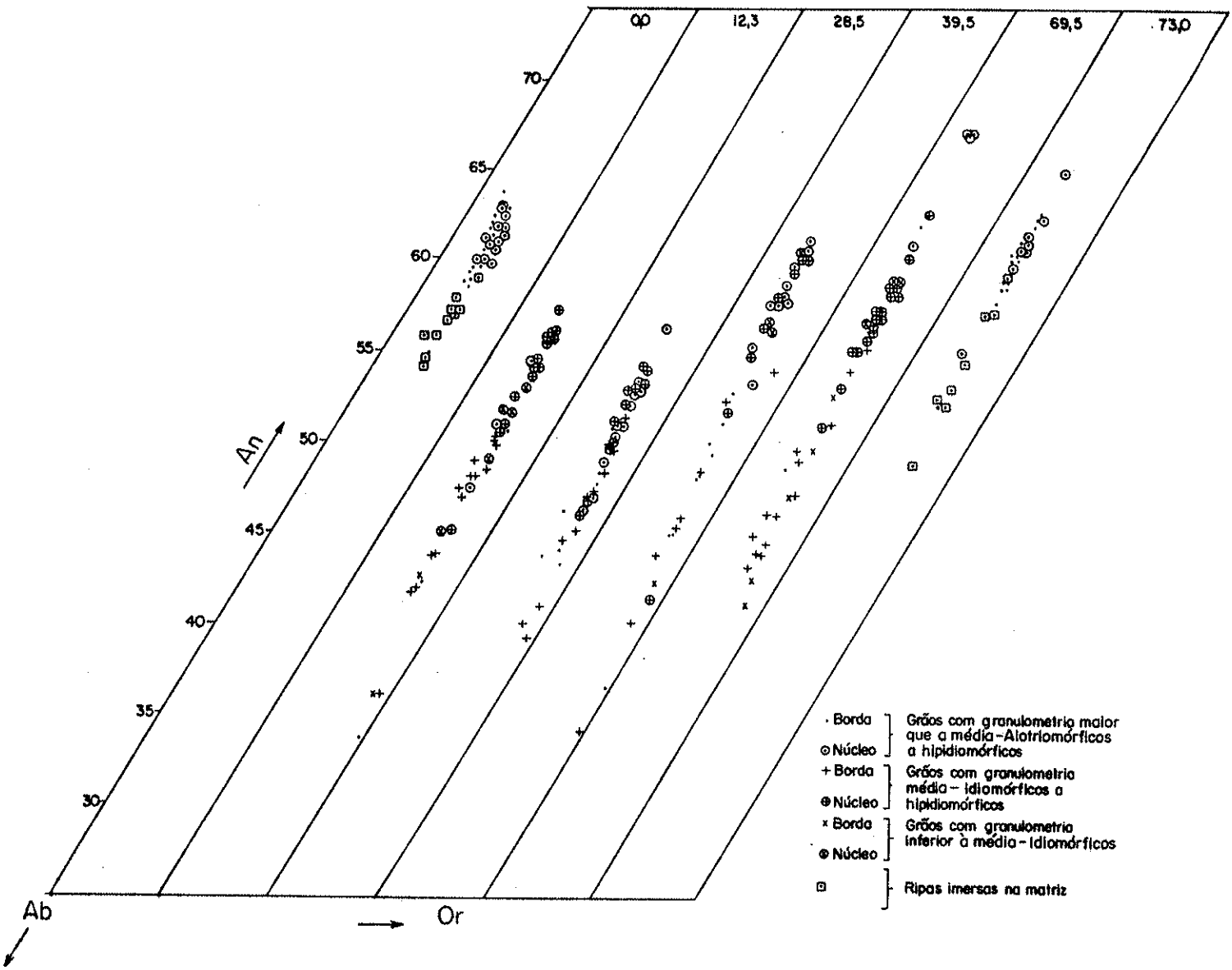



Figura 8 - Variação composicional dos plagioclásios nos diversos níveis analisados em termos dos componentes moleculares Ab, An e Or.

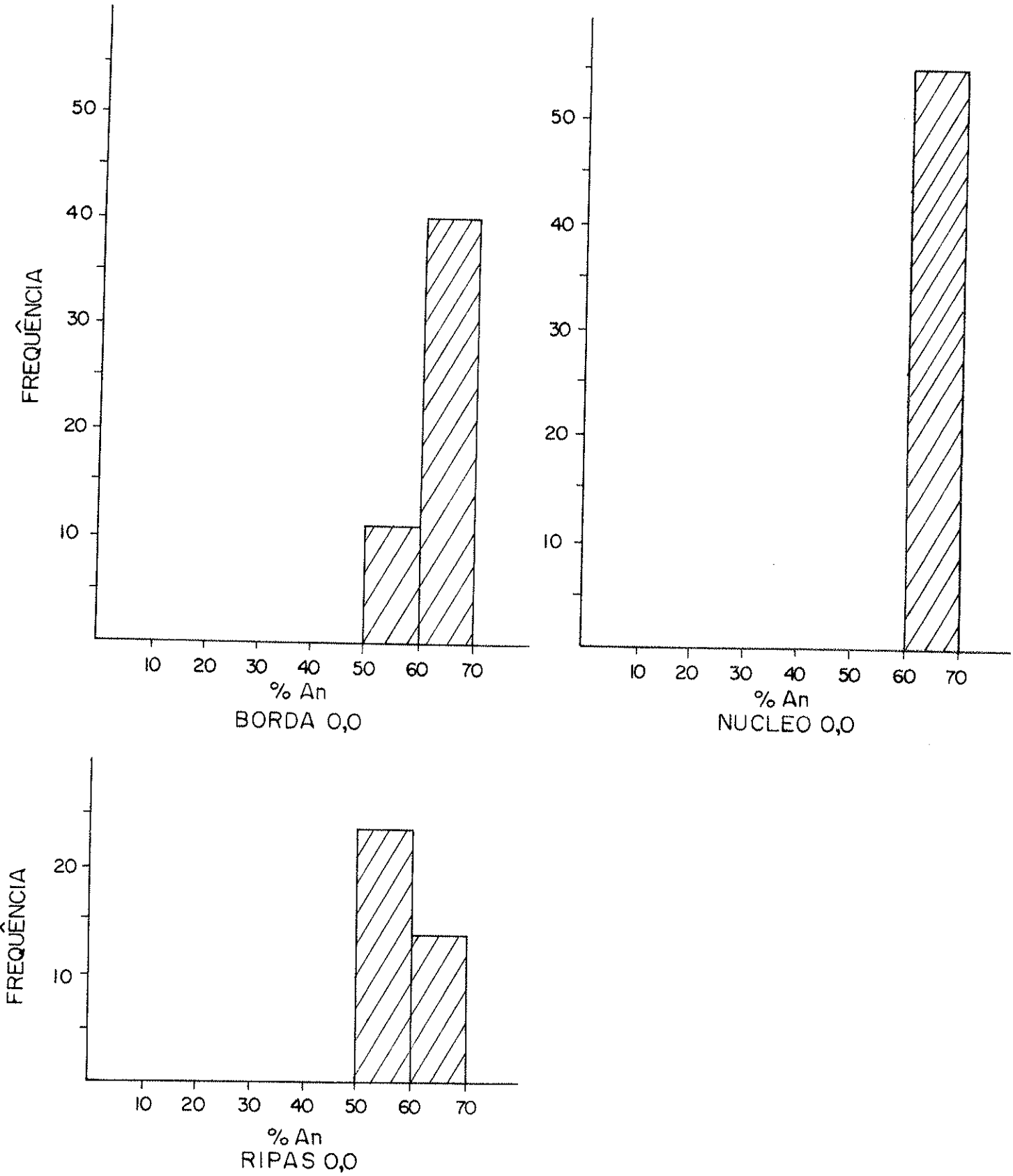



Figura 9 - Composição dos plagioclásios no nível 0,0 m.

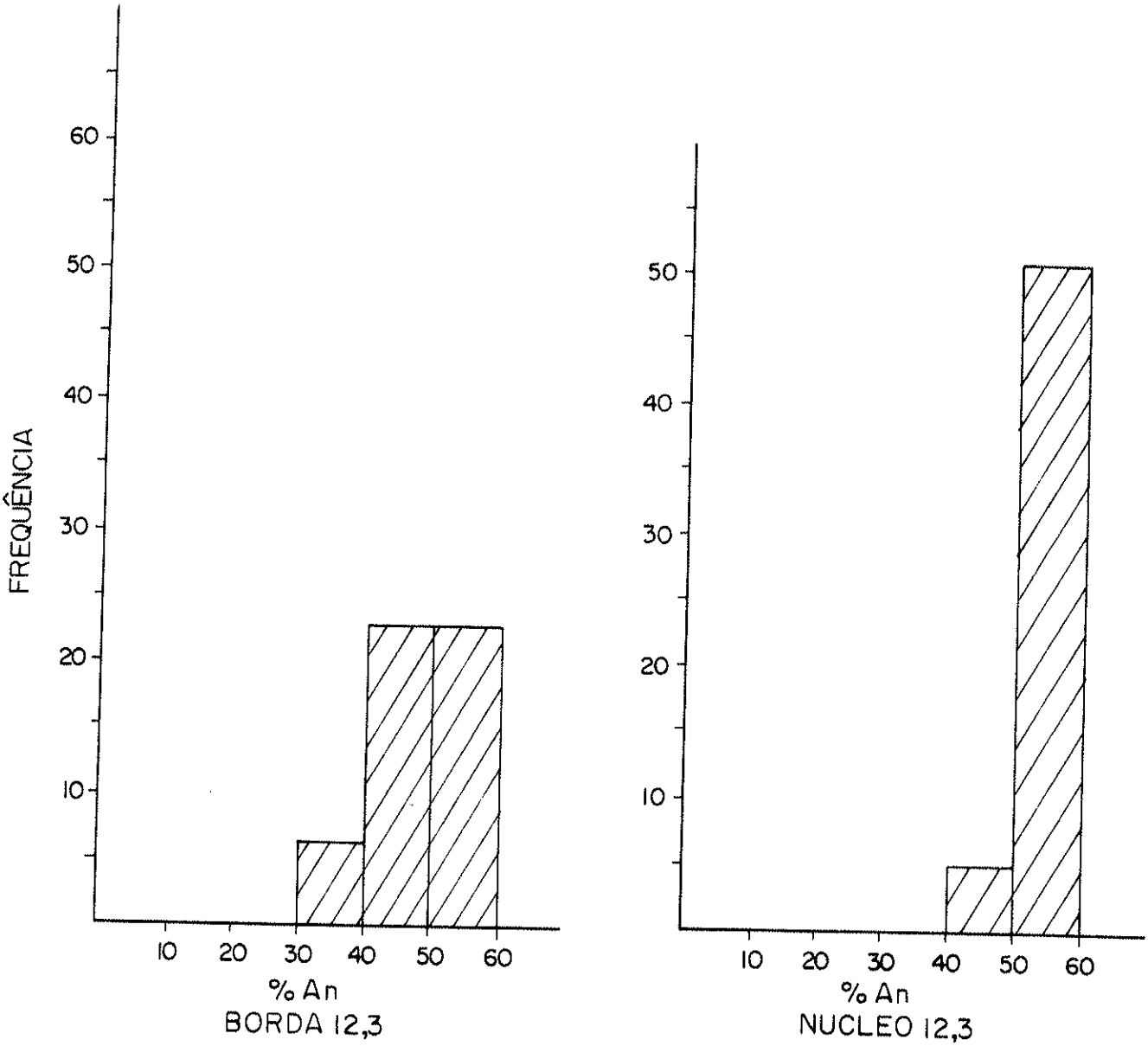



Figura 10 - Composição dos plagioclásios no nível 12,3 m.

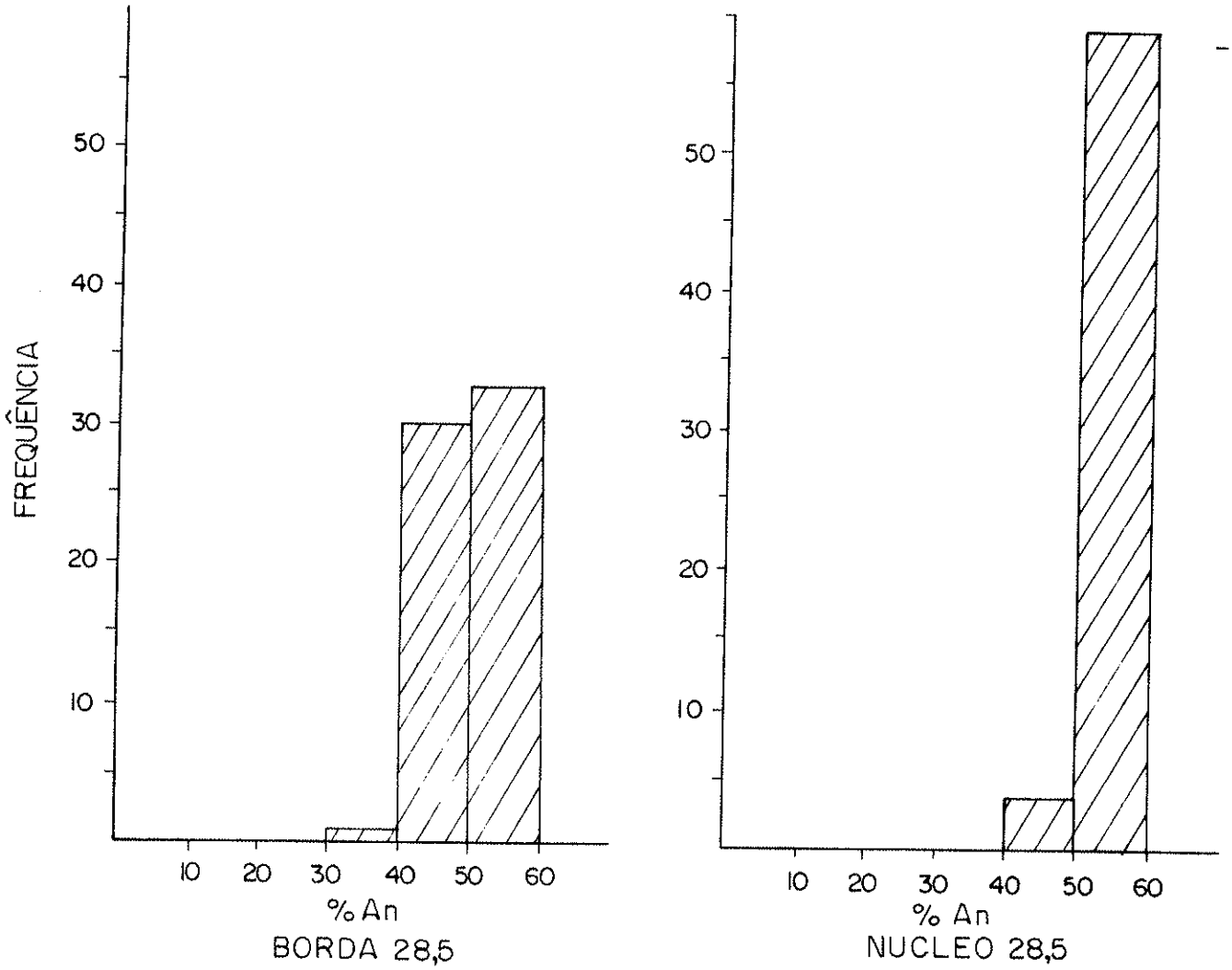



Figura 11 - Composição dos plagioclásios no nível 28,5 m.

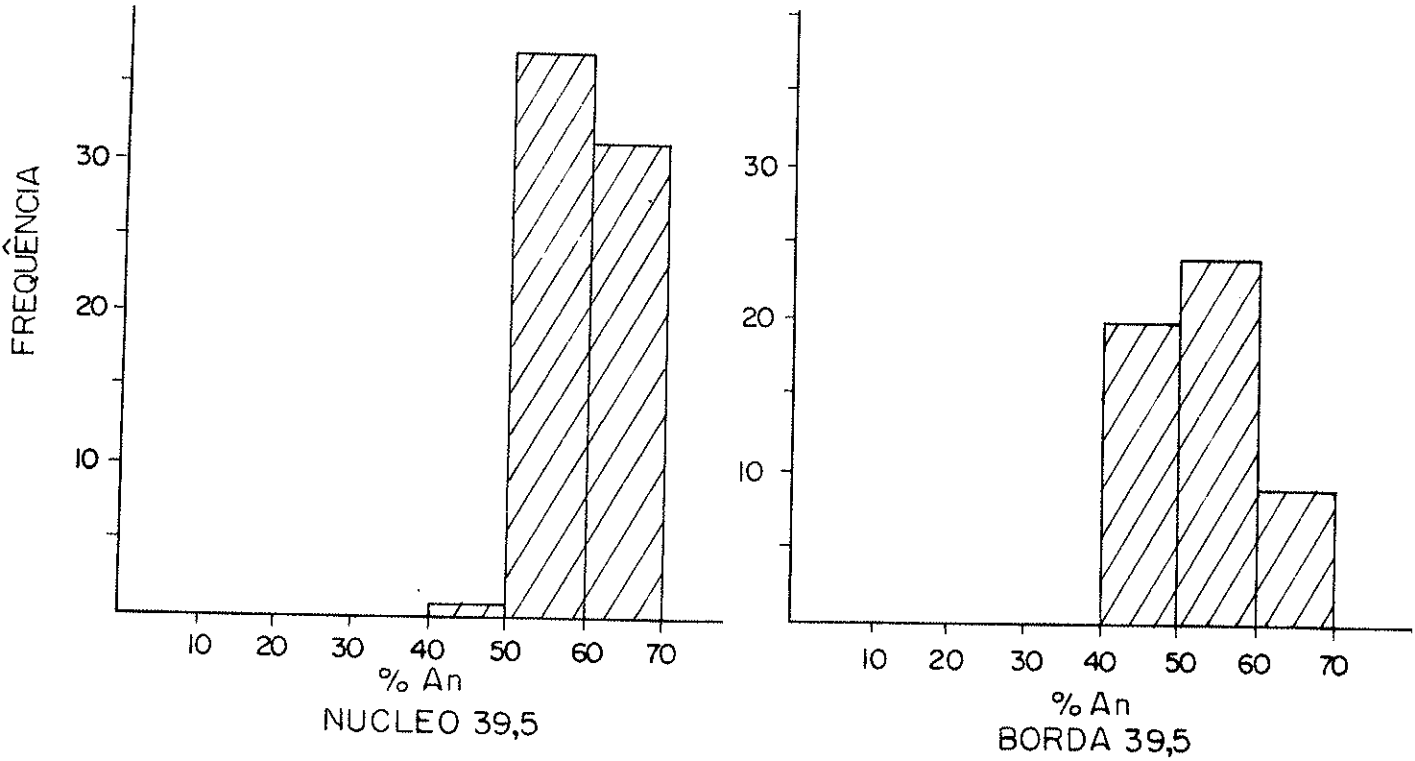



Figura 12 - Composição dos plagioclásios no nível 39,5 m.

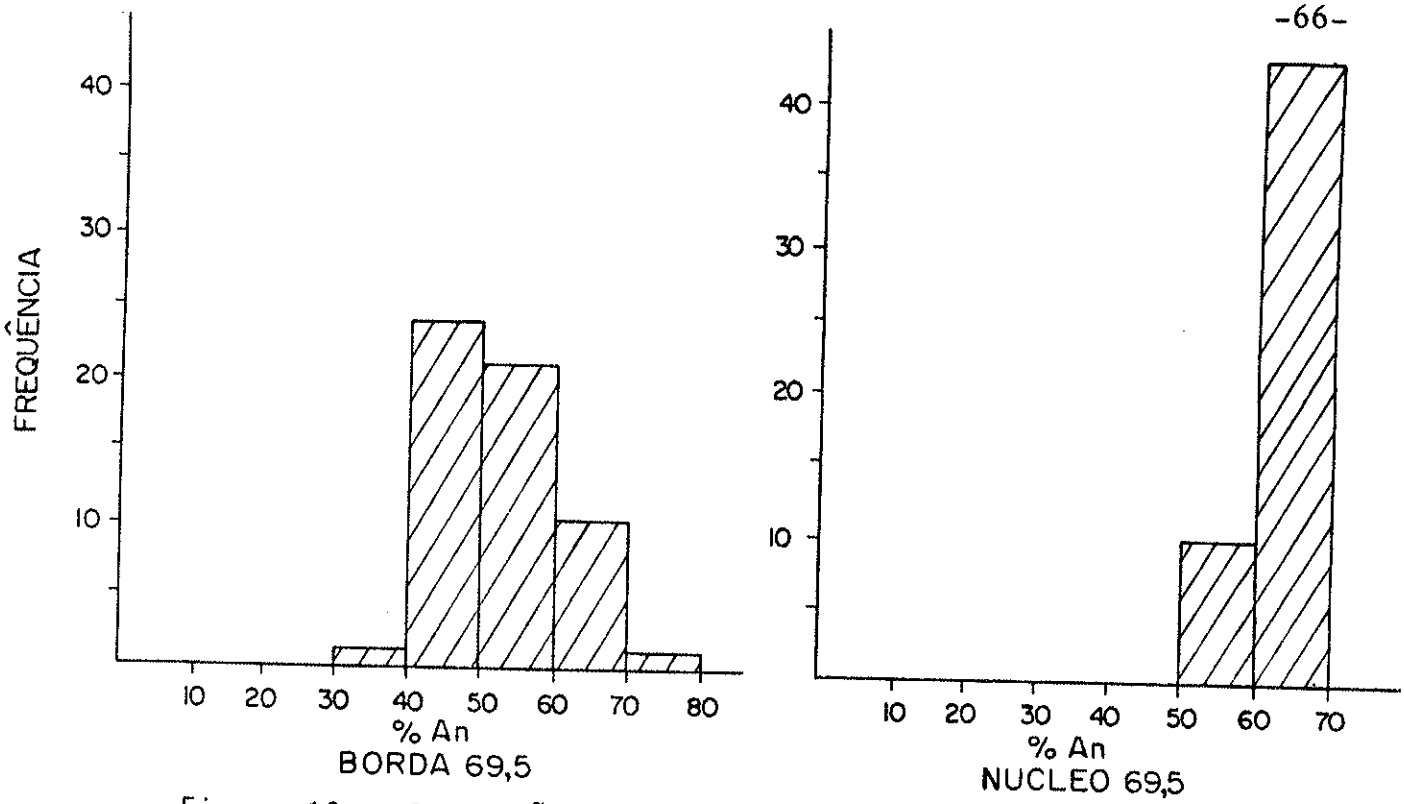



Figura 13 - Composição dos plagioclásios no nível 69,5 m.

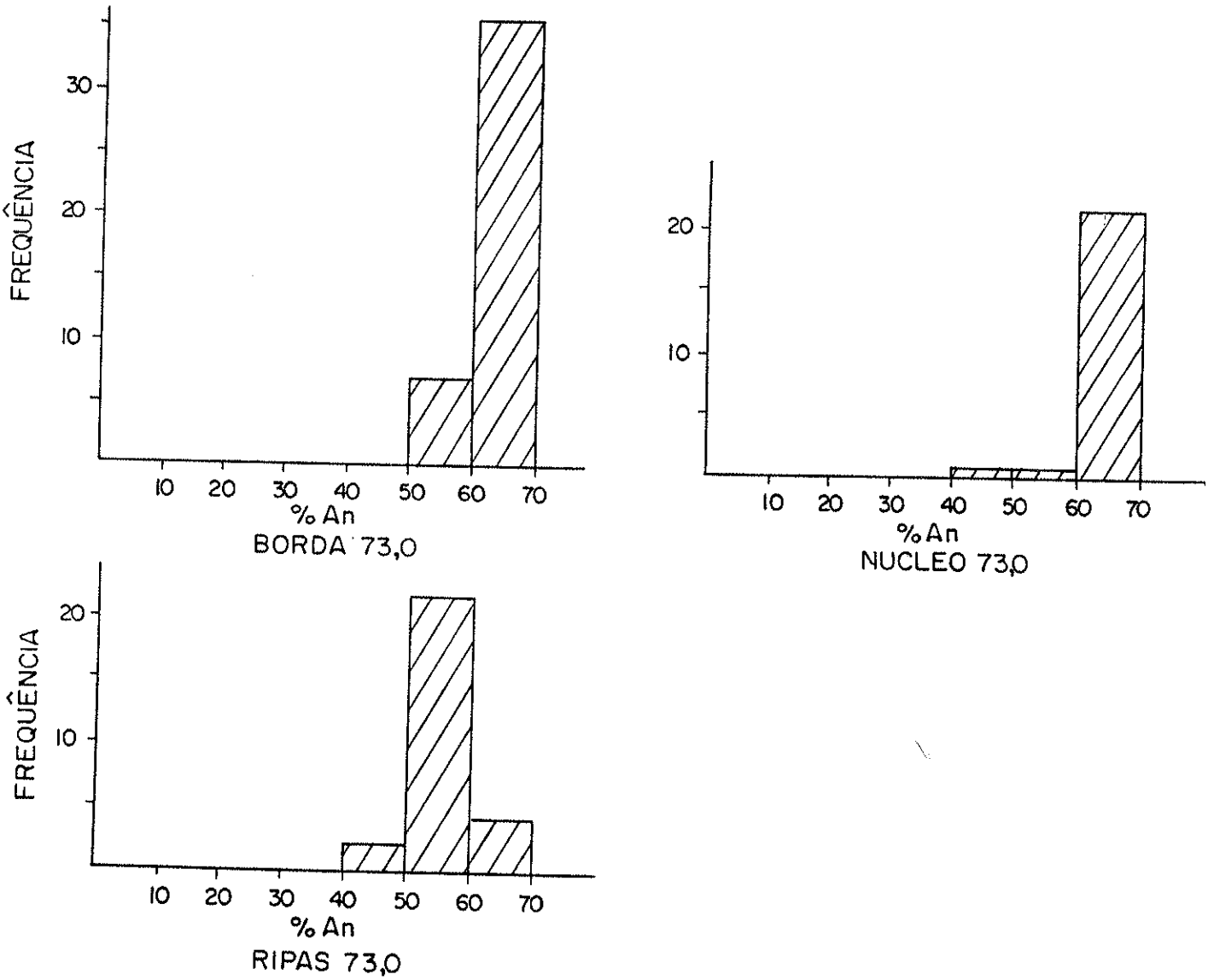



Figura 14 - Composição dos plagioclásios no nível 73,0 m.

frem a influência dos conteúdos de Or elevados, sendo que as demais amostras exibem comportamento similar ao da Figura 6a.

Na Figura 7, que correlaciona os indicadores estruturais com o quimismo, as amostras 69,5 e 73,0 são as que apresentam relações mais consistentes, confirmando os dados de microssonda. Portanto, os minerais dessas rochas devem corresponder a plagioclásios de baixa temperatura dentro dos parâmetros fixados. Esses plagioclásios parecem constituir representantes de fases cristalizadas a temperaturas "super-resfriadas" (Gibb, 1974; Donalson, 1979; Hughes, 1982), possibilidade já sugerida quando das descrições petrográficas.

Ao que parece há uma tendência de as outras amostras se agruparem no domínio próximo à linha dos plagioclásios de baixa temperatura, com maior ou menor afinidade com ela (Figs. 6a,b), tanto para o indicador 131 como para o $\bar{2}41$, denotando com isto uma possível tendência de cristalização sob condições mais próximas das de equilíbrio a temperaturas "liquidus" (Deer et al., 1963; Brown, 1967; Gibb, 1974; Cox et al., 1979; Hughes, 1982), portanto superiores à do "super-resfriamento".

## 6.2. Piroxênios

Os piroxênios distinguíveis nas secções delgadas são augita e pigeonita, embora se tenha detectado na microssonda ferroaugita subcálcica. A augita supera em muito a pigeonita em quantidade, como visível nas Figuras 15 e 18.

### 6.2.1. Augita

Ocorre com granulometria variada, o mesmo sucedendo quanto à forma. Nas bordas do corpo, aparece como microfenocristais agrupados em áreas distintas da secção, ou ainda, como cristais alotriomórficos a hipidiomórficos (Fotos 1 e 24) de granulometria fina. Nas amostras das porções mais internas do corpo, as dimensões se tornam bem maiores. A granulometria média varia de 0,2 a 1,7 mm, chegando a alcançar para os grãos maiores tamanhos da ordem de 3,5 mm, inferiores aos encontrados para os plagioclásios. Quando bem desenvolvidos, os cristais exibem sinais nítidos de corrosão, seja pela mineralogia variada da matriz, seja pelo plagioclásio tecoblástico (Fotos 12 e 15). O mineral ocorre associado com magnetita, por vezes simplequitítica, apatita, pigeonita e plagioclásio.

À profundidade de 1,0 m, os cristais são límpidos, ocasionalmente com domínios de hábito tendendo a tabular (Foto 3). A 2,5 m de profundidade é visível a concentração de opacos na interface plagioclásio-piroxênio, possivelmente representando estágio ainda incipiente de tecoblastese. Neste caso, a augita se apresenta alotriomórfica. A 9,5 m do topo possui domínios idiomórficos, aparecendo os primeiros índicios de alteração nas bordas (uralita?). A 14 m ocorrem domínios em que as relações com o plagioclásio são poiquilíticas, estando a augita profundamente alterada; essas relações se prolongam até aproximadamente 57,0 m, sendo que nesse intervalo outros domínios são conspícuos (à profundidade de 19,8 m do topo, a augita passa a hornblenda nas bordas, Foto 14; a 26,0 m, sua relação com o plagioclásio é de justaposição, Foto 18). Geminação é feição comum, o mesmo sucedendo com o zoneamento composicional. Alteração para hornblenda e biotita é mais proeminente nas amostras das porções mais internas do corpo.

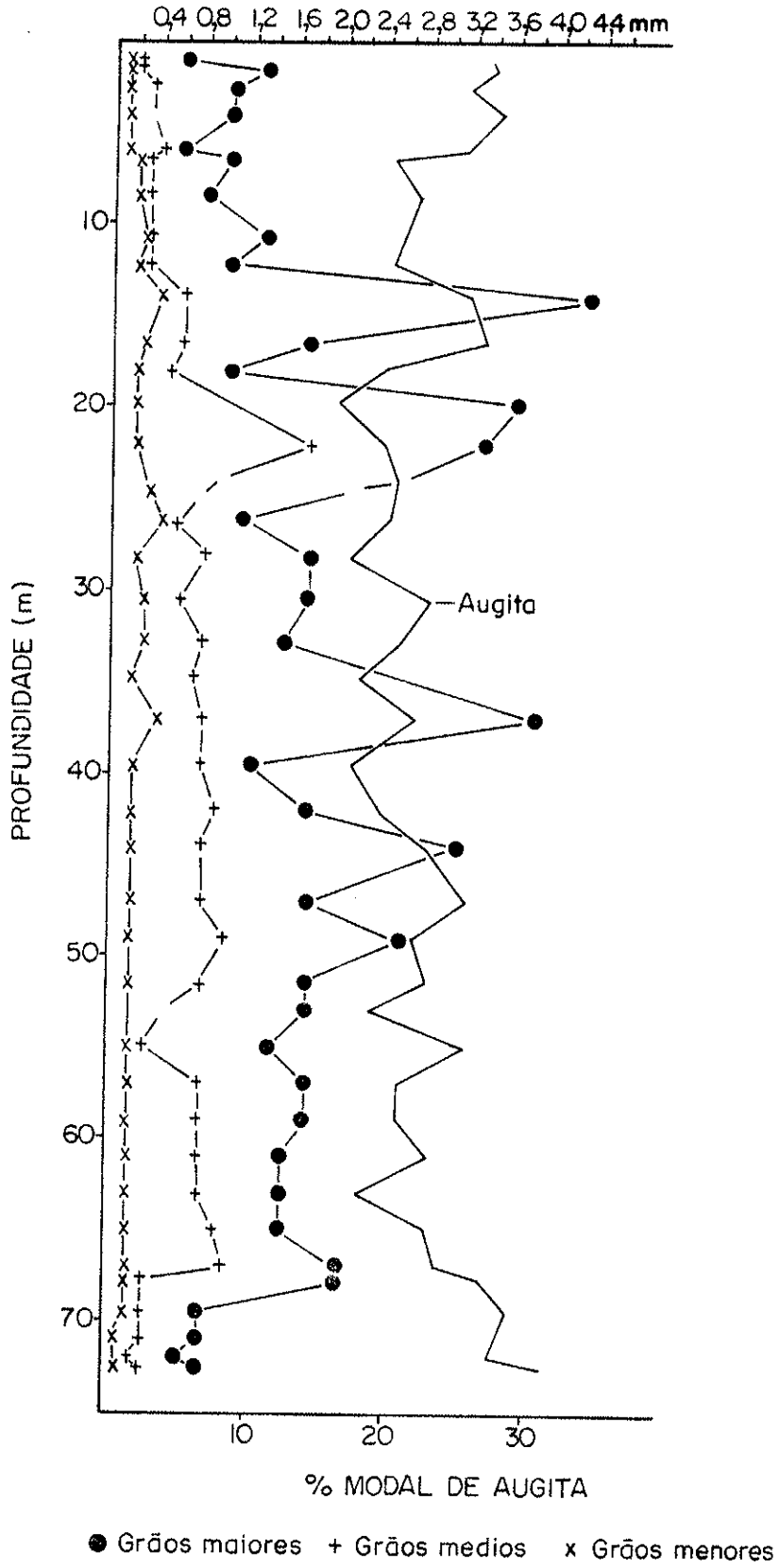



Figura 15 - Variação modal e granulométrica da augita nos diversos níveis de profundidade.

Estimativas composicionais com o uso da platina universal

A resolução dos procedimentos óticos quando se tem em mente a estimativa da composição química dos piroxênios é deveras questionável (Munro, 1963; Brown, 1967; Rüegg, 1964, 1969; Deer et al., 1978). Influências causadas por elementos como Ti, Al, Na, $Fe^{3+}$ e Mn interferindo nas variações das propriedades óticas provocadas pelos elementos Ca, Fe e Mg não se acham ainda devidamente esclarecidas, tornando assim inconsistentes os diagramas padrões vários confeccionados a partir de parâmetros óticos. Assim que ao obter-se estes dados, ainda que utilizando a platina universal, é preciso ter em mente os problemas inerentes ao método, assim como manter limitadas quaisquer pretensões quanto à decifração do quimismo pormenorizado dos piroxênios. Entretanto, a nível de reconhecimento, a técnica pode ser empregada como advogado por vários autores.

A composição química da augita foi determinada tanto com o uso da platina universal como da microssonda para as mesmas amostras investigadas para os plagioclásios, sendo que para o primeiro caso recorreu-se ao método proposto por Rüegg (1964, 1969), que permite estimar a composição desses minerais em termos dos componentes moleculares Wo, En e Fs.

O principal motivo que levou ao emprego dessa técnica é que ela permite que medidas óticas e cristalográficas sejam lidas em um mesmo grão, evitando-se dessa forma a determinação de índices de refração e ângulos 2V em grãos distintos, que, eventualmente, possam mostrar composição diferente.

As medidas foram tomadas em grãos geminados segundo (100), que não apresentam zoneamento composicional visível, diminuindo, assim, a população com possibilidade de ser pesquisada.

Os grãos mais desenvolvidos de augita, em geral alotriomórficos, mostram sinais de zoneamento composicional, e são, em parte, vistos como representantes de um possível estágio inicial de cristalização. Logo, havia perspectiva de se diagnosticar variações composicionais em pelo menos dois estágios de desenvolvimento dessa fase, uma vez que a augita da mesóstase freqüentemente exibe tamanho reduzido.

Assim, foram feitas várias tentativas de estudar domínios de grãos maiores, porém, os resultados obtidos sugeriram o

abandono do procedimento devido à inexatidão observada nas medidas, restando assim apenas as fases de granulometria fina e média.

A Tabela 3 mostra os valores de $A_1 \wedge c$, $Z \wedge c$ e $2V_Z$ para as diferentes amostras, sendo $A_1$ o eixo ótico mais próximo do eixo cristalográfico c. Esses dados foram plotados no diagrama extraído de Rüegg (1964) da Figura 16, e acham-se também representados no gráfico da Figura 17 contendo a sequência de cristalização dos piroxênios ricos em Ca da intrusão de Skaergaard.

TABELA 3

Medidas de ângulos óticos e cristalográficos de augitas

| | 0,0 | 6,0 | 12,3 | 28,5 | 39,5 | 53,0 | 69,5 | 73,0 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $A_1 \wedge c$ | 18 | 20 | 19 | 21-21 | 23 | 20 | 19 | 18 |
| $Z \wedge c$ | 38 | 42 | 43 | 45-45 | 44 | 41 | 42 | 41 |
| $2V_Z$ | 41 | 44 | 46 | 47-46 | 43 | 43 | 45 | 46 |

Os valores obtidos colocam esses piroxênios no campo da augita. No que diz respeito ao Ca, os pontos não mostram qualquer definição, contudo, para o Mg e Fe as variações presentes apontam para um enriquecimento em Fe relativamente ao Mg (Fig. 17), tendência esta observada invariavelmente na quase totalidade dos corpos ígneos intrusivos de natureza toleítica.

A amostra 0,0 mostra maior enriquecimento em Mg, colocando-se assim em posição deslocada da linha de tendência composicional dos minerais de Skaergaard e mais próxima da região de imiscibilidade separando clinopiroxênios ricos e pobres em Ca. Este tipo de variação é comumente encontrado em fases metaestáveis de rochas vulcânicas (Carmichael *et al.*, 1974; Deer *et al.*, 1978; Gomes e Ruberti, 1979).

As augitas foram analisadas quimicamente com a microsonda, com os dados obtidos integrando a Tabela 4.

### 6.2.2. Pigeonita

A pigeonita constitui a fase de piroxênio pobre em Ca, distinguível através dos estudos em secção delgada.

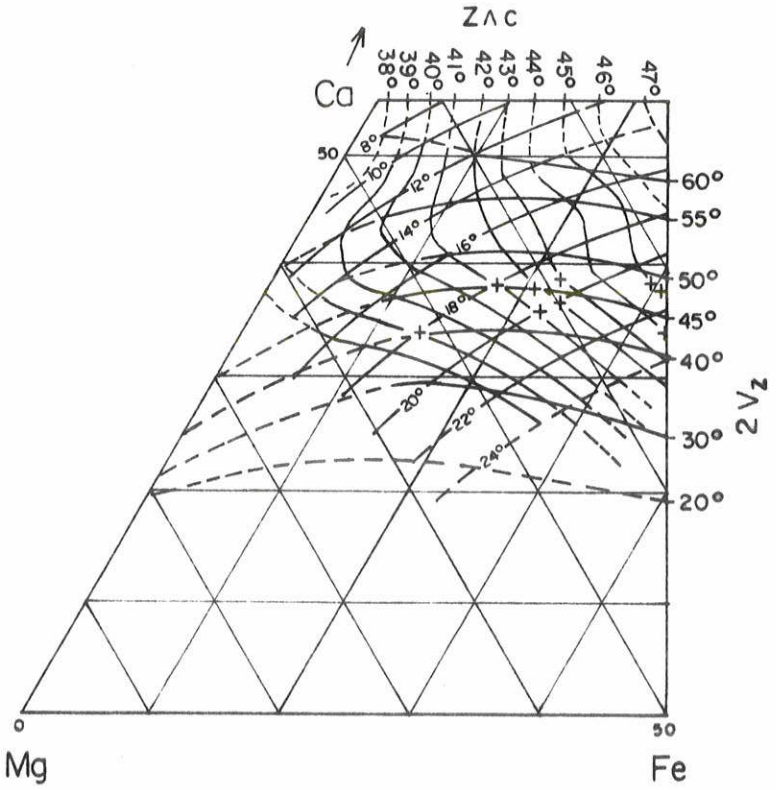



Figura 16 - Variação das curvas relativas a $A_1 \wedge c$, $Z \wedge c$ e $2V_Z$ para augitas (diagrama extraído de Rüegg, 1964). Os símbolos (+) correspondem aos valores obtidos para profundidades diversas do corpo.

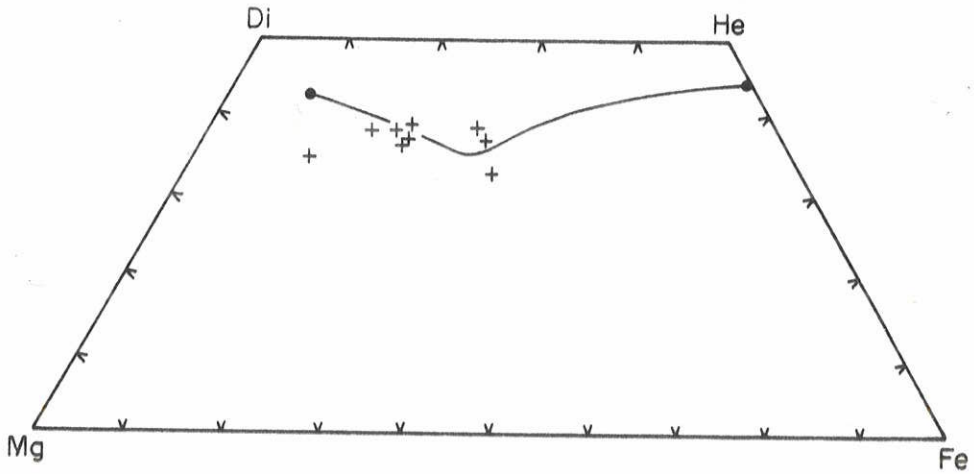



Figura 17 - Linha de tendência fracional para piroxênios ricos em cálcio da intrusão de Skaergaard (Brown, 1967; Brown e Vincent, 1963). Os símbolos (+) correspondem às amostras investigadas para os diferentes níveis do corpo, com os dados obtidos diretamente da Figura anterior.

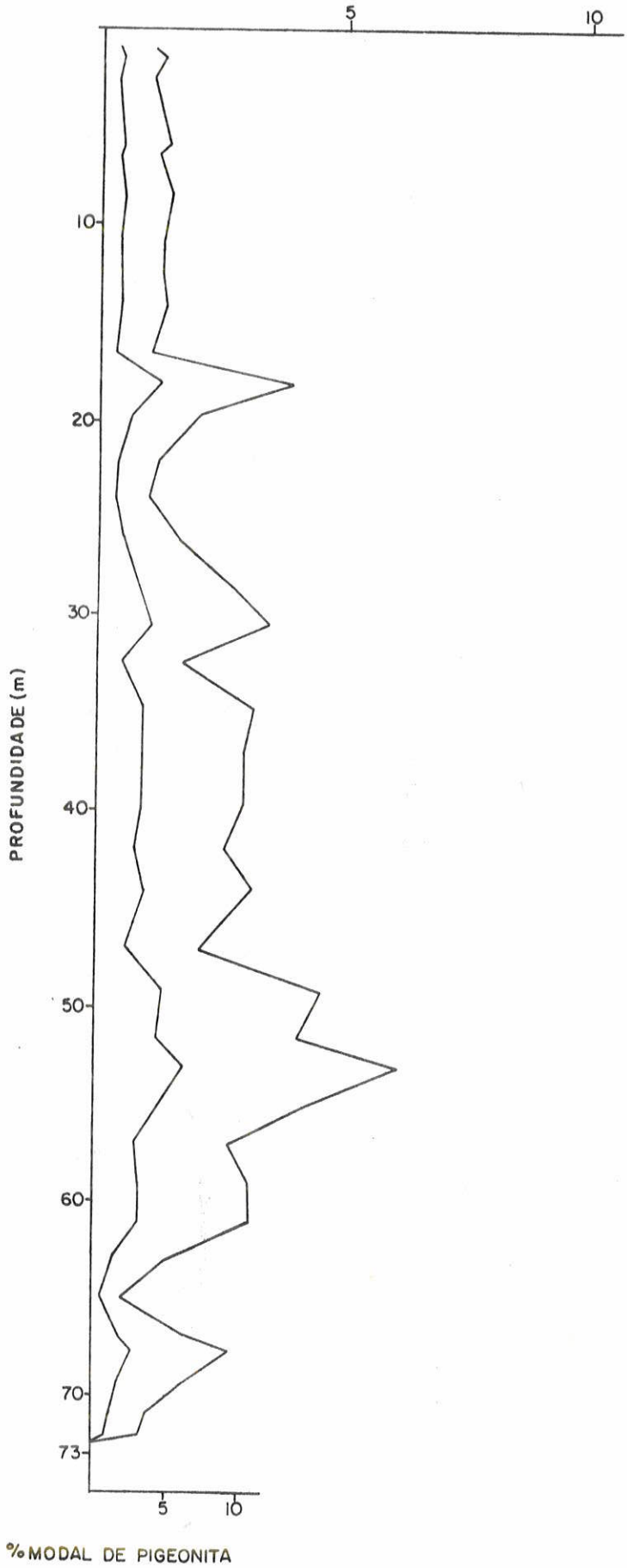



Figura 18 - Variação modal da pigeonita mostrada em duas escalas da representação nos diversos níveis de profundidade.

A granulometria é comumente inferior à exibida pela augita. Os valores modais mostram que é uma fase menos importante, estando inclusive praticamente ausente nas bordas congeladas (Fig.18).

A forma do mineral varia desde prisma alongado, presente invariavelmente na mesóstase clorítica, até tendendo a tabular e com granulometria proeminente, constituindo neste caso grãos distintos; ocorre ainda nas bordas dos cristais de augita. Esta fase mineral acha-se possivelmente representada por mais de uma geração, grãos individualizados e material integrante da mesóstase.

A pigeonita é facilmente distinguível nas amostras analisadas, quer pelo ângulo $2V_Z$ baixo, quer pela alteração presente em maior ou menor intensidade em suas bordas ou clivagens, mostrando uma textura simplequitítica e concentrando opacos microgranulares, como também pelo índice de refração mais elevado. Os dois últimos critérios foram empregados para distinguí-la da augita nos trabalhos rotineiros de análise modal. Quando ocorre justaposta ao plagioclásio ou mesmo à augita, concentra freqüentemente opacos nas interfaces.

As relações texturais que mantêm com a augita não são de exsolução, aparecendo sim como grãos independentes no interior desse mineral ou ocupando suas bordas, sem mostrar contudo qualquer orientação cristalográfica preferencial.

À profundidade de 1,0 m, a pigeonita possui forma prismática, alongada, dispondo-se nas tramas do plagioclásio (Foto 3). A 12,3 m reconhecem-se pequenos grânulos opacos simplequitíticos, que, pela forma, devem representar as clivagens reliquiares da pigeonita. Não raramente ocorre entre ripas de plagioclásio, como cristais hipidiomórficos e idiomórficos, ou então mais comumente dispersa na mesóstase clorítica, com granulometria sempre fina. A 8,5 m do contato apresenta forma prismática hipidiomórfica, com as concentrações incipientes de opacos associadas às suas clivagens e bordas. À profundidade de 22,0 m é alongada, com tendência ao idiomorfismo, e imersa na mesóstase clorítica; aparece também inclusa na augita ou bordejando-a (Foto 16). A 28,5 m mostra-se freqüentemente prismática, alongada, com opacos nas suas clivagens e margens, e em geral associada às zonas intersticiais dos plagioclásios, bordas dos cristais de augita ou ainda formando grãos isolados.

As pigeonitas foram analisadas quimicamente com o auxílio da microssonda e em apenas dois níveis, 28,5 e 39,5 m, uma vez que estão ausentes das amostras de contato, 0,0 e 73,0 m, e que nas profundidades de 12,3 e 69,5 m não foi possível a obtenção de dados analíitcos devido a dificuldades operacionais. Os dados coligidos constam da Tabela 5.

6.2.3. Variações composicionais

As composições dos clinopiroxênios acham-se expressas em termos dos componentes moleculares Wo, En e Fs e foram lançadas no quadrilátero Di-Hd-Mg-Fe, com cada ponto correspondendo à média de núcleo (Fig. 19a) e borda (Fig. 19b) de todos os grãos de mesma granulometria para cada nível. Foram ainda calculadas as médias composicionais de núcleo e borda para as diferentes amostras, e projetadas em diagrama idêntico ao anterior (Fig. 20), contendo, porém, a curva de cristalização dos piroxênios da intrusão de Skaergaard (Brown e Vincent, 1963). Os dados analíticos são adicionalmente apresentados nas Figuras 21, que reúne os conteúdos de Ti e Al para a augita e ferroaugita subcálcica, e 22, relacionando $SiO_2$ e $Al_2O_3$. Neste último gráfico, reunindo apenas os dados referentes à augita, estão também delineados os campos definidos por Le Bas (1962) visando identificar a filiação magmática a partir do quimismo dos clinopiroxênios ricos em cálcio.

Como mostrado nas Figuras 19, 20, 21 e 22, os símbolos empregados referem-se à granulometria da fase na amostra; as exceções correspondem à augita da amostra 39,5 m, onde a distinção entre os grãos de granulometria fina e média é incerta, assim que todos os grãos foram englobados na classe média, bem como à pigeonita, onde adotou-se uma única representação pelo fato de não serem evidentes as diferenças granulométricas. Mencione-se também que os micrograos de augita das amostras das zonas de contato do corpo não permitem, devido à granulometria diminuta, análises de núcleo e borda, de sorte que os dados obtidos foram englobados dentro de uma única representação dos níveis 0,0 e 73,0 m. Os fenocristais, perfeitamente distinguíveis nas zonas do contato, receberam a mesma indicação de granulometria média, entretanto, geneticamente são tratados como caso à parte.

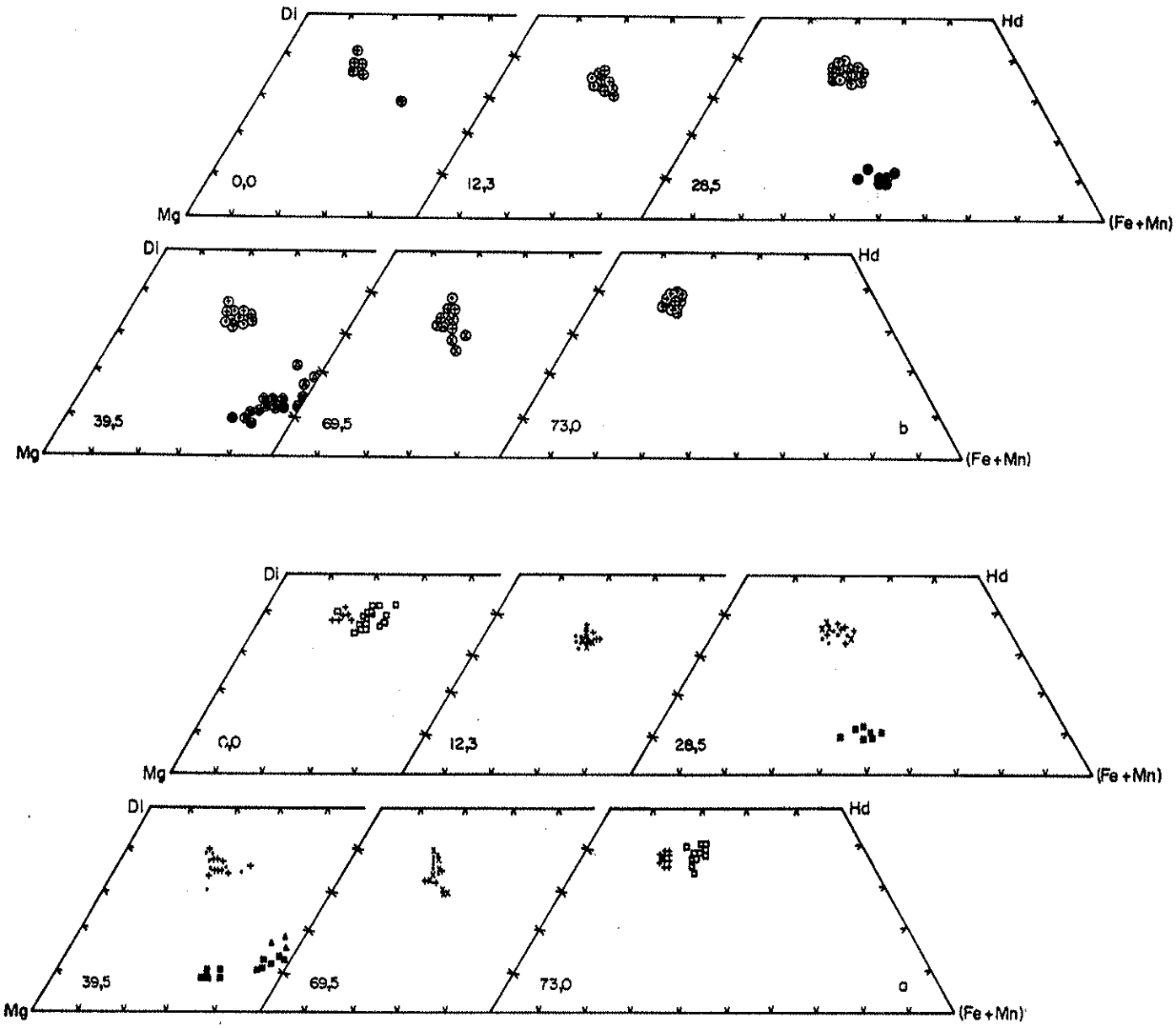



Figura 19 - Composição média de piroxênios (a, núcleo; b, borda) expressa em termos dos componentes moleculares Wo, En e Fs, com os dados projetados no quadrilátero Di-Hd-Mg-Fe.

Simbologia:

augita com granulometria superior à média [núcleo ⊙ borda •]

augita com granulometria compatível com a média [núcleo ⊕ borda +]

augita com granulometria inferior à média [núcleo ⊗ borda x]

micrograos de augita das zonas de contato [(0,0 e 73,0) □]

pigeonitas [núcleo ◉ borda ■]

ferroaugitas subcálcicas [núcleo ◉ borda ▲]

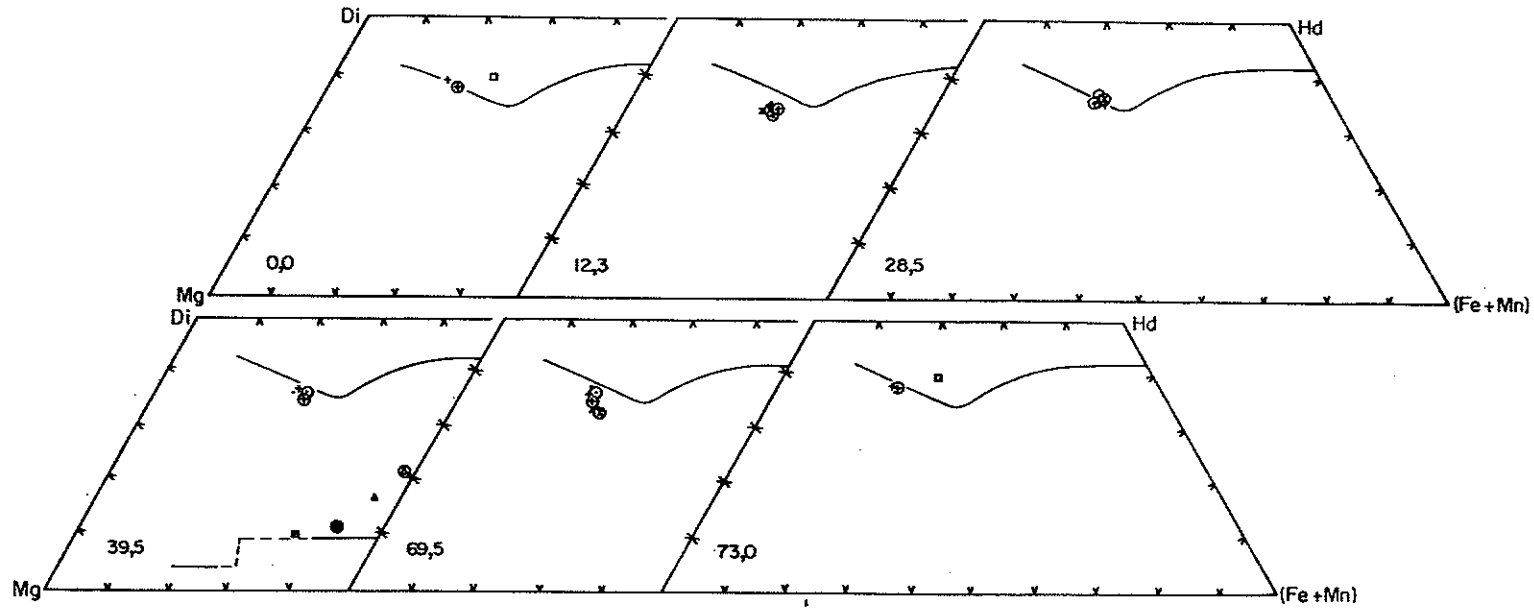



Figura 20 - Composição média expressa em termos dos componentes moleculares Wo, En e Fs. Do gráfico consta também a curva de cristalização dos piroxênios de Sakergaard (Brown, 1957; Brown e Vincent, 1963). Símbolos iguais aos da Figura anterior.

As médias das análises químicas estão registradas nas Tabelas 4 e 5, respectivamente, para as fases ricas (augita) e pobres (pigeonita) em Ca. Para o primeiro caso é feita também uma distinção no tocante à granulometria. Constam ainda das tabelas as fórmulas estruturais desses minerais e os conteúdos dos componentes moleculares Wo (Ca), En (Mg) e Fe (Fe), com o Mn incorporado a este último membro.

As Figuras 19 e 20 realçam prontamente a existência das duas fases de clinopiroxênio. Observe-se que no nível 39,5 m há um domínio representando composicionalmente a ferro-augita subcálcica, diagnosticada apenas com a microssonda. Esse mineral ocupa os interstícios das fases já formadas, representando sem dúvida um produto dos últimos estágios de cristalização, além de se achar invariavelmente associado aos opacos.

Os clinopiroxênios das amostras da zona de contato exibem campos composicionais distintos, com o quimismo dos fenocristais de augita diferindo do dos micrograos. Os primeiros representam a augita cistalizada em profundidade e os últimos possivelmente o material cristalizado a temperaturas "super-resfriadas" (abaixo da temperatura do "liquidus").

As augitas dos níveis 69,5 e 39,5 m exibem razoável dispersão se comparadas com as das amostras 28,5 e 12,3 (pontos mais concentrados). No nível 69,5 m notadamente, situado a 3,5 m do contato inferior, os dados granulométricos são de pouco valia, uma vez que os cristais já formados, trazidos de profundidades, mostram sinais de reabsorção pelo líquido; por outro lado, núcleos e bordas de alguns grãos de granulometria fina possuem tendência de se situarem em domínios indicativos de forte empobrecimento em Wo. A amostra 39.5 apresenta maior dispersão para as composições dos núcleos e bordas.

As augitas dos níveis 12,3 e 28,5 m são as que mostram menor dispersão dos dados analíticos, tanto para núcleos como bordas, sendo possível indicador de que nesse intervalo as condições de cristalização foram as mais próximas do equilíbrio a temperaturas do "liquidus".

No nível 39,5 m para os núcleos ocorrem pigeonita magnesiana e intermediária, mostrando lacuna composicional entre os termos extremos, e ferro-augita subcálcica. Para as bordas têm-se pigeonita intermediária (com enriquecimento em ferro) e ferro-augita

TABELA 4

Composição química (% em peso) e fórmula estrutural de augitas da intrusão de Tanquinho, SP

| | 0,0 | | | | | | 12,3 | | | | | | 28,5 | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | NI | BI | NM | NM | NM | BM | NI | BI | NM | BM | NM | BM | NI | BI | NM | BM | NM | BM |
| $SiO_2$ | 48,2 | - | 51,2 | 50,6 | - | - | 51,7 | 52,4 | 51,5 | 51,8 | 52,1 | 52,1 | 51,9 | 51,7 | 51,1 | 51,6 | 52,5 | 52,2 |
| $TiO_2$ | 2,98 | - | 1,52 | 1,39 | - | - | 0,096 | 0,88 | 0,94 | 0,79 | 0,93 | 0,81 | 0,58 | 0,51 | 0,62 | 0,49 | 0,64 | 0,49 |
| $Al_2O_3$ | 4,57 | - | 2,93 | 3,49 | - | - | 1,51 | 1,33 | 1,82 | 1,68 | 1,92 | 1,63 | 1,29 | 1,19 | 1,26 | 1,16 | 1,34 | 1,05 |
| FeO | 14,3 | - | 10,9 | 10,2 | - | - | 13,3 | 14,2 | 12,0 | 14,5 | 13,2 | 14,2 | 15,7 | 16,1 | 15,6 | 15,7 | 16,1 | 16,0 |
| MnO | 0,34 | - | 0,29 | 0,47 | - | - | 0,41 | 0,51 | 0,38 | 0,45 | 0,23 | 0,39 | 0,34 | 0,26 | 0,22 | 0,29 | 0,18 | 0,27 |
| MgO | 11,7 | - | 14,8 | 14,6 | - | - | 15,1 | 15,0 | 14,6 | 14,5 | 14,9 | 14,5 | 13,1 | 12,8 | 13,42 | 13,3 | 13,4 | 13,3 |
| CaO | 17,7 | - | 18,0 | 18,7 | - | - | 16,2 | 16,6 | 16,9 | 16,3 | 16,5 | 16,2 | 17,1 | 17,4 | 17,5 | 17,6 | 16,7 | 17,1 |
| Total | 99,7 | - | 99,6 | 99,45 | - | - | 99,18 | 100,92 | 98,05 | 100,02 | 99,78 | 99,83 | 99,91 | 99,96 | 99,72 | 100,14 | 100,86 | 100,41 |
| | | | | | | | Número de íons na base de 6 átomos de oxigênio | | | | | | | | | | | |
| Si | 1,834 | - | 1,911 | 1,895 | - | - | 1,953 | 1,952 | 1,955 | 1,950 | 1,950 | 1,958 | 1,967 | 1,966 | 1,948 | 1,957 | 1,969 | 1,971 |
| $Al^{IV}$ | 0,166 | - | 0,089 | 0,105 | - | - | 0,047 | 0,048 | 0,045 | 0,050 | 0,050 | 0,042 | 0,033 | 0,034 | 0,052 | 0,043 | 0,031 | 0,028 |
| $Al^{VI}$ | 0,039 | - | 0,041 | 0,050 | - | - | 0,021 | 0,011 | 0,036 | 0,024 | 0,035 | 0,031 | 0,025 | 0,019 | 0,004 | 0,009 | 0,028 | 0,018 |
| Ti | 0,085 | - | 0,043 | 0,039 | - | - | 0,027 | 0,025 | 0,027 | 0,022 | 0,026 | 0,023 | 0,016 | 0,015 | 0,018 | 0,014 | 0,018 | 0,014 |
| Fe | 0,455 | - | 0,341 | 0,320 | - | - | 0,420 | 0,442 | 0,383 | 0,456 | 0,415 | 0,446 | 0,498 | 0,514 | 0,498 | 0,500 | 0,506 | 0,506 |
| Mn | 0,010 | - | 0,009 | 0,015 | - | - | 0,013 | 0,016 | 0,012 | 0,014 | 0,007 | 0,012 | 0,008 | 0,008 | 0,007 | 0,009 | 0,006 | 0,009 |
| Mg | 0,663 | - | 0,826 | 0,813 | - | - | 0,849 | 0,836 | 0,829 | 0,815 | 0,835 | 0,814 | 0,743 | 0,728 | 0,762 | 0,753 | 0,750 | 0,750 |
| Ca | 0,725 | - | 0,721 | 0,759 | - | - | 0,656 | 0,664 | 0,689 | 0,657 | 0,663 | 0,655 | 0,697 | 0,709 | 0,716 | 0,717 | 0,675 | 0,695 |
| Z | 2,000 | - | 2,000 | 2,000 | - | - | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 |
| WXY | 1,977 | - | 1,981 | 1,987 | - | - | 1,986 | 1,994 | 1,976 | 1,988 | 1,981 | 1,981 | 1,987 | 1,993 | 2,005 | 2,002 | 1,983 | 1,992 |
| Ca | 39,1 | - | 39,9 | 37,5 | - | - | 33,3 | 33,9 | 34,8 | 33,9 | 34,3 | 33,9 | 36,1 | 36,1 | 35,9 | 36,1 | 35,0 | 36,7 |
| Mg | 35,7 | - | 42,7 | 42,0 | - | - | 44,9 | 42,8 | 42,4 | 41,9 | 43,7 | 42,5 | 38,4 | 37,1 | 37,5 | 38,6 | 39,3 | 37,7 |
| Fe | 25,2 | - | 17,4 | 20,5 | - | - | 21,8 | 23,3 | 22,8 | 24,2 | 22,0 | 23,6 | 25,5 | 26,8 | 26,2 | 25,3 | 25,7 | 25,6 |

TABELA 4 (continuação)

| | 39,5 | | | | | | 69,5 | | | | | | 73,0 | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | NI | BI | NM̄ | BM̄ | NM | BM | NI | BI | NM̄ | BM̄ | NM | BM | NI | BI | NM̄ | BM̄ | NM | BM |
| $SiO_2$ | - | - | 52,0 | 51,7 | 52,0 | 51,8 | 51,5 | 51,8 | 51,5 | 51,6 | 50,7 | 51,8 | 49,2 | - | 50,9 | 50,3 | - | - |
| $TiO_2$ | - | - | 0,91 | 0,77 | 0,93 | 0,79 | 1,24 | 1,18 | 1,35 | 1,19 | 1,52 | 1,14 | 2,88 | - | 1,57 | 1,49 | - | - |
| $Al_3O_2$ | - | - | 1,79 | 1,54 | 1,99 | 1,39 | 2,06 | 1,59 | 2,07 | 1,71 | 2,76 | 1,71 | 4,81 | - | 3,35 | 3,55 | - | - |
| FeO | - | - | 13,9 | 14,9 | 13,4 | 14,6 | 13,4 | 14,9 | 12,3 | 12,8 | 12,0 | 12,6 | 13,9 | - | 10,9 | 10,7 | - | - |
| MnO | - | - | 0,42 | 0,46 | 0,25 | 0,39 | 0,27 | 0,31 | 0,24 | 0,28 | 0,26 | 0,28 | 0,41 | - | 0,41 | 0,38 | - | - |
| MgO | - | - | 14,0 | 14,0 | 14,1 | 13,9 | 15,8 | 15,5 | 15,2 | 15,2 | 14,6 | 15,0 | 11,6 | - | 14,8 | 14,7 | - | - |
| CaO | - | - | 17,2 | 16,8 | 17,7 | 17,0 | 16,4 | 15,9 | 17,2 | 16,8 | 17,7 | 17,0 | 17,9 | - | 17,9 | 17,8 | - | - |
| Total | - | - | 100,22 | 100,17 | 100,37 | 99,87 | 100,67 | 100,28 | 99,86 | 99,58 | 99,54 | 99,53 | 100,7 | - | 99,83 | 98,92 | - | - |
| | | | | | | | Número de íons na base de 6 átomos de oxigênio | | | | | | | | | | | |
| Si | - | - | 1,951 | 1.951 | 1,946 | 1,955 | 1,911 | 1,936 | 1,926 | 1,938 | 1,916 | 1,945 | 1,848 | - | 1,899 | 1,896 | - | - |
| $Al^{IV}$ | - | - | 0,049 | 0,054 | 0,049 | 0,054 | 0,089 | 0,064 | 0,074 | 0,062 | 0,084 | 0,055 | 0,152 | - | 0,101 | 0,104 | - | - |
| $Al^{VI}$ | - | - | 0,030 | 0,019 | 0,033 | 0,017 | 0,001 | 0,006 | 0,017 | 0,014 | 0,039 | 0,021 | 0,061 | - | 0,046 | 0,054 | - | - |
| Ti | - | - | 0,026 | 0,022 | 0,026 | 0,022 | 0,035 | 0,033 | 0,038 | 0,033 | 0,043 | 0,032 | 0,081 | - | 0,044 | 0,042 | - | - |
| Fe | - | - | 0,436 | 0,470 | 0,419 | 0,464 | 0,418 | 0,440 | 0,385 | 0,404 | 0,380 | 0,397 | 0,438 | - | 0,341 | 0,337 | - | - |
| Mn | - | - | 0,014 | 0,015 | 0,008 | 0,013 | 0,008 | 0,010 | 0,008 | 0,009 | 0,008 | 0,009 | 0,013 | - | 0,013 | 0,012 | - | - |
| Mg | - | - | 0,785 | 0,787 | 0,786 | 0,786 | 0,891 | 0,867 | 0,852 | 0,851 | 0,790 | 0,841 | 0,652 | - | 0,822 | 0,822 | - | - |
| Ca | - | - | 0,983 | 0,680 | 0,711 | 0,689 | 0,655 | 0,639 | 0,690 | 0,679 | 0,720 | 0,684 | 0,719 | - | 0,717 | 0,716 | - | - |
| Z | - | - | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | - | 2,000 | 2,000 | - | - |
| WXY | - | - | 1,984 | 1,993 | 1,983 | 1,991 | 2,008 | 1,995 | 1,990 | 1,990 | 1,980 | 1,984 | 1,964 | - | 1,983 | 1,983 | - | - |
| Ca | - | - | 36,1 | 34,8 | 35,5 | 35,3 | 33,7 | 32,5 | 36,1 | 34,7 | 37,1 | 36,1 | 39,5 | - | 38,0 | 37,9 | - | - |
| Mg | - | - | 40,5 | 40,4 | 41,8 | 40,3 | 44,6 | 44,4 | 43,6 | 44,1 | 43,1 | 43,2 | 35,8 | - | 43,6 | 43,4 | - | - |
| Fe | - | - | 23,4 | 24,8 | 22,7 | 24,4 | 21,7 | 23,1 | 20,3 | 21,2 | 19,8 | 20,7 | 24,7 | - | 18,4 | 18,7 | - | - |

N, núcleo; B, borda.

I, granulometria inferior à média; M̄, média; M, granulometria inferior.

TABELA 5

Composição química média (% em peso) e fórmula estrutural de piigeonitas e ferro-augita subcálcica da intrusão de Tanquinho, SP

| | 28,5 | | 39,5 | | 39,5* | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | N | B | N | B | N | B |
| $SiO_2$ | 52,6 | 52,8 | 51,5 | 51,8 | 50,6 | 50,2 |
| $TiO_2$ | 0,45 | 0,39 | 0,47 | 0,50 | 0,56 | 0,50 |
| $Al_2O_3$ | 0,60 | 0,49 | 0,62 | 0,62 | 0,59 | 0,73 |
| FeO | 26,4 | 26,6 | 25,6 | 27,4 | 28,2 | 28,0 |
| MnO | 0,42 | 0,37 | 0,55 | 0,56 | 0,63 | 0,57 |
| MgO | 14,4 | 14,3 | 16,9 | 14,4 | 13,1 | 10,3 |
| CaO | 5,4 | 5,75 | 5,3 | 5,9 | 8,20 | 9,2 |
| Total | 100,27 | 100,7 | 100,94 | 101,18 | 101,88 | 99,58 |
| Número de íons na base de 6 átomos de oxigênio | | | | | | |
| Si | 1,960 | 1,984 | 2,013 | 2,016 | 1,946 | 1,987 |
| $Al^{iv}$ | 0,028 | 0,016 | - | - | 0,027 | 0,013 |
| $Al^{vi}$ | - | 0,012 | 0,027 | 0,022 | - | 0,021 |
| Ti | 0,014 | 0,014 | 0,013 | 0,011 | 0,016 | 0,010 |
| Fe | 0,814 | 0,878 | 0,845 | 0,849 | 0,980 | 0,926 |
| Mn | 0,018 | 0,018 | 0,013 | 0,012 | 0,021 | 0,019 |
| Mg | 0,961 | 0,822 | 0,825 | 0,814 | 0,758 | 0,609 |
| Ca | 0,218 | 0,242 | 0,223 | 0,235 | 0,342 | 0,391 |
| Z | 1,988 | 2,000 | 2,013 | 2,016 | 1,973 | 2,000 |
| WXY | 2,025 | 1,986 | 1,946 | 1,943 | 2,045 | 1,989 |
| Ca | 11,6 | 12,4 | 11,8 | 12,4 | 16,8 | 20,1 |
| Mg | 43,5 | 42,6 | 47,2 | 43,0 | 37,4 | 31,3 |
| Fe | 44,9 | 45,0 | 41,0 | 44,6 | 45,8 | 48,6 |

N, núcleo; B, borda.

*, Ferro-augita subcálcica.

subcálcica. A grande dispersão dos pontos é devida principalmente às fases mais enriquecidas em Wo, sobretudo as pigeonitas magnesianas no núcleo e intermediárias na borda, assim como a ferro-augita subcálcica.

Para o nível 28,5 m , foram identificadas tanto para os núcleos, como para as bordas, pigeonita intermediária com razoável enriquecimento em cálcio e forte em ferro. Observe-se que não há registro de pigeonita magnesiana, além do que a dispersão dos pontos é visivelmente menor (Figs. 19a e b) para este nível.

Embora o teor em cálcio das bordas de alguns grãos de augita apresente ligeiras variações, nota-se que os valores médios do componente Wo apontam para um empobrecimento marginal; o nível 28,5 m é o que detém valores mais constantes, além de mais elevados na média (exceção feita aos micrograos das bordas da intrusão, assim como aos fenocristais já cristalizados em profundidade).

O termo En possui valores médios sistematicamente mais elevados nos núcleos dos grãos, sendo, por outro lado, o nível 28,5 m o que apresenta concentrações mais baixas desse componente.

O componente Fs exibe invariavelmente enriquecimento periférico nos grãos, sendo registrados para o nível 28,5 m os conteúdos mais elevados.

### 6.2.4. As relações envolvendo Si, Al, Ti e Mn

Kushiro (1960) sugeriu que a concentração de $SiO_2$ no magma determina a quantidade de Si na posição tetraédrica dos clinopiroxênios; se a quantidade de $SiO_2$ for insuficiente, o Al tenderia a ocupar a posição tetraédrica, fazendo-se, assim, necessária a entrada de Ti, Al e $Fe^{+3}$ na posição octaédrica para a manutenção da neutralidade elétrica.

Le Bas (1962), seguindo a mesma linha de raciocínio, propôs que a distribuição do Al nos piroxênios reflete a saturação em $SiO_2$ do magma hospedeiro.

Brown (1967) advogou que, nos clinopiroxênios, o $Al_2O_3$ varia de acordo com a pressão, temperatura de cristalização, e o tipo de magma envolvido. Assim, segundo ele, o principal fator para a entrada de Al nesses minerais seria o teor de $SiO_2$ no magma, com conteúdos menores do óxido favorecendo o aumento da molécula cál

cio-tschermakita no clinopiroxênio.

Barbieri et al. (1971) sugeriram que a ordem de cristalização entre plagioclásios e piroxênios de um magma com afinidade alcalina poderia mostrar piroxênios pobres em titânio em razão da cristalização prévia dos plagioclásios, empobrecendo o líquido na molécula cálcio-tschermakita; adicionalmente, que a seqüência depende da pressão de água do magma.

Nakamura e Coombs (1973), utilizando a relação Ti/Al, procuraram discriminar os piroxênios cristalizados em profundidade dos da matriz; baixos valores (1/4) para essa razão estariam a indicar cristais formados em profundidade, enquanto que os formados na superfície deveriam exibir valores mais altos (1/2).

Thompson (1974) mostrou experimentalmente que os teores de Al tendem a aumentar nos clinopiroxênios com a elevação da pressão como resultado da formação de jadeíta e cálcio-tschermakita; para baixas pressões (1 atm), as extrapolações parecem indicar clinopiroxênios contendo pouca ou enhuma jadeíta e amplas variações nas quantidades da molécula cálcio-tschermakita.

Carmichael et al. (1974) sugeriram que a atividade da sílica no líquido seria o principal fator promotor da entrada do Al nos piroxênios através da molécula cálcio-tschermakita.

Deer et al. (1978) observaram que as relações Ti-Al nem sempre se conportam de forma covariante, não sendo, portanto, universais.

Ulbrich (1983), a exemplo de vários autores, comentou a abundância de cálcio-tschermakita em regimes de alta pressão, observando ainda que a molécula cálcio-titânio tschermakita é altamente solúvel nos clinopiroxênios formados em regimes de baixa pressão. A autora discutiu a relação Ti/Al e relacionou a quantidade de Al nos clinopiroxênios como função inclusive da atividade da sílica no líquido, que aumentaria com o aumento da concentração de voláteis.

Glüttler (inédito) procurou examinar o comportamento da razão Ti/Al com as mudanças nas condições de pressão e temperatura.

No diagrama da Figura 21 acham-se projetados os valores de Ti e Al, na base de seis átomos de oxigênio, representando a média composicional por grão.

Nota-se para os níveis 0,0 e 73,0 m campos distintos, com um domínio representando os dados relativos aos fenocristais e o

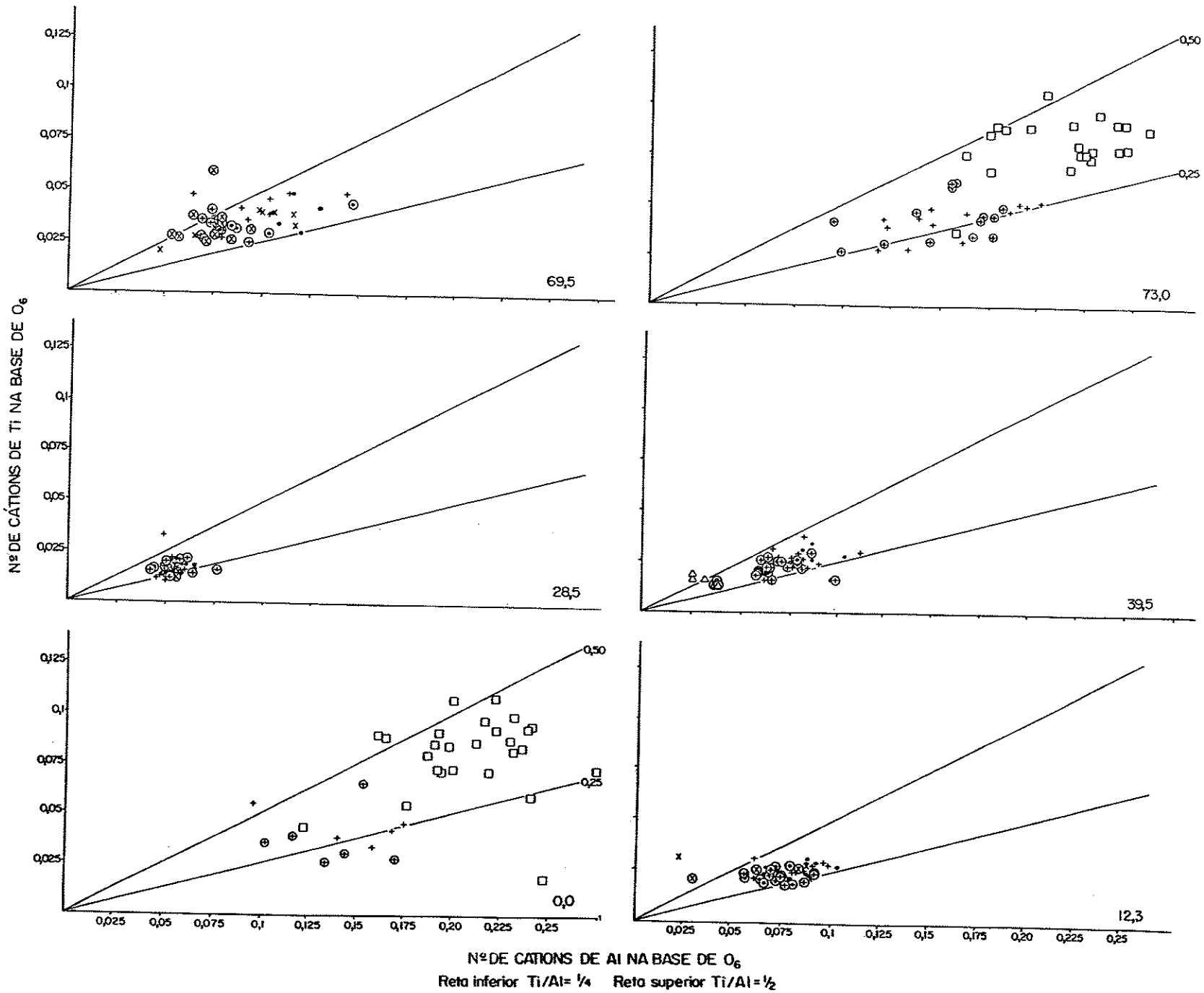



Figura 21

Variação composicional em termos de Ti e Al na base de $O_6$ para augita e ferro-augita subcálcica nos vários níveis. O gráfico mostra também as retas com razões de Ti/Al de 1/4 e 1/2.

Símbolos iguais aos da figura anterior.

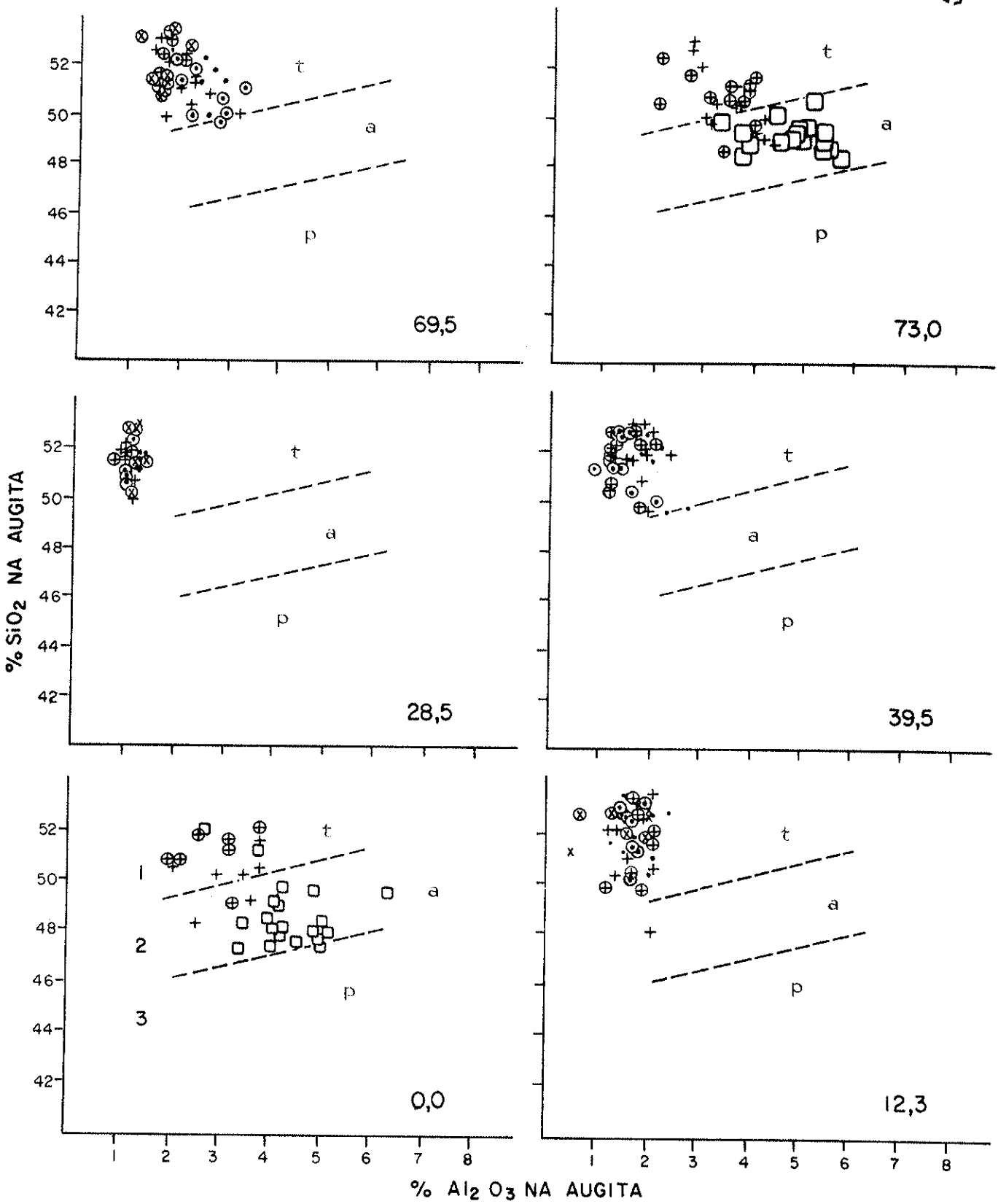



Figura 22 - Variação composicional em termos de $Al_2O_3$ e $SiO_2$ para augitas nos vários níveis. Constam também do gráfico os campos definidos por Le Bas (1962) para os tipos peralcalinos (pp), alcalinos (a) e toleíticos (t)

outro o dos micrograos; o primeiro situa-se nas proximidades da reta de razão Ti/Al = 0,25 e apresenta conteúdos altos de Al quando comparados com o nível 28,5 m; o segundo localiza-se intermediariamente entre as retas de razão 0,25 e 0,50, e mostra valores de Al sempre superiores a 0,175.

Dentre os exemplares estudados, são os do nível 28,5 m que exibem valores médios de Al na augita mais baixos; alí também não se tem de forma clara uma distinção entre os pontos correspondentes ao núcleo e borda dos cristais.

Ainda nesse gráfico é possível observar-se que há um contínuo empobrecimento de Al e Ti à medida que se afasta das regiões das bordas do corpo e que os grãos situam-se em geral entre as retas 0,25 e 0,50, com uma leve tendência de se aproximarem mais da primeira quanto mais próximo do nível 28,5 m. Os fenocristais agrupam-se nas proximidades da reta 0,25, como já referido, e contêm valores de Al sistematicamente superiores a 0,088, podendo este aspecto servir como possível fator indicador da sua ordem de geração. Seguindo essa linha de argumentação, alguns grãos dos níveis 12,3, 39,5 e 69,5 m, notadamente aqueles em que o Al é mais alto (0,088), dispõem-se nas proximidades da reta 0,25 e possivelmente correspondam a remanescentes de fases já cristalizadas em profundidade e que não foram de todo reabsorvidas pelo líquido magmático.

A Figura 22, relacionando $SiO_2$ e $Al_2O_3$, evidencia claramente uma menor dispersão de pontos para a amostra 28,5, que, de resto, contém piroxênios com menor conteúdo aluminoso.

É interessante observar que a grande maioria dos pontos correspondentes aos micrograos das zonas das bordas do corpo e alguns exemplares de fenocristais situam-se no campo dos clinopiroxênios de rochas alcalinas de Le Bas (1962).

## 6.3. Olivinas

Na quase totalidade esses minerais acham-se representados por produtos de alteração, consistindo de filossilicatos e pseudomorfos verdes, não sendo possível reconhecê-los em secção delgada, uma vez que as formas reliquiares de seus contornos são altamente duvidosas. A sua distribuição modal encontra-se na Figura 23.

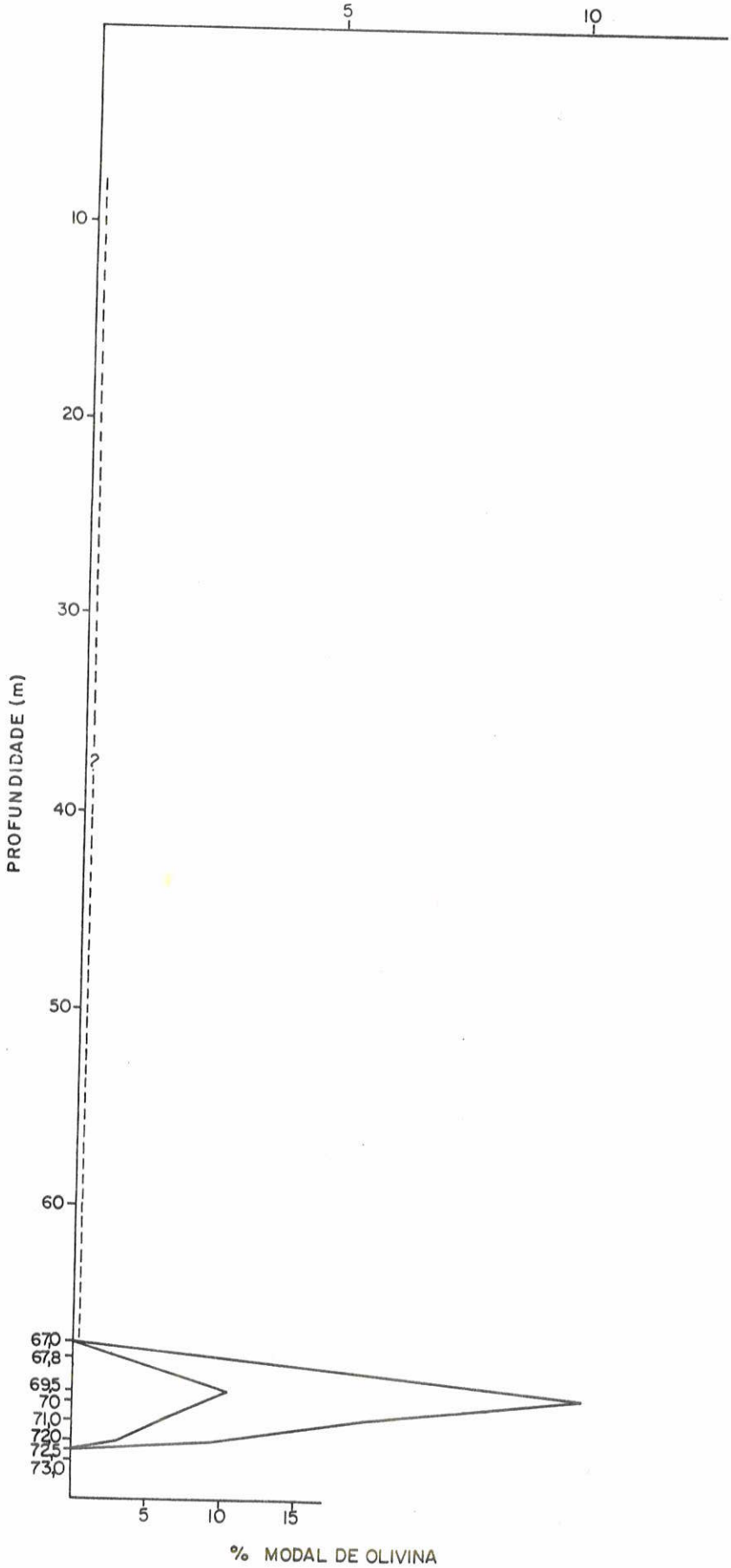



Figura 23 - Variação modal da olivina, mostrada em duas escalas de representação, nos diversos níveis de profundidade.

Delvigne (1977, 1983) e Delvigne et al. (1979) assinalaram que são freqüentes as alterações de olivina para serpentina, acompanhadas concomitantemente da transformação do clinopiroxênio em uralita; registraram também que o clinopiroxênio é invariavelmente mais estável que a olivina. Nas amostras investigadas, notadamente naquelas distantes da região de contato do corpo, são nítidas as alterações da augita para uralita, hornblenda e presenças menores de biotita.

À profundidade de 69,5 m ocorrem produtos de alteração, possivelmente boulingita (?), serpentina (?), talco (?) ou indigsita (?) (Fotos 22 e 23), com opacos associados. Por suas morfologias, constituem com certeza olivinas com formas variadas totalmente alteradas. A granulometria é de média a grossa, configurando um caráter porfirítico ao nível. Não exibem qualquer sinal de reação com os demais minerais formadores da rocha.

## 6.4. Material mesostático

Os trabalhos de observação ótica realizados em mesóstase não constituem uma tarefa simples, indo as dificuldades desde a definição de eventuais constituintes mineralógicos distinguíveis, até a descrição detalhada de suas morfologias. Assim sendo, como as descrições seriam por demais prolongadas, e certamente imperfeitas, recorre-se novamente às fotomicrografias anteriores para maior familiarização do leitor.

A mineralogia que ocorre disseminada na mesóstase foi sempre que possível investigada com o uso da microssonda. As fases estudadas foram plagioclásios, augita, pigeonita, opacos, além da própria massa mesostática. Os dados analíticos referentes a cada uma dessas fases estão disponíveis junto às suas próprias descrições, enquanto que os relativos à mesóstase feldspática constam da Tabela 6. Como a mesóstase clorítica contém grande quantidade de minerais ferromagnesianos hidratados ela deixou de ser analisada.

### 6.4.1. Mesóstase leucocrática

Por mesóstase leucocrática entende-se aquela formada por domínios, quer vítreos, microgranulares ou micrográficos, de cons-

tituição dominantemente quartzo-feldspática. Sua distribuição modal econtra-se na Figura 24.

Arbitrariamente, é possível distinguir-se três áreas de ocorrência, com a primeira correspondendo às regiões de contato. A segunda caracteriza as porções intermediárias e a terceira as partes mais internas do corpo; a passagem se dá de forma gradativa, com este último nível representando a parte mais desenvolvida em termos de granulometria e de individualização mineralógica.

O primeiro nível, na parte superior do corpo, apresenta mesóstase constituída de material vítreo, sendo impossível fazer-se qualquer distinção de fase. O aspecto é turvo, escurecido (Foto 1), possivelmente por atuação dos plagioclásios e ferromagnesianos em fase incipiente de cristalização a temperaturas "super-resfriadas" (Gibb, 1974; Morse, 1980; Hughes, 1982); no contato inferior, esse caráter é menos evidente, com a mineralogia imersa mais facilmente identificável (Foto 24). A presença da feição é reconhecida a cerca de 50 cm do contato superior e um pouco menos do inferior.

De forma brusca passa-se ao segundo nível, similar para topo e base, onde se consegue delimitar domínios feldspáticos e de quartzo na massa mesostática. A mineralogia imersa já é de fácil distinção, além de bem destacada (Fotos 2, 3, 5, 7, 8 e 9). Este nível se estende até cerca de 17 m de distância do contato superior e 40 m do inferior (Foto 20), onde se nota a mesóstase na interface, de forma plumosa, e contendo incipientes domínios micropegmatíticos e quartzo-granofíricos. O intercrescimento é do tipo simplequitítico.

De forma gradativa alcança-se o terceiro nível, onde a mesóstase é bem desenvolvida e a mineralogia perfeitamente individualizada. Vê-se com nitidez quartzo cuneiforme intercrescido micrograficamente com o felspato (Foto 19). O aspecto plumoso e turvo estão ausentes e os domínios marginais das zonas mesostáticas mostram interação mais efetiva com a mineralogia preexistente. Fato interessante é que esse nível não se desenvolve no meio da espessura do corpo, mais sim entre 17 e 30 m aproximadamente do topo.

A mesóstase foi analisada para os elementos K, Na e Ca (Tábela 6), com os dados projetados nas Figs.25 e 26, sendo que esta última integra também os dados composicionais dos plagioclásios nos vários níveis. As composições foram recalculadas para porcentagens de Or, Ab e An, para efeito de apresentação dos dados, não se assumindo contudo que esses valores analíticos representam fases

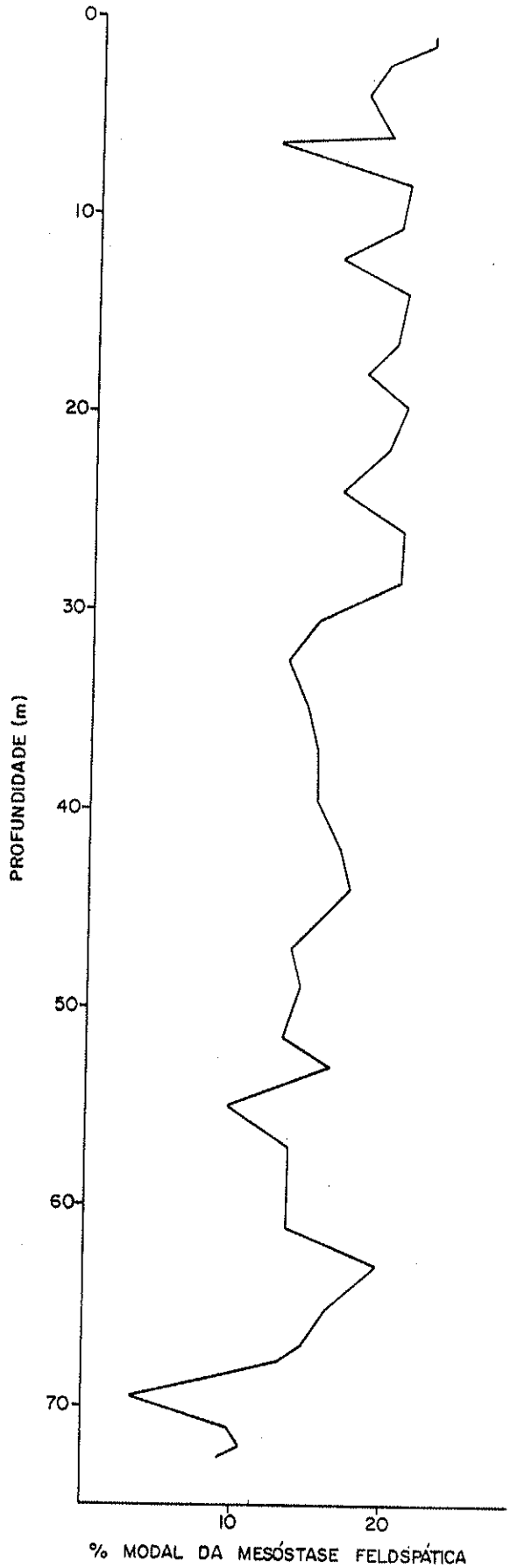



Figura 24 - Variação modal da mesóstase feldspática nos diversos níveis de profundidade.

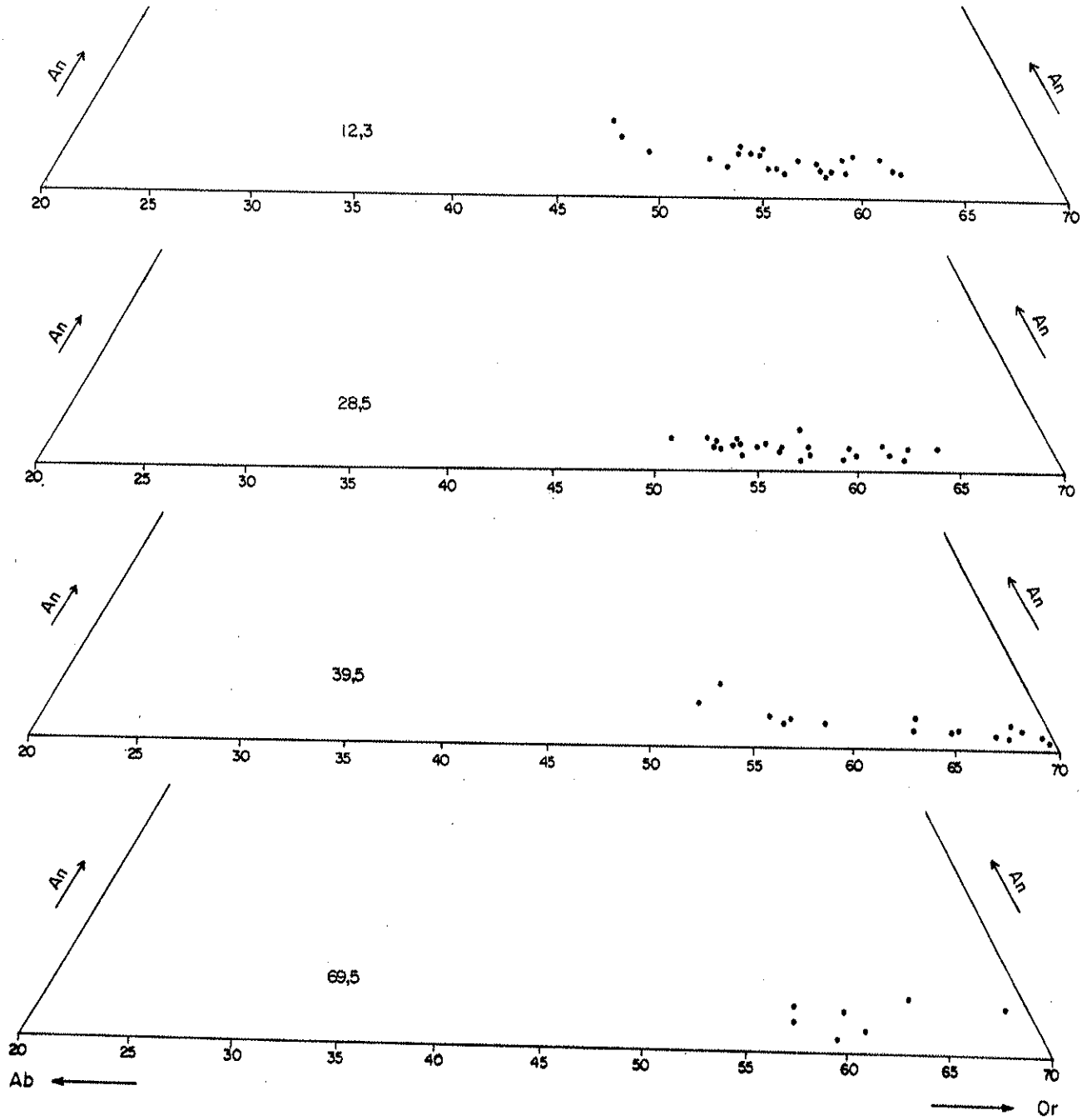



Figura 25 - Variação em termos de Or, Ab e An da mesóstase feldspática nos vários níveis.

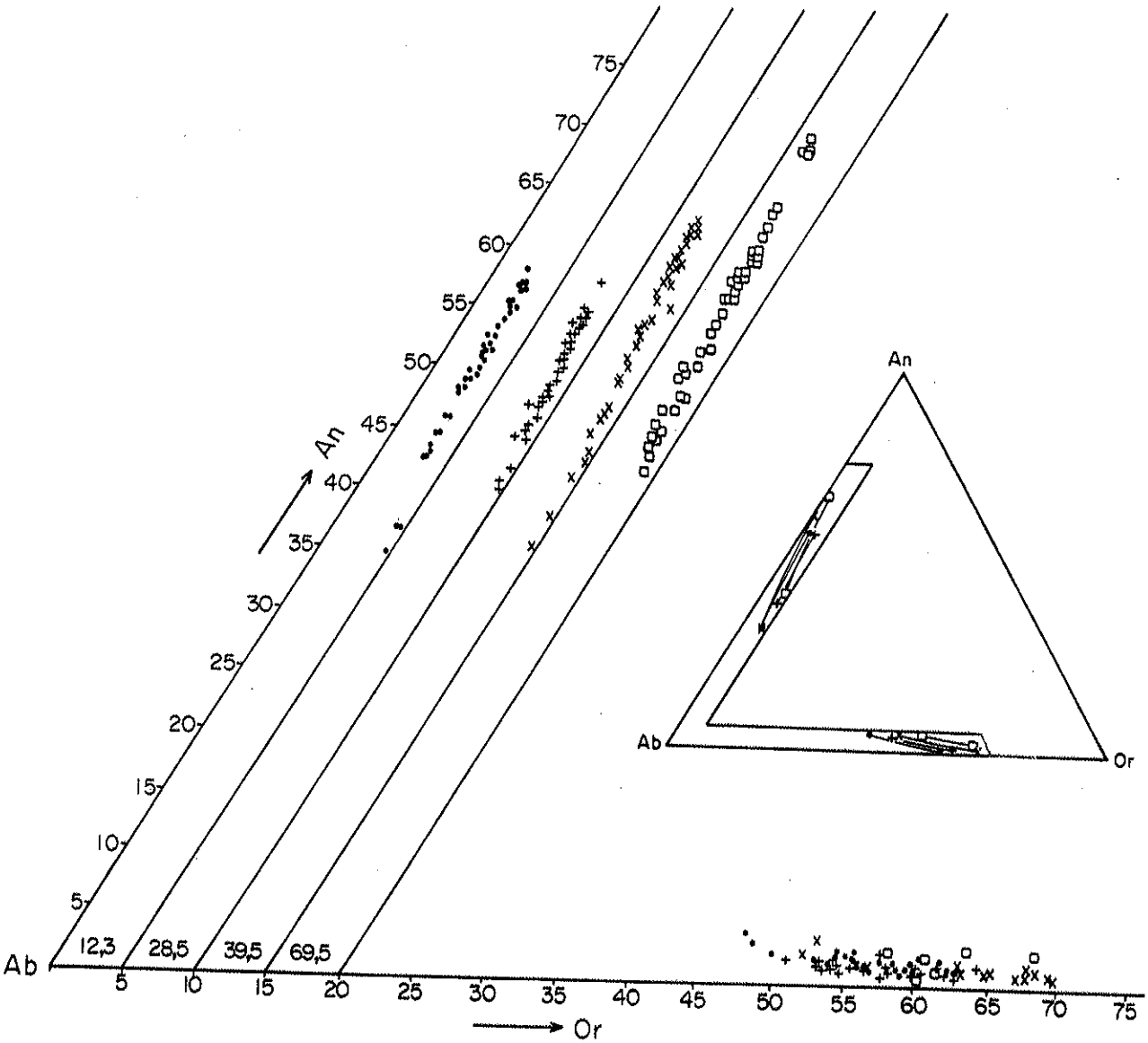



Figura 26 - Variação composicional em termos de Or, Ab e An representada conjuntamente para plagioclásios e mesóstase do mesmo nível.

homogêneas (para maiores detalhes ver Deer et al., 1963; Brown, 1967; Bambauer et al., 1967; Smith, 1974).

TABELA 6

Composição média expressa em termos moleculares de Or, Ab e An para a mesóstase feldspática

| | Or | Ab | An |
|---|---|---|---|
| 12,3 | 54,9 | 42,7 | 2,1 |
| 28,5 | 56,2 | 42,5 | 1,3 |
| 39,5 | 61,6 | 37,0 | 1,5 |
| 69,5 | 59,9 | 38,9 | 2,1 |

A mineralogia imersa na mesóstase varia quanto à natureza e participação modal, registrando-se invariavelmente a presença de plagioclásio, augita, pigeonita (à exceção das zonas de contato), opacos e apatita.

Os plagioclásios dos níveis 12,3 e 28,5 m têm composição inicial $An_{55}$, enquanto que valores superiores foram registrados para os demais níveis, além do que apenas os minerais das bordas resfriadas possuem variações composicionais restritas, inclusive as moléculas de Or. As outras fases minerais imersas na mesóstase exibem também pequena amplitude de variação quando próximas aos contatos.

A olivina do nível 69,5 m já estava possivelmente cristalizada quando da ascenção do líquido.

As interações da mesóstase com a mineralogia remanescente são mais efetivas à medida que se avança das bordas para a região situada entre 17 e 40 m, havendo variações na moda da mesóstase. Não há sinais de devitrificação nos níveis congelados.

Com base nas observações acima pode-se dizer que a mesóstase desenvolveu-se sob condições termodinâmicas de forma distinta. Os níveis próximos aos contatos foram "congelados", não havendo para tanto possibilidade de qualquer desenvolvimento da mineralogia. A região localizada entre 17 e 40 m tendeu ao equilíbrio de forma mais acentuada, enquanto que o restante situou-se intermediariamente.

### 6.2.4. Mesóstase clorítica

Domínios formados possivelmente por alterações deutéri

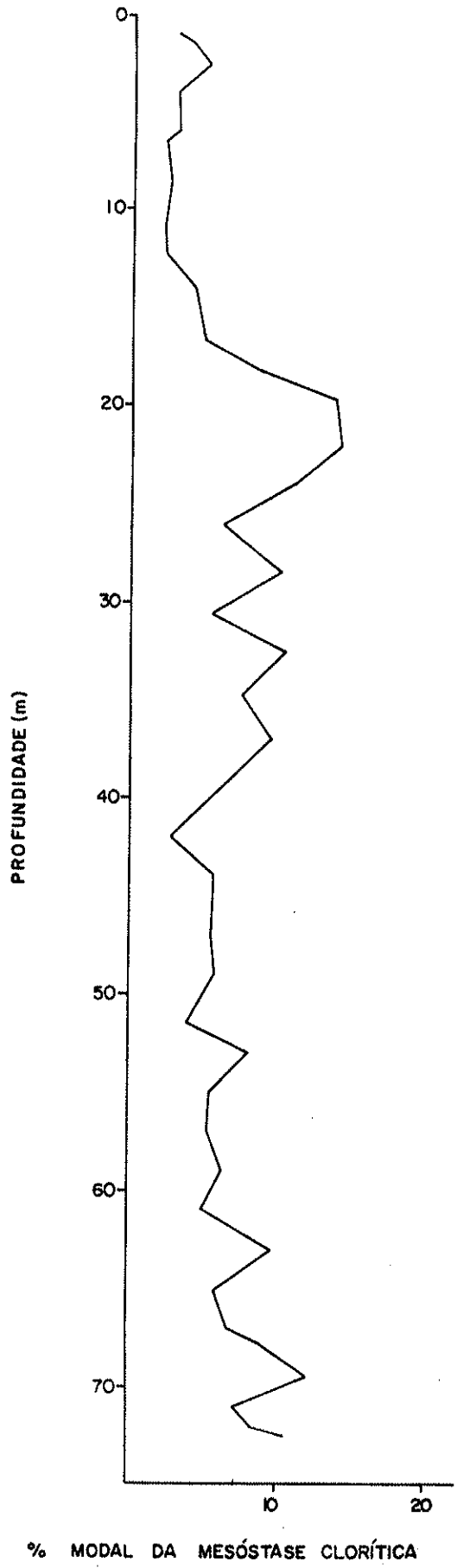



Figura 27 - Variação modal da mesóstase clorítica nos diversos níveis de profundidade.

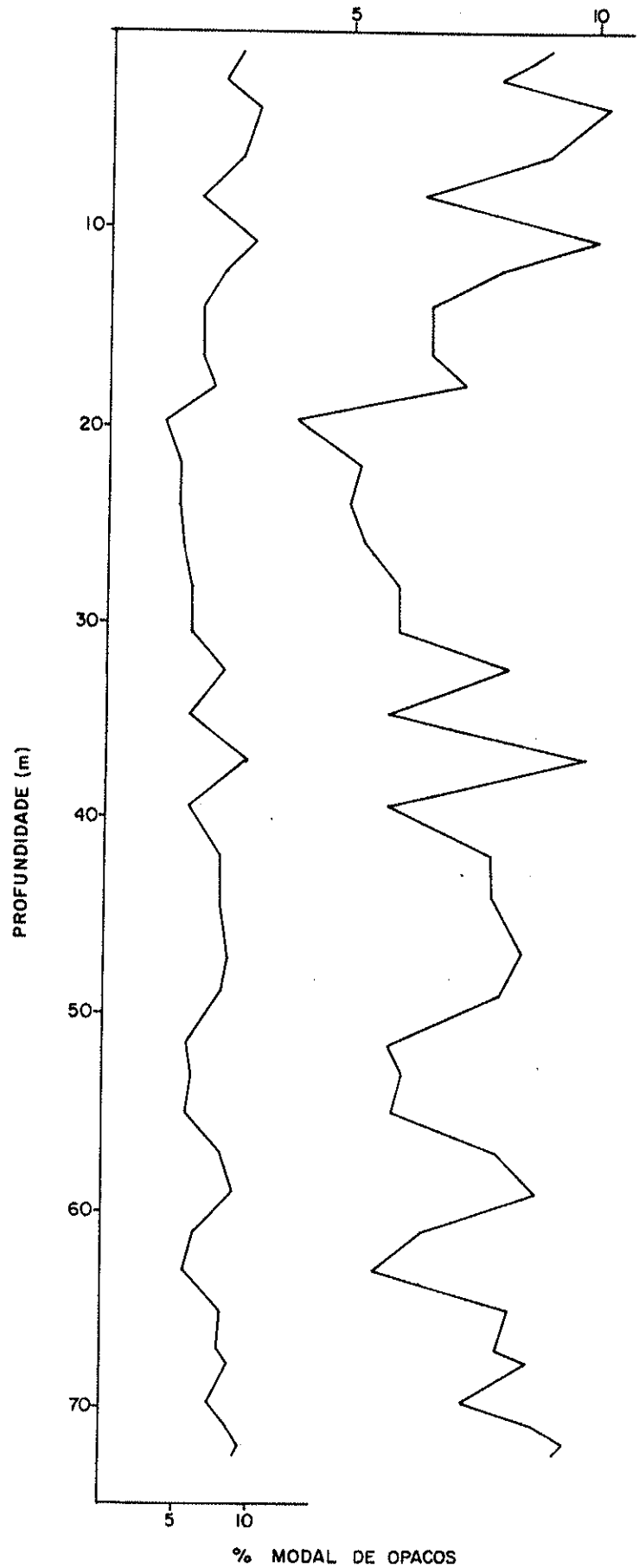



Figura 28 - Variação modal dos opacos, mostrada em duas escalas de representação, nos diversos níveis de profundidade.

cas, associadas principalmente a minerais ferromagnesianos, e consistindo de filossilicatos verdes, pseudomorfos e material argiloso. A sua variação modal acha-se representada na Figura 27.

## 6.5. Opacos

As observações microscópicas em luz refletida mostraram a existência de pelo menos duas fases mineralógicas, ilmenita e magnetita, além das freqüentes e diminutas formas exsolvidas. Dados obtidos com a microssonda constam da Tabela 7, enquanto que os de natureza modal integram a Figura 28.

TABELA 7

Composição química média (% em peso) dos minerais opacos

| | Ilmenitas | | | | Magnetitas | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | FeO* | Total | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | FeO* | Total |
| 0,0 m | | | | | 42,22 | 0,72 | 46,60 | 89,54 |
| 12,3 | 17,06 | 1,74 | 76,44 | 95,24 | 50,13 | 0,29 | 47,24 | 97,66 |
| 28,5 | 24,64 | 1,69 | 66,57 | 92,90 | 50,46 | 0,21 | 45,52 | 96,19 |
| 39,5 | 25,96 | 1,67 | 62,03 | 89,66 | 50,87 | 0,12 | 45,78 | 96,77 |
| 69,5 | 16,67 | 1,73 | 79,06 | 95,46 | 51,05 | 0,16 | 46,56 | 97,77 |
| 73,0 | | | | | 48,89 | 0,48 | 47,39 | 96,76 |

* Fe calculado como FeO.

As formas texturais desses minerais são muito variadas, sendo os contornos apenas passíveis de serem retratados por fotomicrografias em secção delgada, uma vez que não apresentam bons contrastes em secção polida. Assim, são fornecidos desenhos esquemáticos para as variações texturais observadas (Fig. 29).

À profundidade de 0,0 m, a ilmenita aparece na forma de "escama", algo como uma espinha dorsal (Fig. 29a). Ocorre também como grãos simplequitíticos dispersos, com as possíveis zonas de clivagem corroídas em formas irregulares (Fig. 29b), magnetita(?); a granulometria é fina.

No nível 1,5 m aparece ilmenita com textura similar à do nível anterior, compondo um "somatório de octaedros"; ocorre também como pequenos grãos disseminados ao longo de toda a secção.

Quando na forma de espinha, os contornos com silicatos são irregulares, freqüentemente apresentando tendência ao paralelismo. A granulometria da magnetita é bem mais desenvolvida quando comparada ao nível 0,0 m, com os cristais assumindo contornos triangulares (Fotos 3, 4 e 23). Cristais esqueléticos de magnetita aparecem truncados por uma mineralogia possivelmente silicática.

À profundidade de 8,5 m, o aspecto é sensivelmente diferente da secção do nível 1,5 m. A disseminação dos opacos é menor. Magnetita mostra-se mais concentrada, embora distribuída por toda a secção; ocasionalmente acha-se incluída no plagioclásio. Morfologicamente exibe tendência ao idiomorfismo, contendo por vezes material silicatado incluso. Por outro lado, ilmenita ocorre tanto em grãos alongados como exsolvida na magnetita.

Do ponto de vista textural, a 14,0 m, estão presentes formas mirmequíticas de magnetita e ilmenita, talvez os "coágulos" referidos por Vincent & Phillips (1954). Mostram contornos irregulares nos contatos entre as fases (Fig. 29c), sendo que a ilmenita situa-se internamente à magnetita. Outras formas irregulares acham-se restritas às bordas dos grãos idiomórficos de magnetita (Fig. 29d). A textura em triângulo (exsolução) de magnetita com ilmenita nas clivagens é facilmente observável (Fig. 29e), ainda que por vezes substituída por silicatos. Observou-se também na secção um cristal esquelético destacável pelo seu caráter compacto, primário, com contornos bastante irregulares com o plagioclásio, com quem está em contato (Fig. 29f). A ilmenita ocorre ainda como grãos isolados dispersos, apresentando alterações; chama a atenção pela forma comumente alongada e pelo pleocroísmo, além da cor amarronzada em luz natural refletida.

Próximo ao nível de 12,0 m, vê-se magnetita com formas simplequitíticas, por vezes retilíneas a irregulares em uma única direção (Foto 10); associa-se a outro grão opaco completamente límpido, com contornos também irregulares.

A 18,0 m, a magnetita contém lamelas de ilmenita bem mais desenvolvidas e mostrando acentuada concentração de silicatos. O mineral ostenta formas parcialmente idiomórficas e domínios preenchidos por silicatos + pirita (Fig. 29g); eventualmente acha-se fraturado e preenchido por silicatos (Fig. 29h). Por vezes a magnetita é nitidamente idiomórfica com inclusões de pirita e silicatos

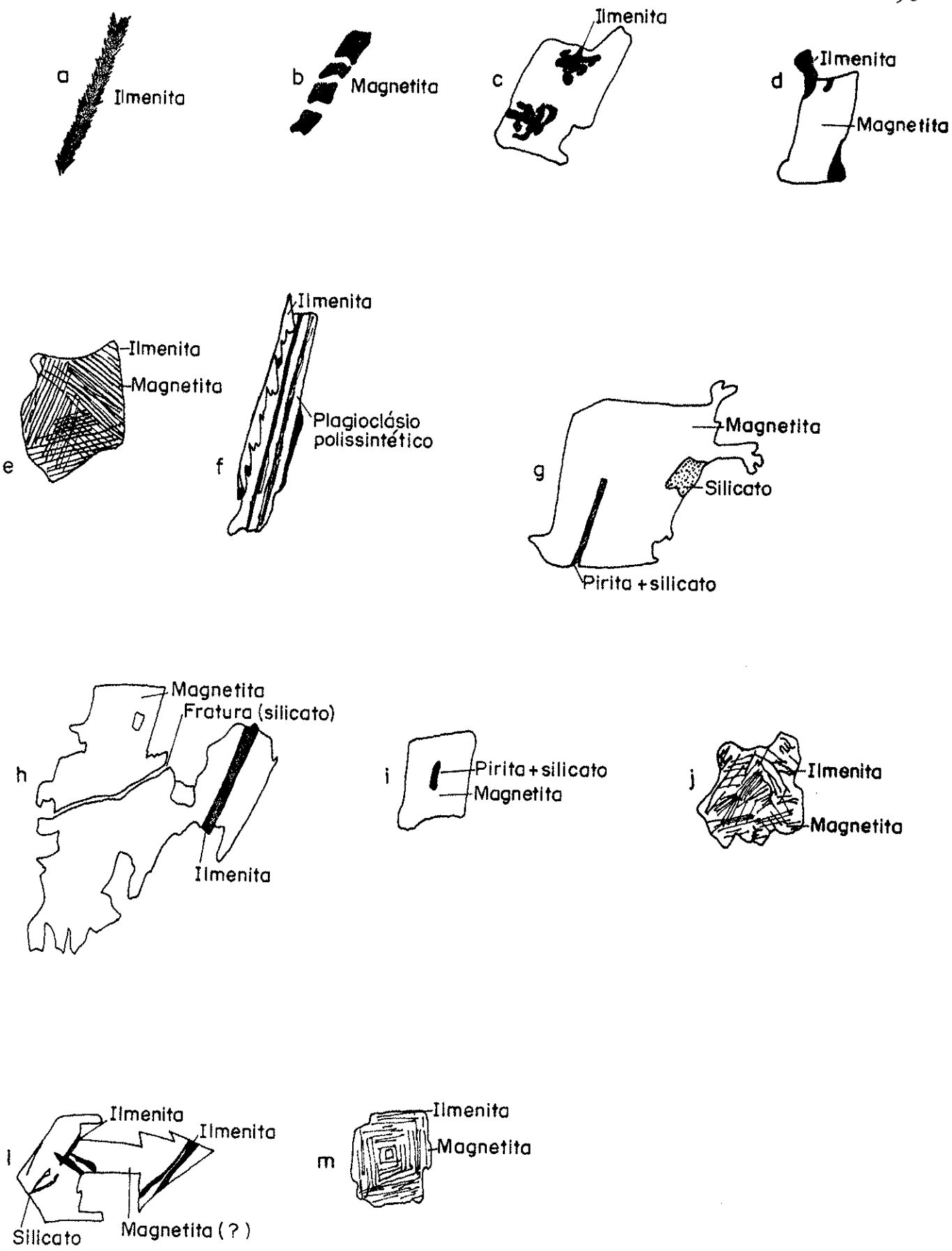



Figura 29 - Formas diversas de ocorrência dos minerais opacos.

(Fig. 29i).

Formas simplequitíticas podem ser reconhecidas no nível 19,8 m (Foto 14), onde há o preenchimento dos espaços ostentando paralelismo e linearidade. Notam-se domínios de material silicático idiomórfico no interior da magnetita, com as partes centrais mais esverdeadas.

No nível de 24,0 m, a ilmenita mostra ainda grãos idiomórficos de contornos primários; a magnetita apresenta texturas em triângulo nítidas (Fig. 29 j), enquanto que a pirita ocorre em contato direto, externamente.

Nos níveis subseqüentes há uma certa monotonia das formas dos opacos, tendendo a idiomórficas, com eventuais domínios corroídos. As texturas de exsolução são freqüentes, variando de triangulares, mirmequíticas a simplequitíticas, com maior ou menor desenvolvimento.

A 71,0 m, repetem-se as formas reconhecidas nas proximidades do contato superior; magnetita mostra textura de exsolução de ilmenita em triângulos e quadrados, com as formas triangulares também reproduzidas nos contornos externos, retilíneos, com aspecto primário (Fig. 29 j-l-m).

## 6.6. Outros minerais

O sulfeto presente é a pirita, tendo sido efetuadas para esta fase apenas observações óticas, devido ao fato de ela não se revestir de maior expressão modal.

A pirita encontra-se disseminada na mesóstase, localizada por vezes em amígdalas, ou ainda, preenchendo diminutas fraturas.

No nível 0,0 m, ocorre disseminada, ocupando microfraturas, e por vezes formando "bolsões", quando então se mostra orientada. No nível 1,5 m, aparece em pequena quantidade, exibindo por vezes forma compacta e tendendo a idiomórfica, com crescimento nítido. Preenche fissuras na mineralogia preexistente. Nos níveis subseqüentes se apresenta invariavelmente segundo as formas descritas.

Por suas características texturais, a pirita corresponde à mineralogia ligada à fase tardia de cristalização.

O quartzo ocorre invariavelmente em todo corpo, exibindo características comuns aos de baixa temperatura. Exibe comumente formas irregulares. No primeiro nível é indistinto, notadamente nas bordas congeladas, exceto, quando de forma variável, situa-se nas amígdalas. Tende por vezes a individualizar-se na mesóstase (Foto 11); está presente também nas formas micropegmatíticas características do segundo nível da divisão efetuada para a mesóstase (Foto 20), e com desenvolvimento mais distinto ainda (Foto 19) no terceiro, quando se apresenta cuneiforme. Representa, portanto, mineralogia tardi-magmática, com a distribuição modal representada na Figura 30.

O quartzo é também constituinte mineralógico comum nas amígdalas (Foto 7), ocorrendo associado a carbonatos e menos comumente a outras fases como filossilicatos verdes, argilominerais(?),etc.

Os carbonatos encontram-se representados pela calcita, que ocorre dispersa na mesóstase, ocupando os interstícios dos demais minerais e penetrando microfraturas. É mineral importante no preenchimento de algumas zonas das fraturas das disjunções poliedrais, juntamente com um material filossilicático verde pseudomórfico. Nestes casos contêm diminutos cristais de pirita nela disseminados, com as relações texturais apontando para uma cristalização posterior à da pirita.

Ocorre ainda preenchendo as amígdalas, seja como fase única ou combinada (Foto 7), estando a sua formação ligada à fase de alteração deutérica.

A apatita está presente em todo o corpo. A granulometria é variada, passando desde prismas milimétricos até muito finos. A sua cristalização parece cobrir amplo espectro temporal uma vez que se apresenta desde inclusa no interior de plagioclásios (Foto 15), alotriomórficos em poucas oportunidades, até mais freqüentemente disseminada na matriz mesostática (Foto 18). A distribuição modal, computada juntamente com a dos carbonatos, é fornecida na Figura 31.

Biotita e hornblenda estão comumente associadas às bordas dos cristais de augita, possuindo, respectivamente, cor verde, com intensidade variável, e marrom (Foto 14). O primeiro é também reconhecido no interior da mesóstase. Não raramente a hornblenda acha se circundada por um mineral verde pálido em luz natural, pouco

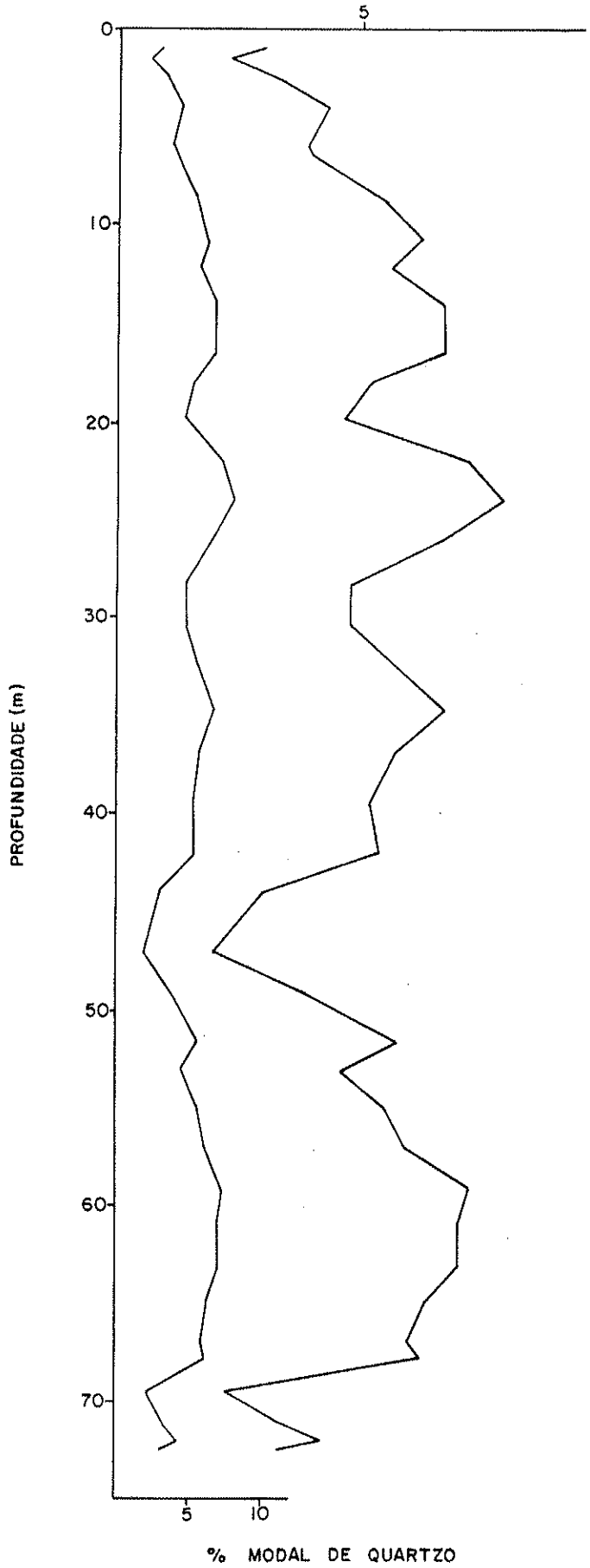



Figura 30 - Variação modal do quartzo, mostrada em duas escalas de representação, nos diversos níveis de profundidade.

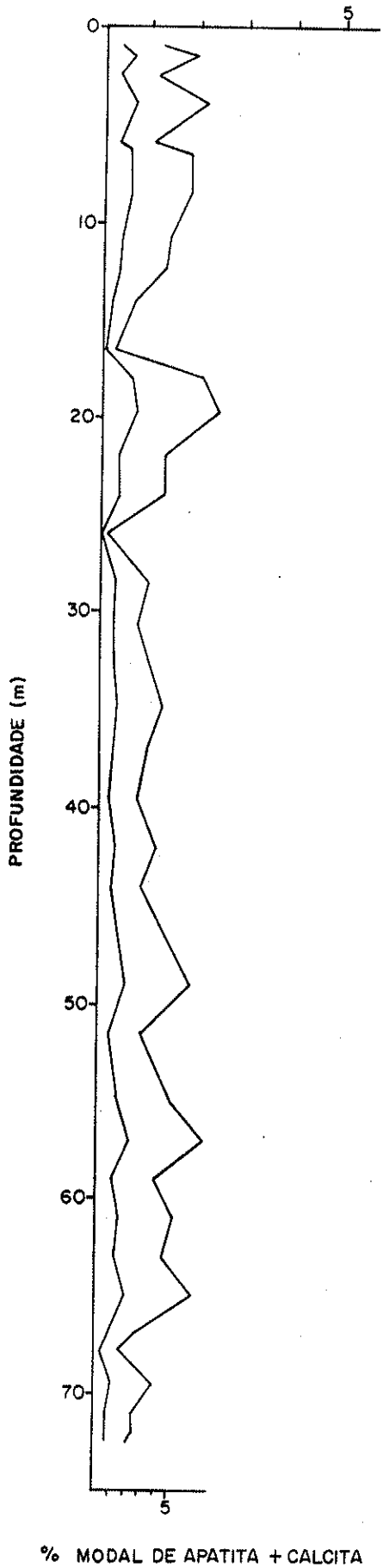



Figura 31 - Variação modal de apatita + calcita, mostrada em duas escalas de representação, nos diversos níveis de profundidade.

abundante e de fraco pleocroísmo (Foto 14), parecendo tratar-se de tremolita.

Titanita é de ocorrência rara, estando ligada a material filossilicático em uma amígdala (Fotos 8 e 9).

# CAPÍTULO 7

# NOMENCLATURA

A nomenclatura das rochas ígneas encontra-se hoje centralizada na proposta do Comitê de Nomenclatura Petrográfica da União Internacional das Ciências Geológicas (IUGS), em que se buscou enquadrar, sob uma única classificação, os numerosos tipos petrográficos existentes.

Essa tentativa de unificação vem encontrando boa aceitação no meio geológico, razão pela qual se justifica a sua adoção geral, ainda que deixe a desejar em algumas situações, como no caso particular dos basaltos onde não se permite a distinção "álcali-basaltos" e "toleítos". Como as rochas investigadas se enquadram nesse argumento, procurou-se, adicionalmente, recorrer à classificação de Yoder e Tilley (1962), que se vale da projeção da composição mineralógica normativa para o sistema tetraédrico simplificado Di-Ab-Q-Fo-Ne (diopsídio-albita-quartzo-fosterita-nefelina).

Do ponto de vista químico, utilizou-se a nomenclatura proposta por De La Roche et al.(1980), modificada para o campo dos basaltos por Bellieni et al.(1981).

Contou-se ainda com gráficos reunindo álcalis e sílica e o diagrama AFM para fins de caracterização química das rochas, assim como da evolução do magma ao longo de sua história de cristalização.

Assim, para a classificação das rochas, foram empregados em primeiro lugar critérios mineralógicos e, posteriormente, os de natureza química.

## 7.1. Classificação petrográfica

O índice máfico, correspondendo ao somatório das pocentagens modias de ferromagnesianos (M), varia nas amostras estudadas de um valor mínimo de 22 a um máximo de 48; portanto, adotados os limites constantes da literatura, elas seriam leucocráticas a mesocráticas. Com maior freqüência ocorrem rochas com índice próximo a 30.

No tetraedro Q-A-P-F de Streckeisen (1973) (Fig. 32), elas se situam nas vizinhanças do campo 10, uma vez que é precária a projeção dos dados referentes ao material mesostático leucocrático. Neste estão representados os gabros,

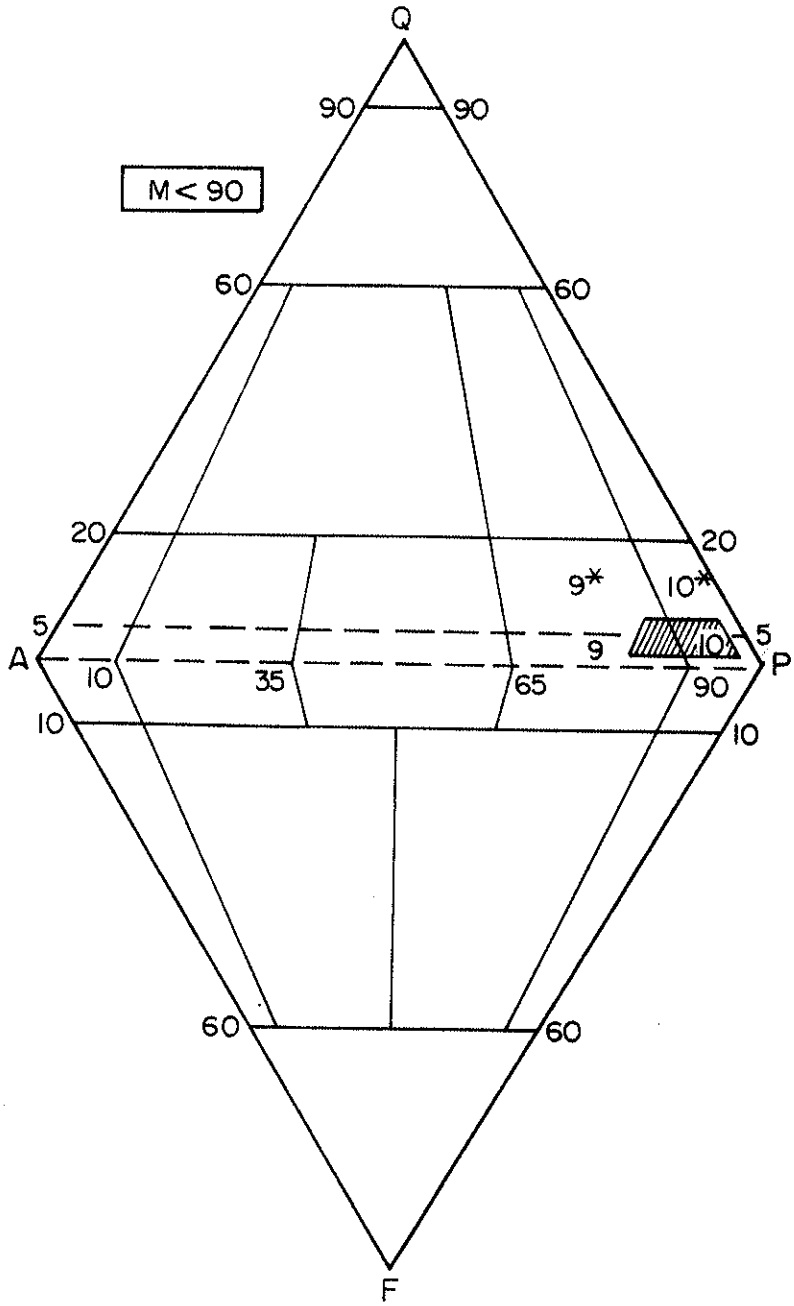



Figura 32 - Diagrama de classificação das rochas ígneas baseado em seus termos modais com M<90. Q, quartzo; A, feldspatos alcalinos; P, plagioclásios; F, feldspatóides (simplificado de Streckeisen, 1973).

dioritos e anortositos para as rochas de granulação média e grossa, e basaltos e andesitos para as de granulação fina ou vítrea.

O principal critério proposto pela IUGS para a distinção entre as rochas do campo 10 é o teor de An dos plagioclásios, sendo ditas dioritos as portadoras de An menor que 50 e gabros as que possuem valor superior a esse número.

Embora o caráter zonado dos plagioclásios leve por vezes estes minerais a ultrapassarem o limite de 50, a maior concentração composicional se dá nos teores próximos a esse valor.

Como referido, há necessidade de adotar-se uma classificação adicional posto que o campo 10 acomoda rochas evolutivamente distintas, tanto de filiação alcalina como toleítica, sendo empregada a proposta por Yoder e Tilley (1962) para essa distinção.

As rochas analisadas possuem dois clinopiroxênios, uma fase rica em Ca (augita) e outra pobre (pigeonita), com esta última ausente das zonas de contato; entretanto, a distribuição normativa dos minerais mostra a presença de hiperstênio e quartzo nessas amostras.

A olivina, instável, representa em torno de 10% modal da amostra 69,5. Yoder e Tilley (1962) argumentaram que na maioria dos casos a distribuição modal das rochas basálticas é semelhante à normativa, particularizando a olivina como um dos casos que pode levar a identificações errôneas. No caso em questão, a amostra 69,5 não apresenta olivina normativa mas sim quartzo e hiperstênio, além de pigeonita na moda, sendo, portanto, um toleíto supersaturado.

## 7.2. Classificação química

Diversas são as propostas classificatórias para as rochas basálticas baseadas no quimismo, em que são utilizados mais freqüentemente como fatores discriminantes os elementos Al, Si, K, Na e Mg.

### 7.2.1. Diagrama $R_1$-$R_2$

Modelagem mais recente, com traçados de limites composicionais mais realistas e calcados em grande número de análises,

além de fatores discriminantes bem combinados como conteúdo de nefelina normativa, índice de diferenciação, índice de solidificação, razão An/An + Ab normativa, somatório normativo dos minerais fêmicos e de Mg (mol MgO/MgO+FeO), foi proposta por De La Roche et al. (1980) e modificada para o campo dos basaltos por Bellieni et al. (1981). Esta classificação é recomendável pela amplitude dos fatores discriminantes, além do fato de valer-se de grande número de elementos maiores. Na Figura 33 acham-se representadas as amostras investigadas (exceção feita à amostra 53,0 que se apresenta um pouco alterada), com os dados analíticos constando da Tabela 8.

As amostras analisadas situam-se no campo dos andesi-basaltos ou junto à linha que os separa dos lati-basaltos, excetuada a amostra 73,0, esta caracteristicamente um lati-basalto.

Os basaltos "sensu stricto" possuem índice de diferenciação (Q+Or+Ab normativos, CIPW) menor que 35, índice de solidificação [100.MgO/(MgO+FeO) + $Na_2O$+$K_2O$] maior que 30, índice fêmico acima de 35 e teor de An do plagioclásio superior a 50. Das amostras em estudo apenas as referentes aos níveis 0,0, 69,5 e 73,0 m satisfazem a condição para o índice de diferenciação, com duas delas (0,0 e 73,0 m, possíveis representantes do magma parental) correspondendo às bordas do corpo.

Para o índice de solidificação, os números encontrados posicionam-se entre 13 e 23, exceção feita à amostra 69,5 que exibe valor de 31, fato provavelmente devido à alteração da olivina. Mesmo as amostras da borda congelada apresentam valores modestos para o índice, situados entre 21 e 23 para os níveis 0,0 e 73,0 m, respectivamente.

No tocante à natureza normativa dos plagioclásios, os teores obtidos situam-se abaixo de 50, com os das bordas resfriadas (0,0 e 73,0) se aproximando mais desse limite (respectivamente, 49,5 e 47,5%). Valores inferiores traduzem níveis mais diferenciados, sendo mínimos nas profundidades de 12,3 e 28,5 m, ou seja, 40 e 39%, respectivamente.

Os valores do índice fêmico acham-se satisfeitos para todas as amostras, com o seu ponto máximo no nível 69,5 m, que é influenciado pela presença da olivina alterada.

Do exposto resulta que nem todos os parâmetros satisfazem às exigências para interpretar as amostras como basaltos "sen

# T A B E L A 8

Composição química (elementos maiores, menores e traços) e norma CIPW das amostras de vários níveis

| | 0,0 | 6,0 | 12,3 | 28,5 | 39,5 | 53,0 | 69,5 | 73,0 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 46,93 | 48,05 | 49,82 | 51,11 | 48,73 | 44,98 | 47,02 | 46,31 |
| $TiO_2$ | 3,25 | 3,48 | 3,31 | 3,13 | 3,59 | 3,63 | 3,02 | 3,36 |
| $Al_2O_3$ | 12,24 | 13,05 | 12,78 | 12,77 | 13,34 | 12,32 | 11,48 | 12,45 |
| $Fe_2O_3$ | 6,92 | 5,77 | 5,29 | 5,19 | 5,94 | 10,36 | 4,58 | 5,45 |
| FeO | 7,82 | 7,91 | 8,78 | 8,76 | 8,42 | 5,99 | 9,70 | 9,73 |
| MnO | 0,22 | 0,20 | 0,23 | 0,22 | 0,21 | 0,17 | 0,21 | 0,28 |
| MgO | 5,04 | 4,61 | 3,85 | 2,88 | 3,42 | 5,31 | 8,17 | 5,87 |
| CaO | 8,92 | 7,91 | 7,93 | 7,32 | 8,05 | 6,07 | 7,70 | 9,00 |
| $Na_2O$ | 2,34 | 2,59 | 2,95 | 2,96 | 3,00 | 2,62 | 2,26 | 2,52 |
| $K_2O$ | 1,20 | 1,44 | 1,50 | 1,77 | 1,49 | 1,09 | 1,12 | 1,14 |
| $P_2O_5$ | 0,37 | 0,54 | 0,59 | 0,70 | 0,52 | 0,54 | 0,50 | 0,34 |
| P.F. | 3,89 | 3.56 | 1,99 | 2,23 | 2,35 | 6,14 | 3,47 | 2,68 |
| Total | 99,14 | 99,11 | 99,02 | 99,04 | 99,06 | 99,32 | 98,93 | 99,13 |
| Cr | 57 | 42 | 20 | 10 | 16 | 50 | 486 | 62 |
| Ni | 53 | 35 | 21 | 10 | 24 | 33 | 294 | 56 |
| Ba | 489 | 582 | 602 | 630 | 622 | 483 | 498 | 651 |
| Ce | 71 | 88 | 81 | 100 | 70 | 75 | 71 | 83 |
| La | 30 | 41 | 35 | 43 | 32 | 41 | 28 | 32 |
| Sr | 490 | 532 | 472 | 426 | 440 | 494 | 408 | 443 |
| Zr | 194 | 231 | 243 | 281 | 225 | 250 | 195 | 201 |
| Rb | 28 | 31 | 35 | 40 | 38 | 30 | 27 | 30 |
| Y | 33 | 33 | 36 | 44 | 36 | 33 | 28 | 31 |

Os valores em metros correspondem a profundidade no corpo intrusivo, sendo que os dados referentes aos elementos maiores estão representados em % em peso e os demais em ppm

| | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Qz | 6,32 | 6,63 | 6,74 | 9,23 | 6,30 | 7,89 | 1,88 | 1,41 |
| Or | 7,09 | 8,51 | 8,86 | 10,46 | 8,80 | 6,44 | 6,62 | 6,74 |
| Ab | 19,80 | 21,92 | 24,96 | 25,05 | 25,38 | 22,17 | 19,12 | 21,32 |
| An | 19,35 | 19,73 | 17,20 | 16,33 | 18,53 | 18,64 | 17,05 | 19,29 |
| Di | 14,30 | 9,64 | 9,28 | 6,86 | 9,67 | 6,19 | 10,29 | 12,55 |
| He | 3,67 | 3,21 | 5,67 | 5,88 | 4,97 | - | 4,16 | 6,25 |
| En | 5,92 | 7,01 | 5,29 | 3,99 | 4,03 | 10,36 | 15,58 | 8,80 |
| Fs | 1,74 | 2,68 | 3,70 | 3,92 | 2,38 | - | 7,23 | 5,02 |
| Il | 6,17 | 6,61 | 6,29 | 5,94 | 6,82 | 6,89 | 5,73 | 6,38 |
| Mt | 10,03 | 8,36 | 7,66 | 7,52 | 8,61 | 9,35 | 6,64 | 7,90 |
| Ap | 0,86 | 1,25 | 1,37 | 1,63 | 1,21 | 1,25 | 1,16 | 0,79 |
| Ht | - | - | - | - | - | 3,91 | - | - |

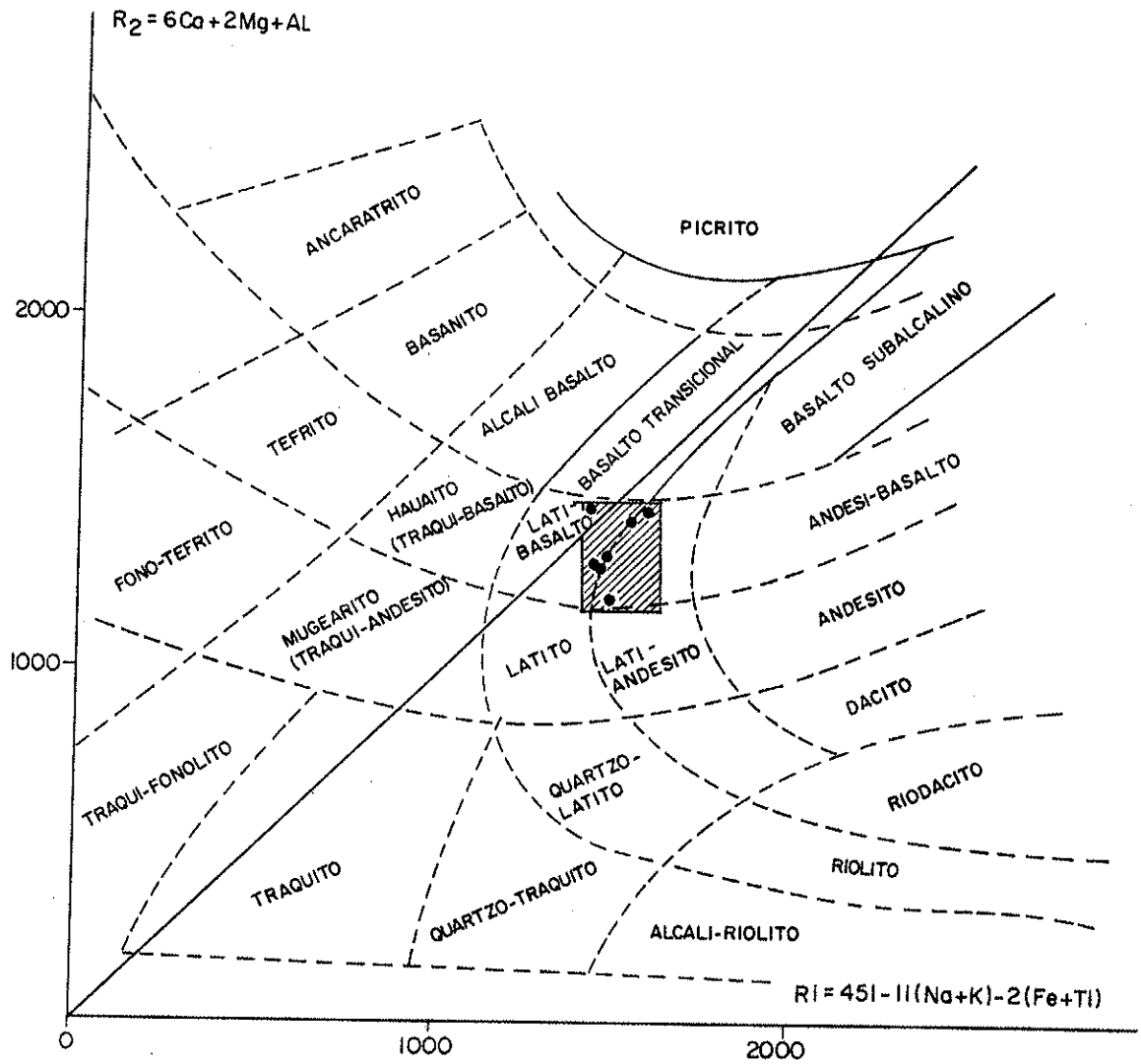



Figura 33 - Projeção das amostras no diagrama de De La Roche *et al.* (1980), modificado no tocante ao campo dos basaltos por Bellieni *et al.* (1981).

su stricto" levando à suposição que o magma basáltico já se encontrava possivelmente diferenciado quando da época de sua colocação para a formação do corpo intrusivo.

7.2.2. Diagrama álcalis vs. sílica

Nesse gráfico (Fig. 34) as amostras situam-se internamente aos limites DP e DP' de Bellieni et al. (1981), embora os valores de quartzo normativo não sejam iguais a zero, conforme sugerido por esses autores.

Observe-se que as variações dos álcalis com relação à sílica são coerentes, ou seja, aumentam sistematicamente entre si. A amostra 53,0 não foi lançada pois exibe evidências de alteração.

7.2.3. Diagrama AFM

As análises foram plotadas no diagrama AFM como visto na Figura 35. Observe-se que se situam nas proximidades da linha de tendência da suite toleítica do Havaí, indicando nítido enriquecimento em Fe. A amostra situada mais próxima do vértice M é a 69,5, influenciada pela presença da olivina.

7.2.4. Diagrama Cpx-Opx (normativos)

Na Figura 36, foram projetados os minerais normativos para efeito de classificação e confirmação das classificações até então adotadas para as amostras dos diversos níveis.

Observe-se que os pontos caem dentro dos limites do triângulo Qz-Cpx-Opx no diagrama planificado de Yoder e Tilley (1962).

Assim, as amostras em questão constituem termos supersaturados em sílica, incluindo também a amostra 73,0 que no diagrama de De La Roche et al. (1980) (Fig. 33), modificado o campo dos basaltos por Bellieni et al. (1981), situa-se acima do limite crítico para as rochas saturadas ou insaturadas em $SiO_2$.

Note-se ainda que os dados analíticos exibem tendência de migração para o vértice do quartzo, aspecto característico de rochas com filiação toleítica.

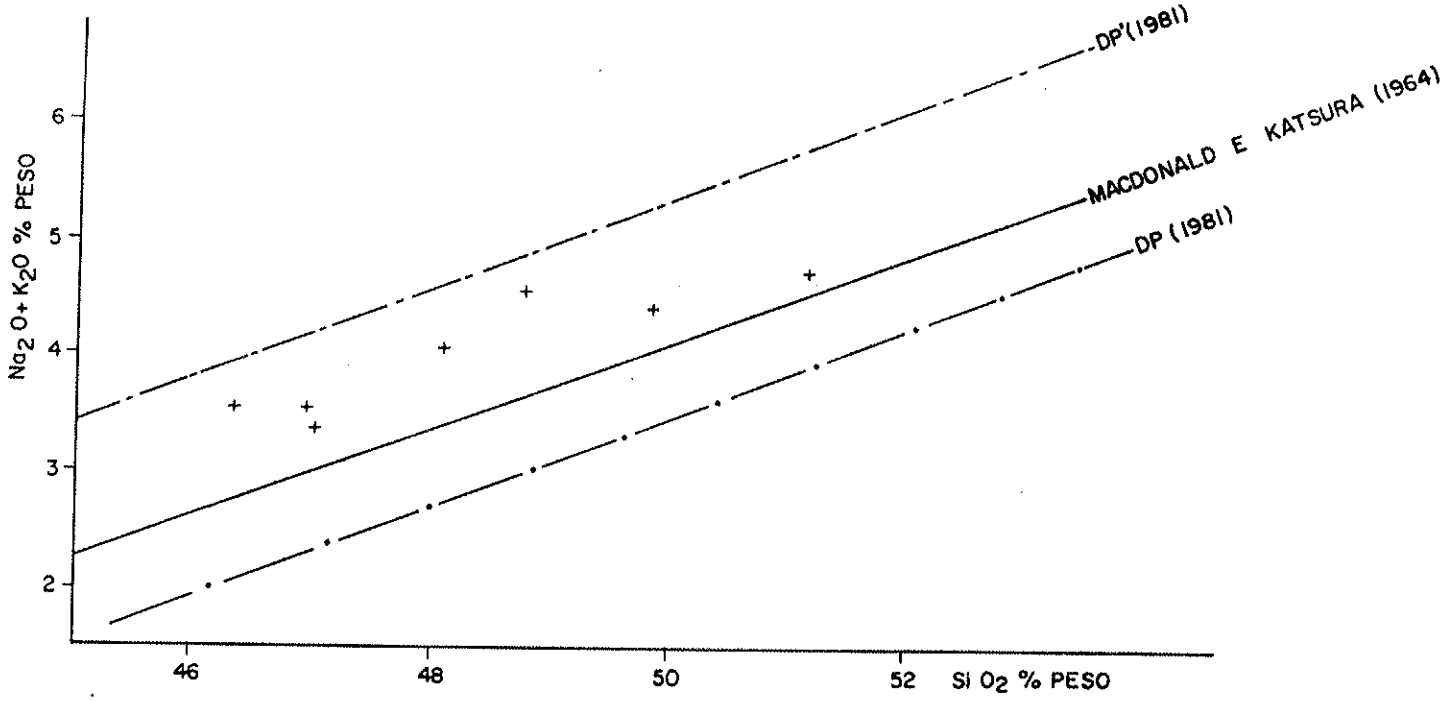



Figura 34 - Diagrama de variação composicional reunindo álcalis e $SiO_2$. Os limites DP' e DP (1981) definem o campo dos basaltos transicionais de Bellieni et al. (1981), e o de MacDonald e Katsura (1964) que define o limite para os basaltos alcalinos e toleíticos do Hawai.

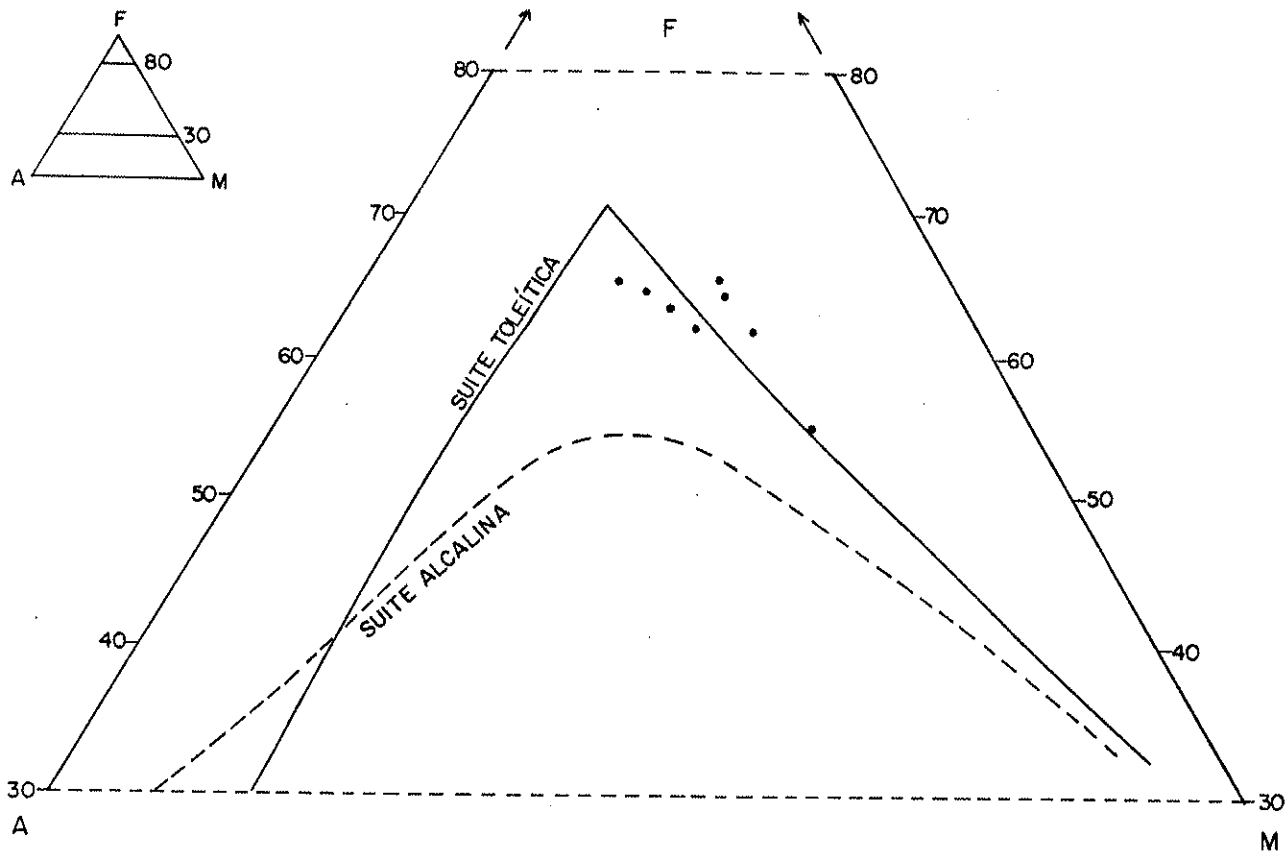



Figura 35 - Diagrama AFM (A, $Na_2O + K_2O$; F, $FeO_{(t)}$; M, MgO) reunindo dados referentes às amostras do corpo intrusivo e as linhas fracionais das suites havaianas de MacDonald e Katsura (1964) (extraído de Bellieni et al., 1983).

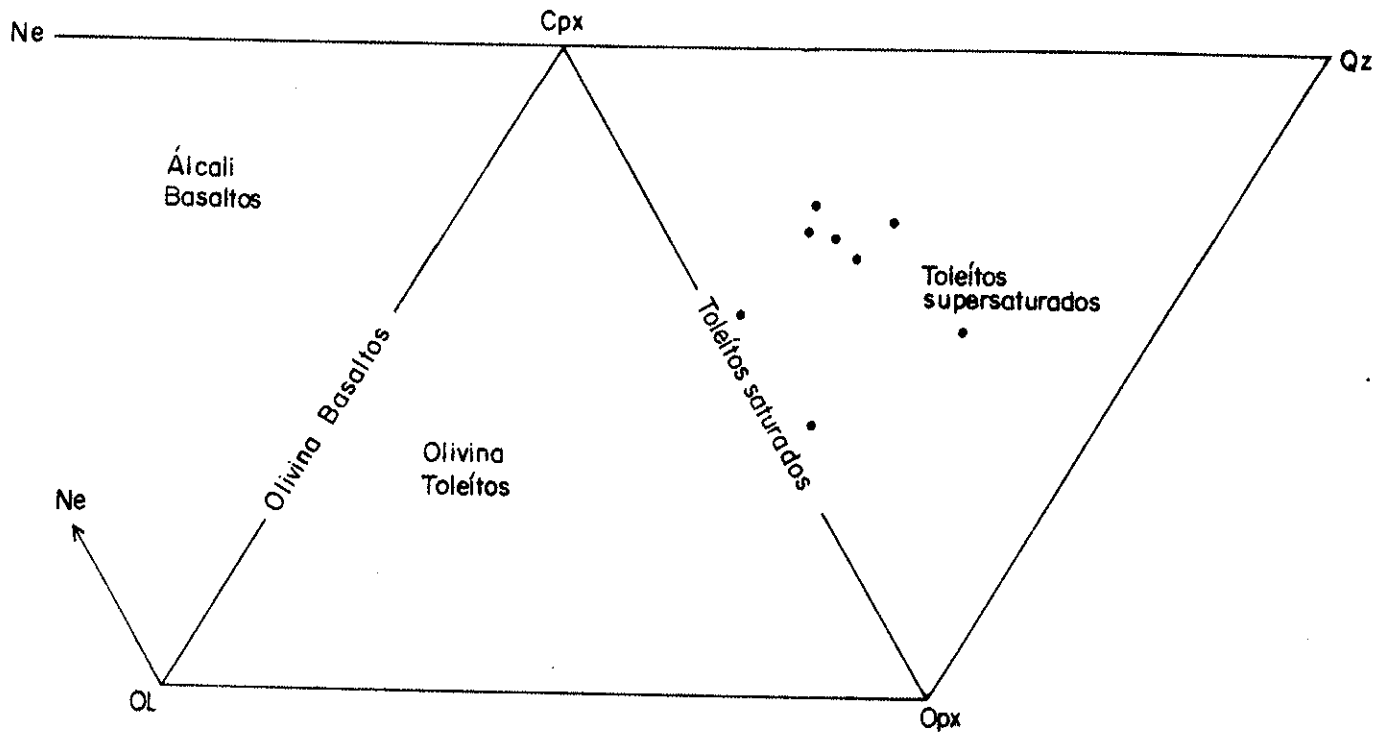



Figura 36 - Diagrama de composição mineralógica normativa resumida para fins de classificação, projetada no sistema basáltico simples de Yoder e Tilley (1962). Os pontos lançados representam as amostras do corpo de Tanquinho.

# CAPÍTULO 8

## CARACTERIZAÇÃO QUÍMICA DO MAGMA

Diversos mecanismos geoquímicos têm sido propostos ao longo das últimas décadas quando os estudos experimentais passaram a contar com amplas possibilidades operacionais na fusão de silicatos nos sistemas simples e natural, com ou sem a adição de voláteis como $H_2O$, $CO_2$, $O_2$, etc. Essas investigações, adicionadas às realizadas em xenólitos provenientes do manto, como também às confrontações do quimismo entre as rochas terrestres e os condritos, especialmente quanto aos elementos terras raras, vêm contribuindo de forma decisiva na elucidação dos problemas relacionados à gênese e evolução dos magmas basálticos.

A utilização de fatores discriminantes como os óxidos $K_2O$ e $P_2O_5$ na formulação de mecanismos para a geração de magmas basálticos, partindo de suas concentrações em material vulcânico, encontra como fator limitante a área fonte que se tem em mente, pois, adotada a fusão parcial de volumes consideráveis de rochas do manto (Yoder, 1978; Cox, 1980), onde esses elementos se achavam fracionados, a evolução dos líquidos poderia ser explorada, uma vez que eles tendem a concentrar-se residualmente nos líquidos. Por outro lado, a adoção de modelos como o de Green e Ringwood (1967) certamente mostraria valores outros para as suas concentrações e, neste caso, a explanação mais realista para essas variações seria fundamentada nas concentrações residuais, que naturalmente ocorrem com estes óxidos, além das iniciais em função do grau de fusão parcial da área fonte.

Entretanto, a constância das observações baseadas no quimismo comum aos vários tipos de magmas, além das confirmações fundamentadas em estudos experimentais, notadamente da fusão da olivina em equilíbrio com o material fonte do manto, confere às relações de Mg/Fe das rochas basálticas o "status" de parâmetro discriminante entre aquelas formadas a partir de magmas que sofreram ou não a influência de algum processo de diferenciação após a sua geração por fusão parcial em equilíbrio a partir das rochas fontes do manto.

Assim, rochas basálticas com valores de M' [100xMg/Mg + 0,85($Fe^{2+}$ + $Fe^{3+}$) atômicos] inferiores a 68 ou M [Mg/Mg + $Fe^{2+}$

atômicos] menores do que 0,77 são considerados provenientes de magmas já diferenciados. As análises aqui empregadas são apenas as referentes às amostras das bordas do corpo, uma vez que este claramente sofreu diferenciação. Logo, essas amostras são as que têm maiores probabilidades de representar de forma mais próxima a composição química do magma ao chegar no local da intrusão, até porque elas contam com reduzida quantidade de fenocristais.

Para a totalidade das amostras investigadas os valores de M' situam-se entre 33 e 57, sendo que para as duas dos contatos eles alcançam 45 e 48, o que evidencia o caráter já diferenciado do magma constituinte do corpo.

Os valores abaixo de 45 são indicativos de processo de diferenciação provocado pelo enriquecimento de FeO ou empobrecimento de MgO, típico de desenvolvimento de magmas toleíticos; já o superior, representado pela amostra 69,5, é interpretado como fruto da sedimentação da olivina. Portanto, esse nível deveria também possuir valor de M' inferior a 45 não fosse a interferência sofrida.

Outro parâmetro de grande utilidade, fundamentado nos coeficientes de partição, é o referente à distribuição do Ni (Juan et al., 1979; Fodor et al., 1980; Cox, 1980; Hughes, 1982), uma vez que esse elemento, da mesma forma que o Cr, acha-se fracionado dentro da composição da olivina, sendo, portanto, um bom indicador do comportamento desse mineral.

Os dados disponíveis na literatura sugerem concentrações variadas de Ni para os magmas primitivos sendo o valor inferior da ordem de 100 ppm e o superior de aproximadamente 500 a 600 ppm; para Cr os números oscilam entre 130 e 500 ppm.

Os dados médios disponíveis para as amostras do corpo alcançam 55 e 60 ppm, respectivamente, para o Ni e Cr, isto para as bordas congeladas, e 10 ppm, para ambos os elementos, junto à porção mais diferenciada (Tabela 8). A amostra 69,5 m apresenta valores anômalos, bem superiores aos demais, possivelmente como resultado da sedimentação de olivina, já fracionada quando da colocação do magma.

Autores diversos têm sugerido a adoção de outros parâme

tros fundamentados nas variações das razões entre elementos outros. Entretanto, como o caráter do magma encontra-se bem evidenciado, serão empregados os termos enriquecidos ou empobrecidos relativamente às concentrações de cada elemento analisado nas amostras situadas no contato congelado, e as suas variações para a província basáltica da Bacia da Paraná.

Rüegg e Amaral (1976) apresentaram curvas de isoteores com base em superfícies de tendência para os óxidos $SiO_2$, $Al_2O_3$, $TiO_2$, $FeO_{(t)}$, MgO, CaO, $Na_2O$ e $K_2O$. Estes traçados tiveram a pretensão de mostrar os dados disponíveis de forma integrada para a província como um todo, onde o corpo em estudo corresponde a uma diminuta fração, sendo, portando, a escala de abordagem significativamente diferente. Entretanto, como primeira aproximação é interessante justapor os dados obtidos com os fornecidos por esses autores. As curvas traçadas exibem para a região em questão valores percentuais de 49 a 52% para o $SiO_2$, 13 a 14% para $Al_2O_3$, 3 a 5% para o MgO, 7 a 8% para o CaO, 3% para o $TiO_2$, 14% para o $FeO_{(t)}$, 2,5% para o $Na_2O$, e 1,5% para o $K_2O$.

Comparando esses números com os da Tabela 8, nota-se, como esperado, a dificuldade para compatibilizá-los com os de Rüegg e Amaral (1976); contudo, os valores não refletem grandes discrepâncias, ainda mais se for considerada a totalidade das análises coligidas para o corpo, com amplitudes de até 3%, caso, por exemplo, de $SiO_2$ e MgO (excetuando as amostras 53,0 e 69,5 m para o segundo óxido) tornando assim pouco consistentes quaisquer conclusões.

Dados analíticos sobre as rochas vulcânicas mesozóicas da Bacia do Paraná vêm se tornando disponíveis nos últimos anos, com destaque para os trabalhos de Bellieni et al. (1983; 1984a, b e c). Comin-Chiaramonti et al. (1983) e Marques (1983), onde os basaltos são colocados em dois grupos principais em função do teor de $TiO_2$ (alto, média de 3,4 ± 1%; e baixo, média de 1,4 ± 0,1%). Mantovani (1985) e Mantovani et al. (1985), incluindo valores para $P_2O_5$, propuseram a divisão dessas rochas em HPT e LPT: os HPT com elevados teores de $P_2O_5$ ( > 0,3%) e de $TiO_2$ ( > 2%) e os LPT com baixos conteúdos de $P_2O_5$ ( < 0,3%) e de $TiO_2$ ( < 2%), compatíveis com os tipos acima.

Na Tabela 9 são fornecidos os valores médios composicionais das rochas com altos teores em $P_2O_5$ e $TiO_2$ transcritos de Mantovani (1985), onde observou que todas as rochas HPT na região trabalhada são andesi

tos toleíticos (exceção feita a duas amostras) caracterizados por Mg ($Mg/Mg + Fe^{2+}$) variando de 40 a 47, índice de diferenciação (ID = Qz+Or+Ab) de 36 a 46 (assumindo razão atômica $Fe_2O_3/FeO$ = 0,15), $SiO_2$ de 49 a 54% e teores de $TiO_2$ superiores a 2%. As rochas LPT compreendem basaltos, andesitos toleíticos e riodacitos, com conteúdos de $SiO_2$ variando de 49 a 70%, com a lacuna composicional de 58 a 67% (cf. Rüegg, 1975).

Foram obtidos valores de M' = $100xMg/Mg + 0,85(Fe^{2+} + Fe^{3+})$ e 48 para as bordas congeladas e mínimo de 33. Para o ID, os números encontrados foram 33,2 e 29,5 para as amostras das bordas e valor máximo de 44,74; $SiO_2$ varia de 46,3 a 46,9% junto às mesmas amostras, com um máximo de 51,1. Adotada a classificação de Mantovani (1985), as amostras do corpo caem no campo dos andesi-basaltos, exceção feita a uma delas. Contudo, exibem valores de $TiO_2$ de 3,2 e 3,3% para as zonas de contato e conteúdos de $P_2O_5$ de 0,37 e 0,34, alcançando este último óxido concentração de 0,70% junto à amostra 28,5.

Dessa forma, é possível que as rochas HPT de Mantovani (1985) e Mantovani et al. (1985) tenham amplitudes composicionais maiores, ou seja, teores de $SiO_2$ pelo menos até 46,3%, ID até 29,5 e M' até 48, incluindo, assim, os andesi-basaltos.

Com relação aos elementos traços, as amostras do corpo situam-se dentro dos padrões de rochas HPT propostos por Mantovani (1985) e Bellieni et al. (198 ) (Tabelas 8 e 9).

A média composicional das amostras das bordas apresenta Cr com 60 ppm, Ni com 55 ppm, Ba com 570 ppm, Ce com 77 ppm, La com 31 ppm, Sr com 460 ppm, Zr com 197 ppm, Rb com 29 ppm e Y com 32 ppm.

TABELA 9

Composição química (elementos maiores e traços, assim como relações $^{87}Sr/^{86}Sr$) das rochas vulcânicas da Bacia do Paraná ricas em $P_2O_5$ e $TiO_2$, obtidas de Mantovani et al. (1985)

| | GB33ab | GB23ab | GB28ab | GB35ac | GB13af | GB25ac | GB30ac | GB41ac | T1 | PR110 | SP511 | H203 | H201 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 49,44 | 49,49 | 49,30 | 49,49 | 50,86 | 50,07 | 54,07 | 50,82 | 51,24 | 50,01 | 50,48 | 53,91 | 52,24 |
| $TiO_2$ | 3,76 | 3,62 | 3,87 | 3,85 | 3,53 | 3,86 | 3,20 | 3,44 | 3,32 | 2,08 | 2,07 | 2,80 | 3,39 |
| $Al_2O_3$ | 13,62 | 13,82 | 13,75 | 13,92 | 14,21 | 13,38 | 13,43 | 13,66 | 14,85 | 15,12 | 14,86 | 14,19 | 14,50 |
| $Fe_2O_3$ | 6,74 | 9,12 | 6,28 | 6,88 | 5,74 | 6,18 | 11,41 | 12,85 | 7,54 | 8,68 | 4,72 | 3,85 | 6,25 |
| FeO | 5,71 | 3,54 | 6,59 | 6,09 | 6,06 | 6,42 | - | - | 3,66 | 4,02 | 8,04 | 6,26 | 4,73 |
| MnO | 0,17 | 0,17 | 0,17 | 0,17 | 0,16 | 0,17 | 0,15 | 0,13 | 0,16 | 0,18 | 0,20 | 0,15 | 0,15 |
| MgO | 5,03 | 4,73 | 4,62 | 4,42 | 4,33 | 4,46 | 4,24 | 4,35 | 5,33 | 5,56 | 5,31 | 4,83 | 4,82 |
| CaO | 8,62 | 7,81 | 8,37 | 8,47 | 8,30 | 8,62 | 7,64 | 5,90 | 8,03 | 9,43 | 9,01 | 7,93 | 7,65 |
| $Na_2O$ | 2,42 | 2,27 | 2,37 | 2,39 | 2,62 | 2,50 | 2,38 | 3,07 | 3,02 | 2,55 | 2,69 | 2,77 | 3,00 |
| $K_2O$ | 0,97 | 1,79 | 1,77 | 1,13 | 1,72 | 1,57 | 1,55 | 2,42 | 1,72 | 1,06 | 1,11 | 1,77 | 1,88 |
| $P_2O_5$ | 0,44 | 0,51 | 0,50 | 0,46 | 0,48 | 0,46 | 0,42 | 0,56 | 0,50 | 0,33 | 0,38 | 0,52 | 0,50 |
| P.F. | 3,08 | 3,13 | 2,41 | 2,73 | 1,99 | 2,31 | 1,51 | 2,80 | 0,63 | 0,98 | 1,13 | 1,02 | 0,89 |
| I.D. | 36,70 | 39,70 | 39,10 | 38,00 | 41,60 | 40,00 | 45,10 | 48,50 | 42,30 | 35,30 | 33,90 | 43,60 | 45,00 |
| $Mg_v$ | 46,70 | 39,70 | 43,60 | 42,40 | 44,20 | 43,30 | 45,80 | 43,50 | 51,10 | 49,10 | 47,00 | 50,40 | 48,80 |
| | | | | | | Em p.p.m. | | | | | | | |
| Rb | 22 | 54 | 34 | 14 | 22 | 36 | 29 | 43 | 34 | 22 | 27 | 34 | 36 |
| Sr | 740 | 816 | 736 | 755 | 663 | 789 | 801 | 304 | 636 | 289 | 284 | 676 | 629 |
| Ba | 497 | 605 | 608 | 618 | 528 | 622 | 588 | 947 | 534 | 319 | 346 | 569 | 557 |
| Hf | 7,3 | 7,8 | 7,5 | 7,7 | 6,9 | 7,6 | 7,0 | 8,0 | 6,8 | 4,1 | 4,3 | 6,9 | 7,4 |
| Ta | 2,4 | 2,2 | 2,1 | 2,4 | 2,2 | 2,5 | 2,3 | 2,5 | - | - | - | - | - |
| Th | 3,8 | 4,0 | 3,7 | 4,6 | 4,0 | 4,0 | 3,9 | 4,9 | 3,4 | 2,5 | 2,8 | 3,6 | 4,2 |
| U | 0,89 | 0,85 | 0,88 | 1,0 | 0,8 | 0,93 | 0,9 | 1,0 | 0,82 | 0,65 | 0,63 | 0,79 | 1,0 |
| La | 40 | 49 | 43 | 46 | 39 | 44 | 43 | 51 | 39 | 25 | 25 | 37 | 43 |
| Ce | 94 | 100 | 79 | 88 | 73 | 87 | 81 | 117 | 77 | 42 | 54 | 84 | 85 |
| Nd | 50 | 53 | 58 | 53 | 36 | 46 | 55 | 40 | 60 | 23 | 33 | 44 | 54 |
| Sm | 10 | 11 | 11 | 11 | 10 | 10 | 10 | 12 | 9,9 | 6,2 | 6,6 | 9,7 | 10,0 |
| Eu | 3,5 | 3,2 | 3,3 | 3,4 | 3,3 | 3,4 | 2,9 | 3,3 | 3,3 | 2,0 | 2,2 | 3,1 | 3,3 |
| Gd | 9,6 | 9,3 | 8,8 | 9,3 | - | 9,4 | 8,5 | 10 | 11 | 6,4 | 7,0 | 8,6 | 9,7 |
| Tb | 1,5 | 1,5 | 1,4 | 1,6 | 1,3 | 1,5 | 1,4 | 1,5 | 1,4 | 1,0 | 1,1 | 1,3 | 1,4 |
| Yb | 2,9 | 3,1 | 2,8 | 3,1 | 2,08 | 2,7 | 2,9 | 3,0 | 3,2 | 3,3 | 3,9 | 3,5 | 3,5 |
| Lu | 0,49 | 0,40 | 0,40 | 0,43 | 0,45 | 0,41 | 0,40 | 0,37 | 0,40 | 0,49 | 0,54 | 0,41 | 0,43 |
| $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ | 0,70845 | 0,70549 | 0,70514 | 0,70535 | 0,70573 | 0,71628 | 0,70515 | 0,70650 | | 0,70559 | 0,70573 | 0,70551 | 0,70510 |
| | (±3) | (±5) | (±5) | (±4) | (±4) | (±3) | (±7) | (±7) | | (±3) | (±4) | (±4) | (±2) |

GB = Seqüência de Guatá-Bom Jardim da Serra.
T = Seqüência de Turvo-Bom Jesus, SP.

PR = Amostras de sondagens de SP e PR, respectivamente.
H = Amostra aleatória
(maiores detalhes em Mantovani et al., 1985).

I.D. = Índice de Diferenciação, $Mg_v/Mg/(Mg + Fe^{2+})$, razão atômica calculada assumindo-se $Fe_2O_3/FeO = 0,15$.

# CAPÍTULO 9

# VARIAÇÕES QUÍMICAS INTERNAS NO CORPO

## 9.1. Fatores discriminantes

Para efeito de discussão e apresentação dos dados químicos obtidos em rocha total, foram empregados gráficos que pudessem elucidar variações composicionais, além de proporcionar melhor visualização das características geoquímicas do corpo.

Assim, foram plotados os dados analíticos em porcentagem em peso relativamente à profundidade da amostra correspondente, com os gráficos obtidos integrando as Figuras 37 a 40.

É bem verdade que esse procedimento dificulta um pouco a comparação de pronto de alguns elementos guardando afinidades (e.g. Cr e Ni vs. MgO, ou Rb vs. K), entretanto, entendeu-se que a confrontação dos dados composicionais, vistos de forma integrada, é mais elucidativa, havendo, no entanto, nos casos mais importantes, condições para a análise particularizada.

Procurou-se também mostrar as variações do índice de solidificação com a profundidade (Fig. 41), para que se tenha um referencial da evolução do magma no corpo, conjuntamente com as variações dos elementos individuais em função desse parâmetro (Figs. 42 a 46). A opção por esse índice prendeu-se ao fato dele ser mais adequado para evidenciar as mudanças da evolução do quimismo, posto que na faixa composicional em que se encontra este magma as variações de $K_2O$, $Na_2O$, MgO e FeO no líquido cristalizando se afiguram elucidativas. Portanto, o índice de solidificação é um fator discriminante eficiente para tal propósito, servindo ainda para distinguir situações anômalas como as provocadas pela interferência de algum mineral concentrado por processo mecênico (portanto, alheio ao quimismo traduzido pelas condições termodinâmicas do nível, e.g. amostra 69,5) ou devidas a alterações resultantes de processos superimpostos (e.g. amostra 53,0).

Uma última forma de apresentação dos resultados é a que relaciona as concentrações dos óxidos com a porcentagem de sílica (Fig. 47). A sua adoção decorre do fato de a sílica exibir aumento sistemático de concentração junto às partes centrais do corpo.

É importante assinalar a existência de alguns desvios bruscos das linhas de tendência composicional. Quando esses desvios se referirem aos níveis 53,0 e 69,5 m, deverá ser lembrado que ali tiveram lugar processos outros: para o primeiro, alteração; para o segundo, concentração anômala de olivina modal.

9.1.1. Concentração dos elementos vs. profundidade

A observação dos dados permite concluir à primeira vista que alguns elementos acham-se enriquecidos e outros empobrecidos nas proximidades do nível 28,5 m, detendo o menor índice de solidificação (Fig. 41) e, portanto, possivelmente o melhor representante para a concentração dos líquidos residuais.

Os traçados que não deixam dúvidas quanto à tendência de empobrecimento de elementos com o avanço da cristalização e evolução do magma são os do MgO, Cr e Ni (Figs. 37 e 40). Observe-se também que esses elementos exibem aumento brusco à altura do nível 69,5 m, que é coincidente com o valor modal anômalo obtido para a olivina (Fig. 23).

A curva do CaO (Fig. 37) exibe um forte desvio junto ao nível 53,0 m, que se mostra inclusive mais empobrecido que o correspondente ao representante do estágio mais evoluído do magma no corpo; a causa parece estar ligada a processos de alteração, possivelmente hidrotermal, como sugerido pela descrição petrográfica.

A linha de tendência para o $FeO_{(t)}$ (Fig. 37) também é sinuosa, com a variação mais destacada se dando à altura de 53,0 m, caracterizando o nível alterado referido acima. O exame da Tabela 8 possibilita reconhecer o valor bem mais elevado em $Fe_2O_3$ dessa amostra.

Outro traçado que suscita dúvidas é o do Sr (Fig. 40), devendo, de alguma forma, estar influenciado pela alta concentração da olivina.

Em termos de enriquecimento de elementos, e tomando-se como referência as vizinhanças do nível 28,5 m, os traçados menos discutíveis são os do $SiO_2$, ($Na_2O$ + $K_2O$), $Al_2O_3$, $P_2O_5$ (Fig. 38), além de Ba, Ce, La, Zr, Rb e Y (Fig. 39). Dos elementos com tendência ao empobrecimento, o $TiO_2$ (Fig. 38) é o que apresenta maiores variações. A disposição da curva é antitética à tendência de enriquecimento nos níveis 12,3 e 28,5 m, sendo que o elemento alcança

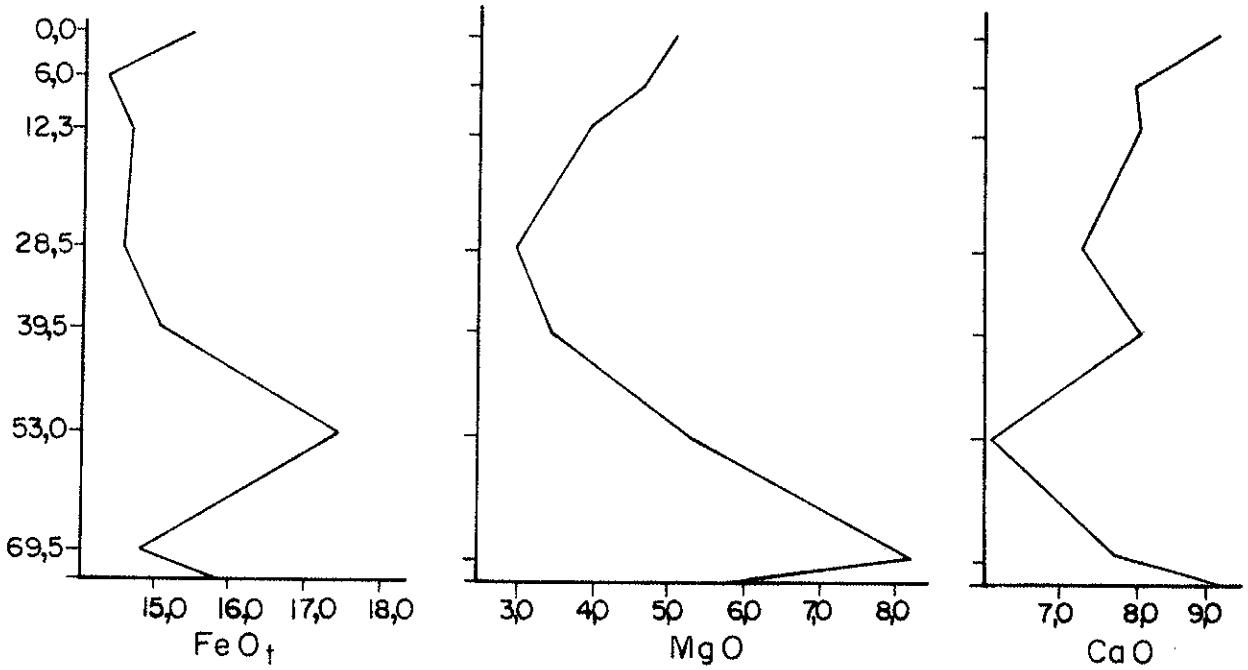



Figura 37 - Variação das porcentagens em peso dos óxidos relativamente à profundidade.

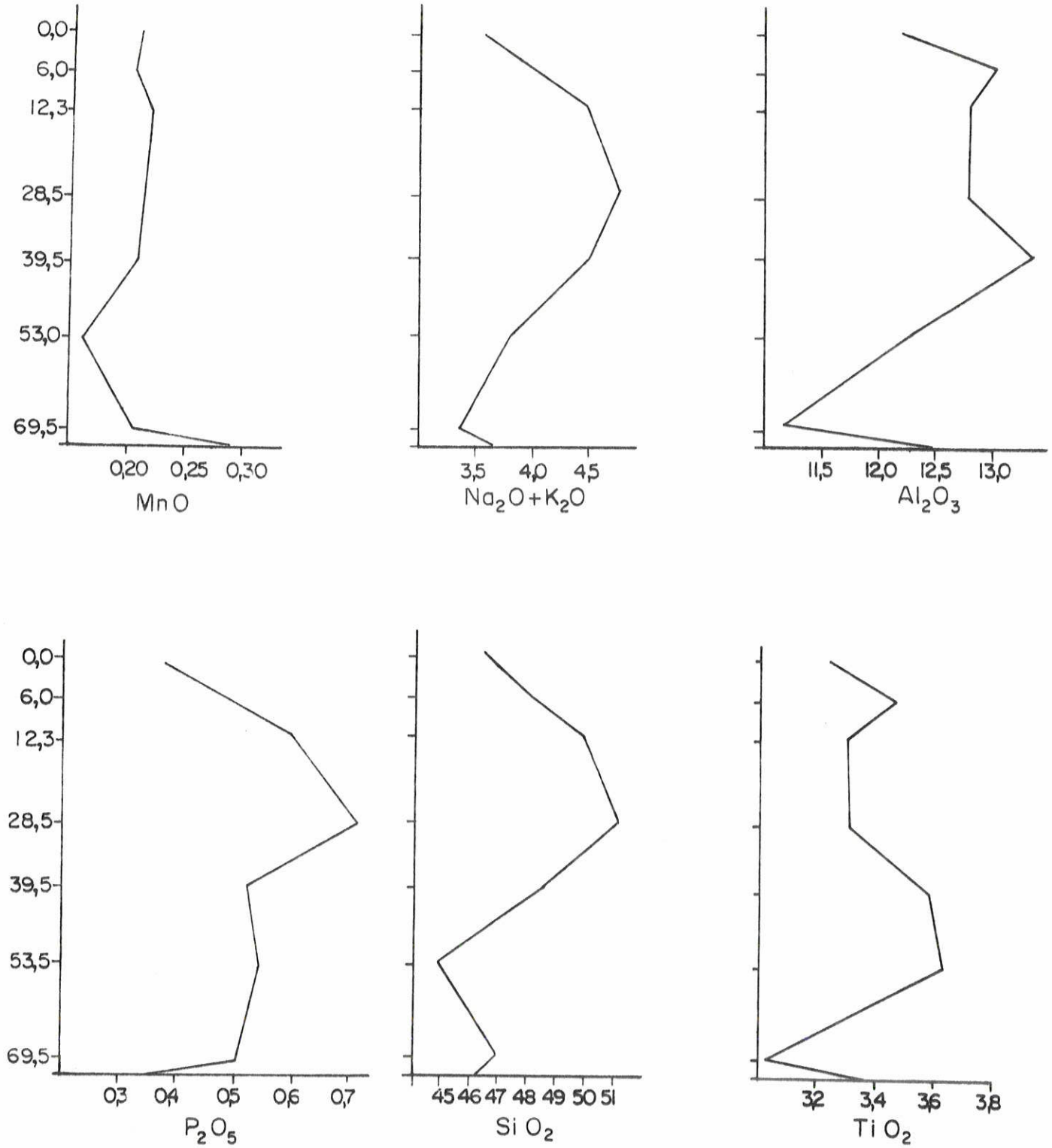



Figura 38 - Variação das porcentagens em peso dos óxidos relativamente à profundidade.

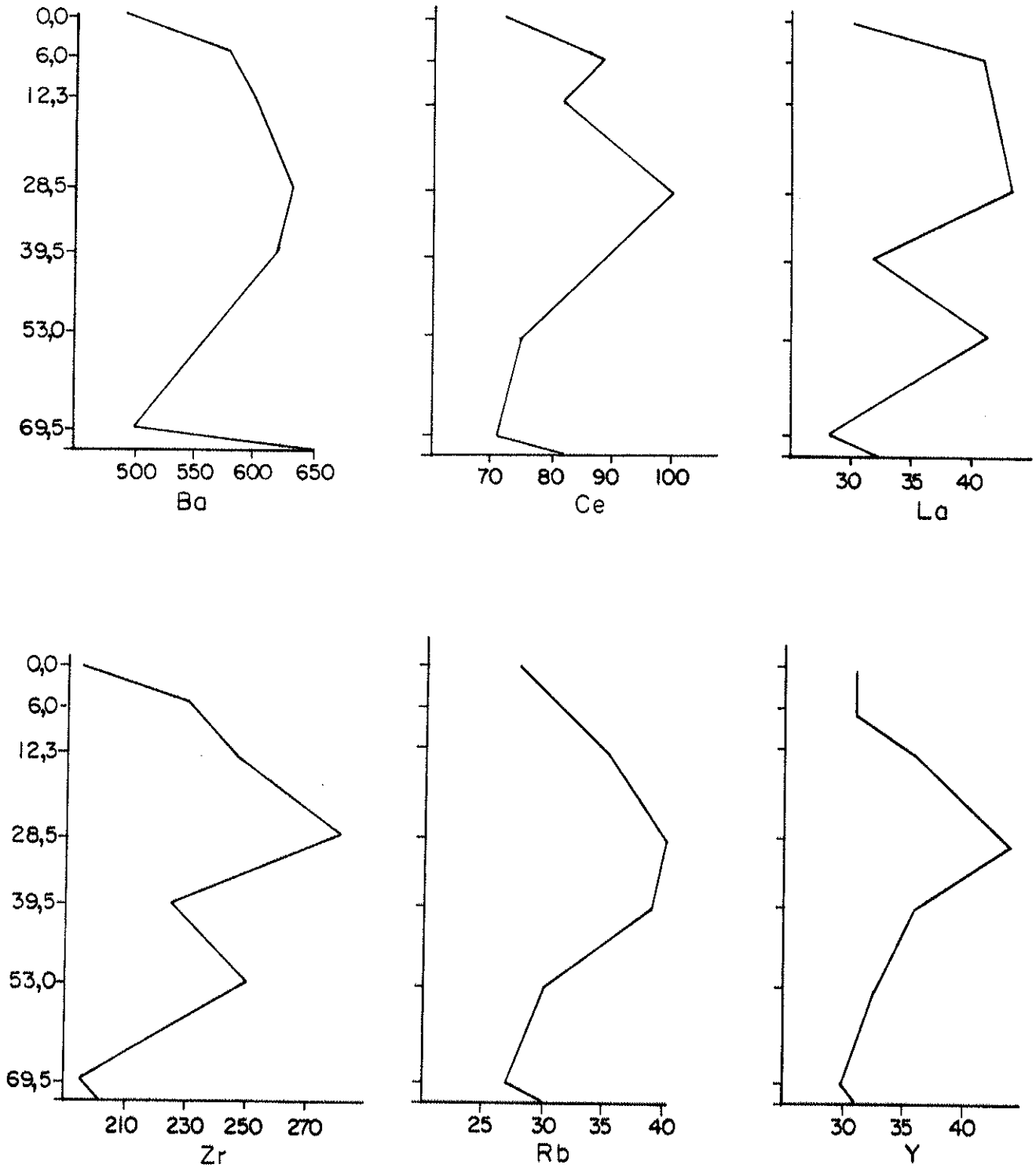



Figura 39 - Variação dos elementos menores e traços (em ppm) relativamente à profundidade.

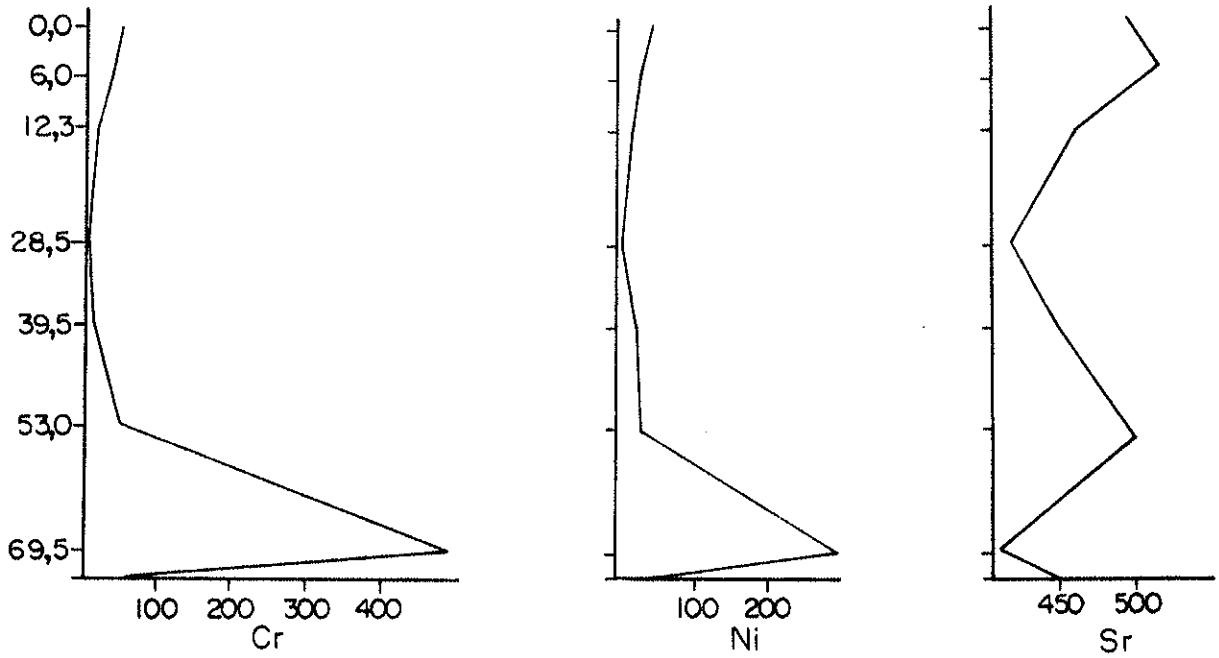



Figura 40 - Variação dos elementos menores e traços (em ppm) relativamente à profundidade.

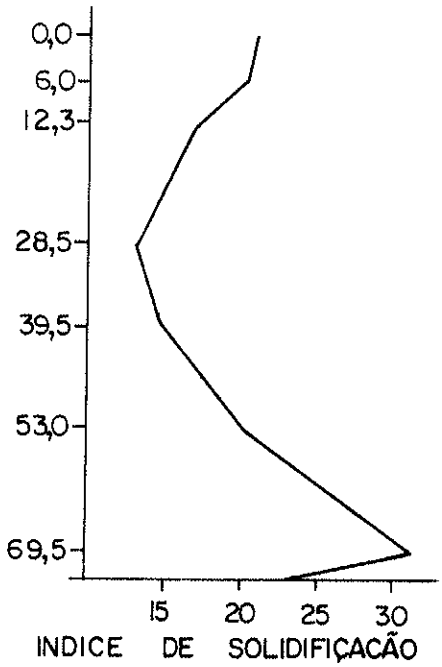



Figura 41 - Variação do índice de solidificação relativamente à profundidade.

seu máximo em 53,0 m, ambas as concentrações compatíveis com os dados modais para os opacos; estes diminuem entre 12,3 e 39, 5 m, tendendo à ligeira elevação nas proximidades do nível 53,0 m. A curva do $TiO_2$ mostra alguma similaridade com a do $FeO_{(t)}$ (Fig. 37).

O exame dos dados permite ainda verificar que o CaO (Fig. 37) apresenta uma curva antitética em relação à do Ba (Fig. 39), o contrário ocorrendo com a do Sr. (Fig. 40). Assim, presume-se que o Ba ocupe posições na estrutura dos plagioclásios, possivelmente apenas nas fases mais albíticas, com teores da molécula de Or acima de 2,5% aproximadamente, ou então, se associe à mesóstase feldspática. Tendência distinta é dada pelo Sr, diferindo do traçado da curva do CaO basicamente no nível 53,0 m, indicando com isto a não alterabilidade do composto por ele formado e, mais, que faz parte da estrutura dos plagioclásios, notadamente dos mais cálcicos.

As curvas envolvendo ($K_2O$+$Na_2O$) (Fig. 38), Rb e Ba (Fig. 39) mostram distribuições semelhantes, com o fato sugerindo que seus maiores percentuais acham-se concentrados na mesóstase.

Numa avaliação global dos dados químicos fica claramente evidenciado que houve forte processo de seleção dos elementos, tanto maiores e menores, como traços (altamente incompatíveis, incompatíveis e compatíveis).

É interessante notar também que o índice de solidificação apontou para a região de 28,5 m como a mais evoluída quanto à diferenciação do magma, o que fica amplamente fortalecido pelas elevações das concentrações dos elementos altamente incompatíveis como as terras raras leves Ce e La, e ainda $K_2O$ e Ba, e confirmado também pelo Zr, Y e $P_2O_5$ (ver Figs. 38 e 39)

### 9.1.2. Concentração dos elementos vs. índice de solidificação

Esta segunda forma de apresentação dos dados visa a diagnosticar, de forma integrada por elemento, as dispersões maiores ou menores dos pontos com relação ao fator discriminante.

Foram contruídas retas valendo-se da técnica de regressão linear para o universo de pontos considerados. Essa técnica é recomendável quando se dispõe de dados que, embora possam ser representativos de um determinado evento, não são suficientemente densos para o traçado de linhas de tendência com base na interpre-

tação visual, através da interligação de pontos.

As retas calculadas acham-se representadas nas Figuras 42-43 e 45-46. Para facilitar a visualização, foram agrupadas as retas exibindo tendência negativa, positiva ou indefinida, dentro dos parâmetros fixados, com relação ao índice de solidificação.

Observe-se na Figura 42 que os dados correspondentes à amostra 69,5, excetuando o $Al_2O_3$, estão sempre fora das retas traçadas em excelência. Isto é devido ao alto valor do índice de solidificação, já referido anteriormente, fato indicativo de que a olivina se concentra anomalamente nesse nível. Para a reta do $SiO_2$ (Fig. 42) a amostra 53,0 é anômala, fruto da alteração sofrida nesse nível. Assinale-se também que as concentrações dos outros óxidos decrescem relativamente ao aumento dos valores do índice de solidificação.

Na Figura 43 estão representados os óxidos que guardam relação de enriquecimento coerente com a elevação do parâmetro. Anòmalas são as amostras 69,5, já comentada, e 53,0, demonstrando que o CaO foi de alguma forma afetado pela alteração ocorrida nesse nível.

A Figura 44 reúne os pontos que se dispõem dispersivamente em relação ao índice de solidificação. Esses serão discutidos no ítem seguinte, uma vez que a correlação com o parâmetro concentração de $SiO_2$ se dá de forma mais clara.

A Figura 45 contém os dados referentes ao Cr e Ni, cujos teores na amostra 69,5 são visivelmente anômalos, novamente evidenciando a precipitação da olivina. O comportamento do Sr é caracterizado por grande dispersão dos pontos.

Na Figura 46 acham-se representados alguns elementos apresentando tendência de empobrecimento em relação ao índice de solidificação, caso do Ba, Rb e Y. A reta referente ao primeiro exclui os valores anômalos dos níveis 0,0 e 73,0 demonstrando com isso que esse elemento foi retido nas bordas resfriadas, vindo a adquirir concentração muito diferente dos demais. Por outro lado, é também evidente que o Ba foi susceptível à alteração ocorrida no nível 53,0 m. No tocante às retas do Rb e Y, apenas a amostra 69,5 situa-se anomalamente posicionada, sendo os motivos já discutidos. Para os outros elementos não foram traçadas retas pois eles não guardam relações lineares. Entretanto, pode-se dizer que a tendência de enriquecimento com a diminuição do índice é sugestiva, embo

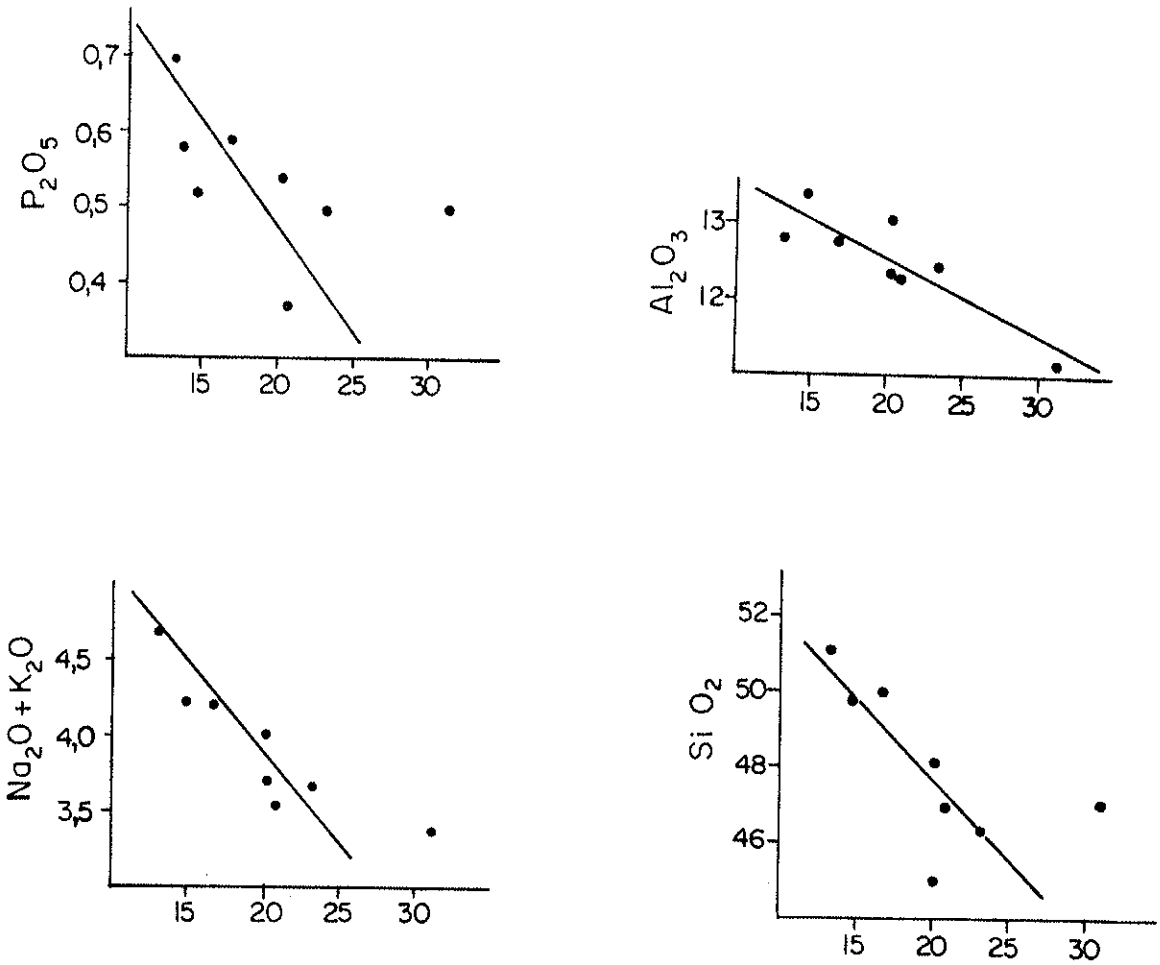



Figura 42 - Variação das porcentagens em peso dos óxidos relativamente ao índice de solidificação

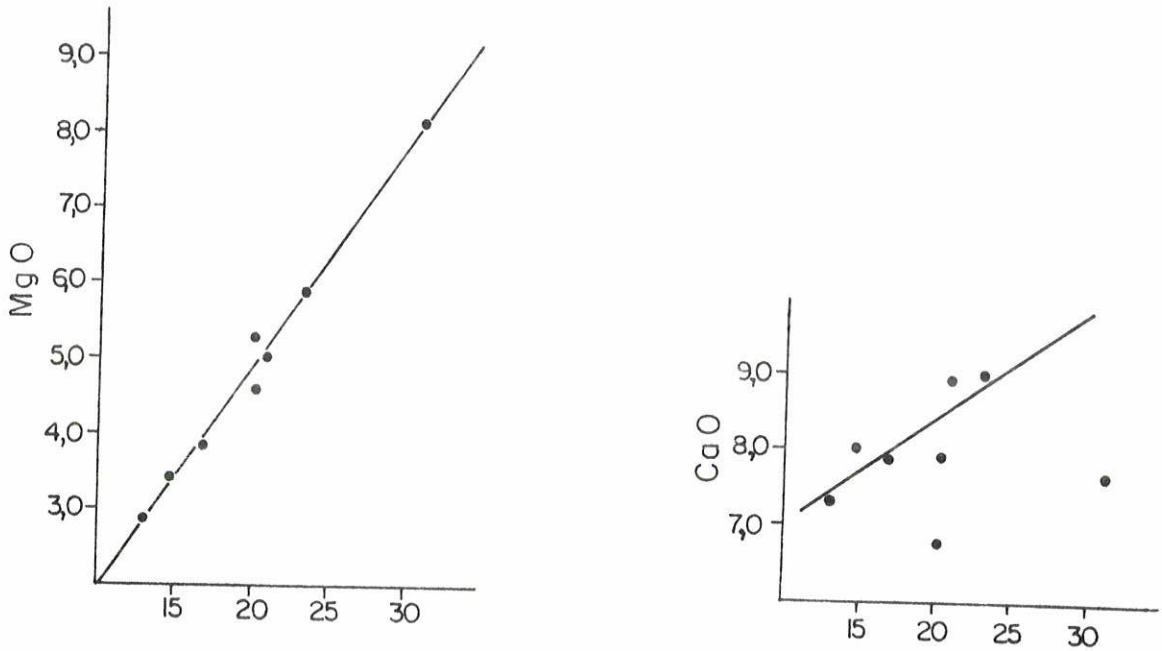



Figura 43 - Variação das porcentagens em peso dos óxidos relativamente ao índice de solidificação.

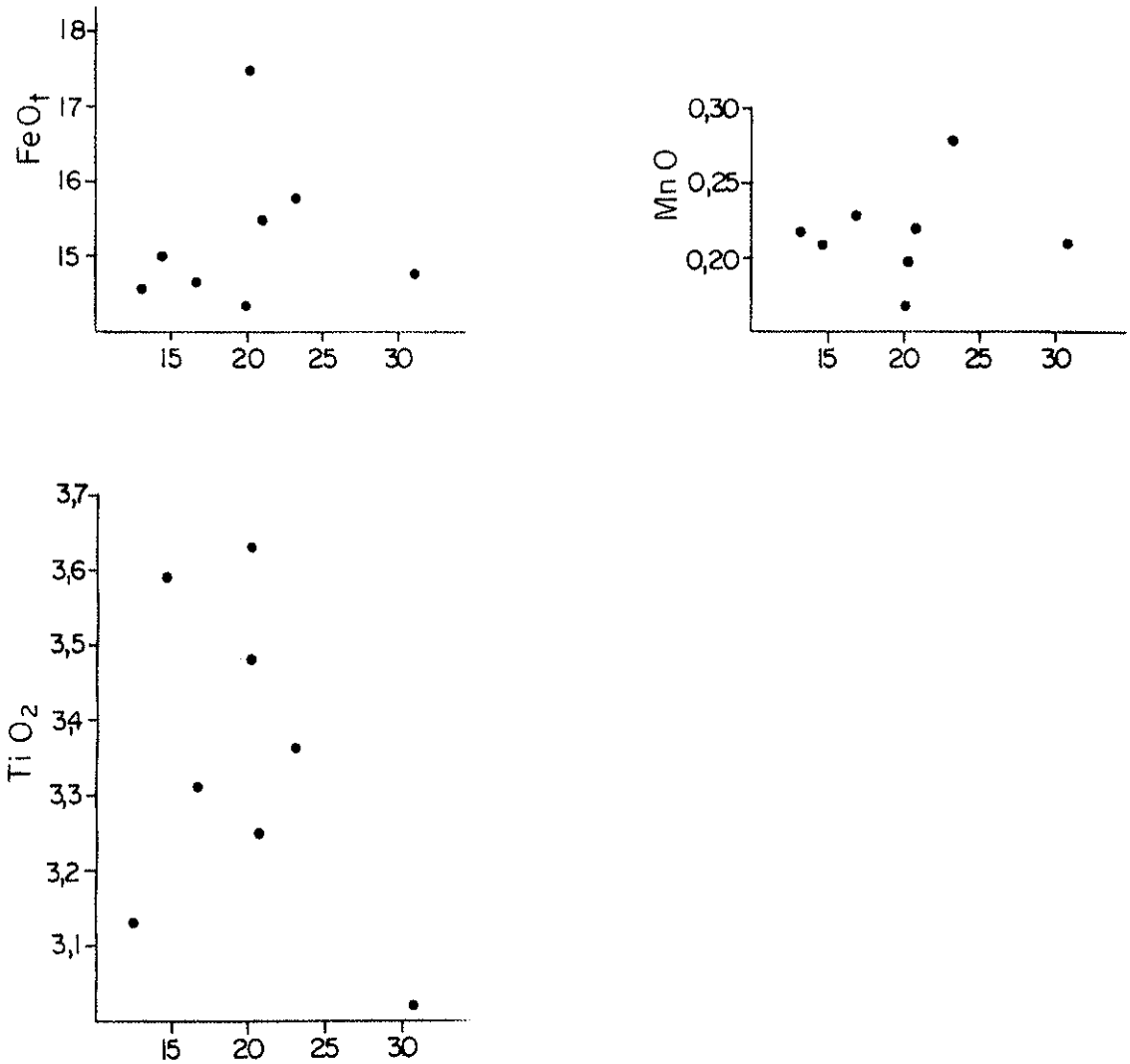



Figura 44 - Variação das porcentagens em peso dos óxidos relativamente ao índice de solidificação

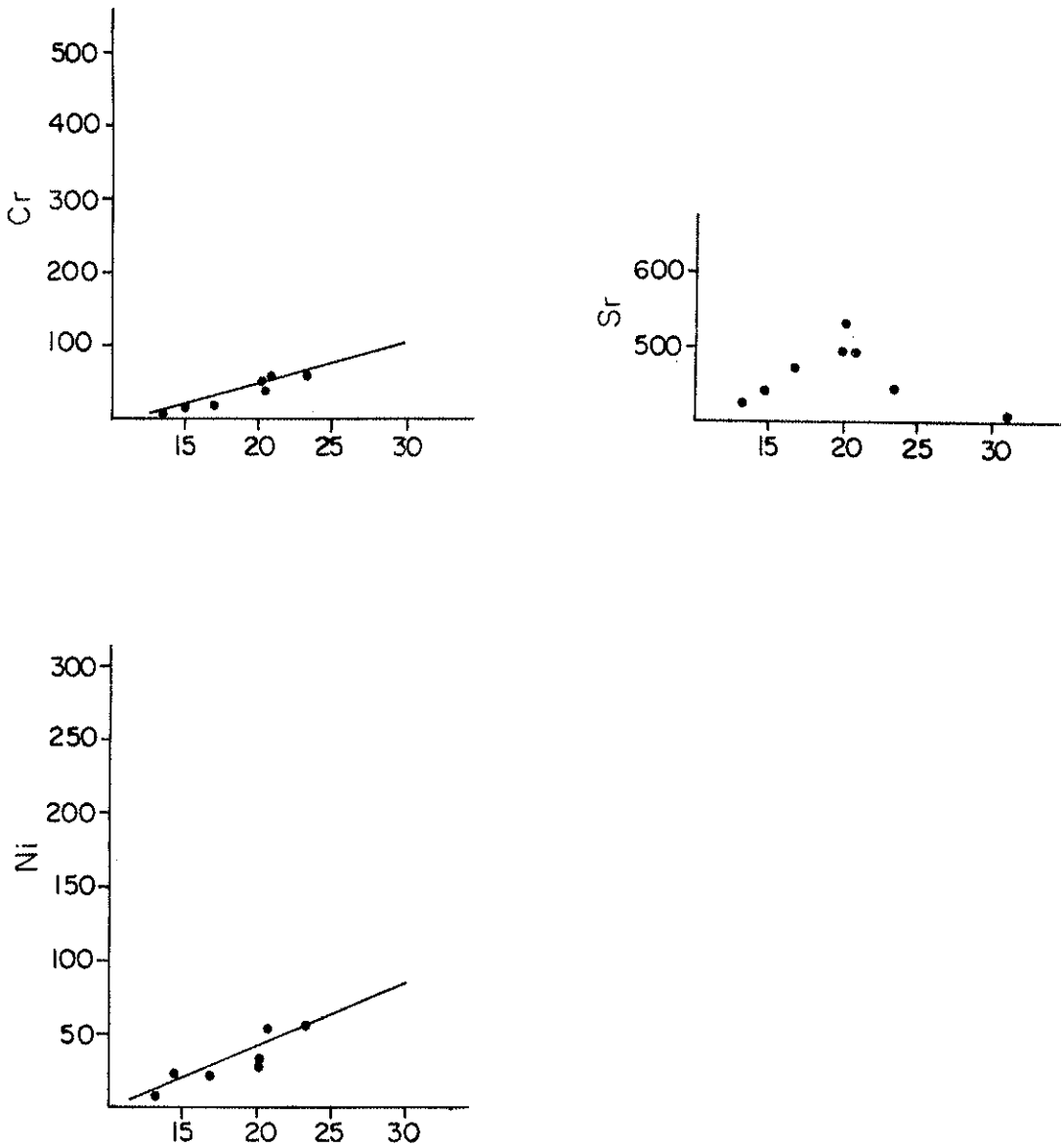



Figura 45 - Variação dos elementos menores e traços (em ppm) relativamente ao índice de solidificação.

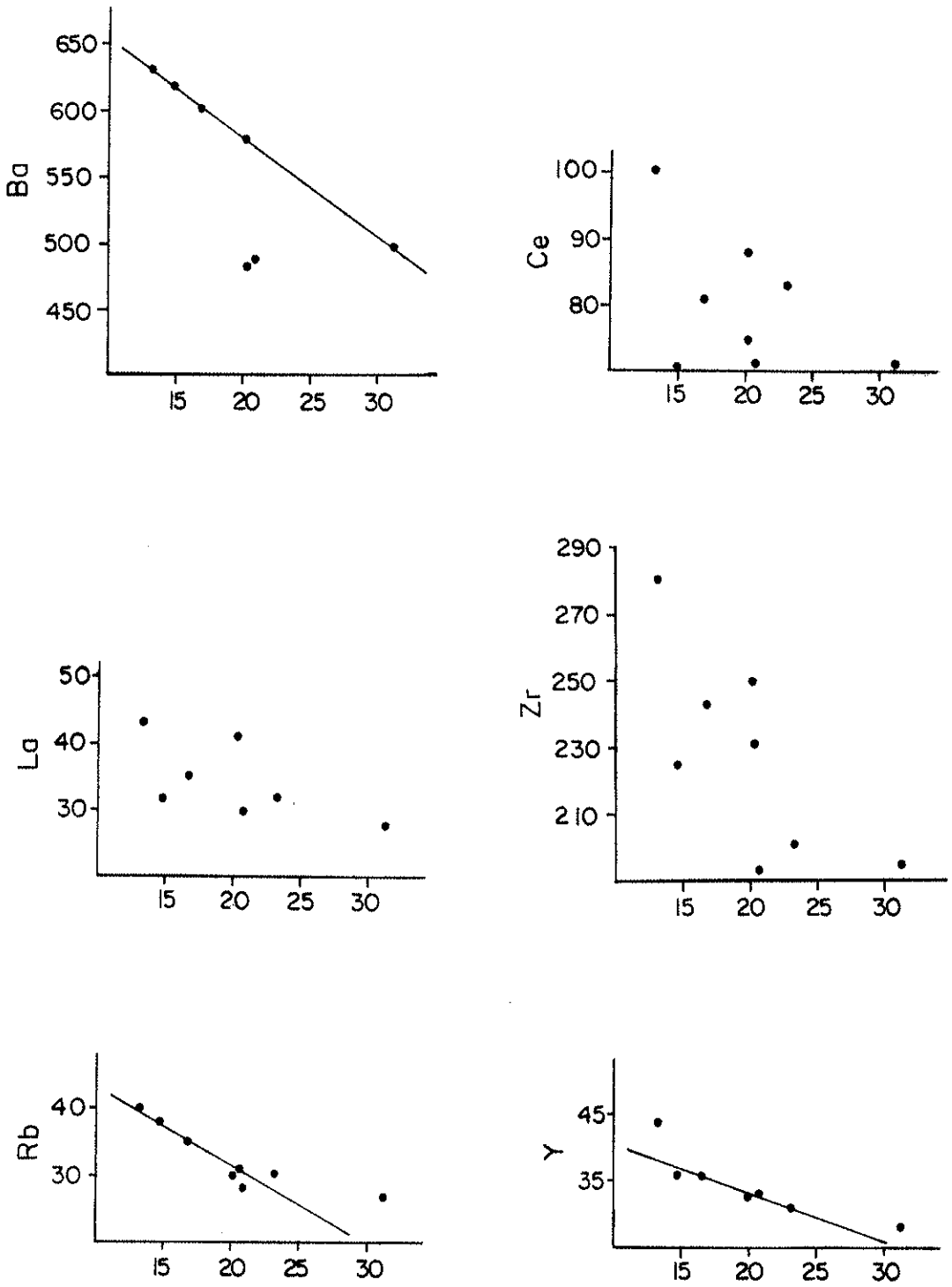



Figura 46 - Variação dos elementos menores e traços (em ppm) relativamente ao índice de solidificação.

ra os pontos exibam grande dispersão.

9.1.3. Concentração dos elementos vs. teor de $SiO_2$

As apresentações de dados de análises químicas se fazem freqüentemente através do uso do referencial porcentagem em peso de $SiO_2$ das amostras, de grande importância no caso presente uma vez que serve para elucidar de forma mais evidente o comportamento de alguns elementos que com os tratamentos anteriores não tiveram suas relações devidamente esclarecidas.

Na Figura 47 estão traçadas as retas obtidas, dispensando-se para elas o mesmo tratamento referido anteriormente.

Alguns aspectos dessas retas chamam de pronto a atenção, e.g. a do MgO, com forte anomalia para o nível 69,5 m, resultante da maior concentração de olivina.

A reta do $FeO_{(t)}$ já pode ser traçada com confiabilidade calculada entre 90 e 95%, com a retirada da amostra 53,0, sendo que a sua inclusão nos cálculos diminui em mais de 10% o grau acima, evidenciando que nesse nível tanto o $SiO_2$ quanto o $FeO_{(t)}$ se viram afetados pela alteração ocorrida. Fica, entretanto, patenteado um claro empobrecimento em $FeO_{(t)}$ à medida que aumentam os teores de $SiO_2$.

O $TiO_2$ parece exibir relações de empobrecimento no tocante ao $SiO_2$. Ressalte-se contudo que essa sugestão é algo frágil, pois os pontos estão muito dispersos, não sendo confiável portanto tratar-se a reta de tendência composicional.

A reta do $P_2O_5$ apresenta forte anomalia para a amostra 53,0, sendo que essa no entanto acha-se mais relacionada ao $SiO_2$ do que ao $P_2O_5$ propriamente dito.

Em resumo, $FeO_{(t)}$, MgO e CaO mostram tendências de empobrecimento em relação ao $SiO_2$, enquanto que MnO, $P_2O_5$, $K_2O$, $Na_2O$ e $Al_2O_3$ têm comportamento inverso.

Para os elementos traços, a melhor correlação se dá com os valores de profundidade antes que o conteúdo de $SiO_2$. Não obstante, as relações dos elementos, exceção feita a Cr, Ni e Sr, são de coerência, com o traçado das retas apresentando alto grau de confiabilidade.

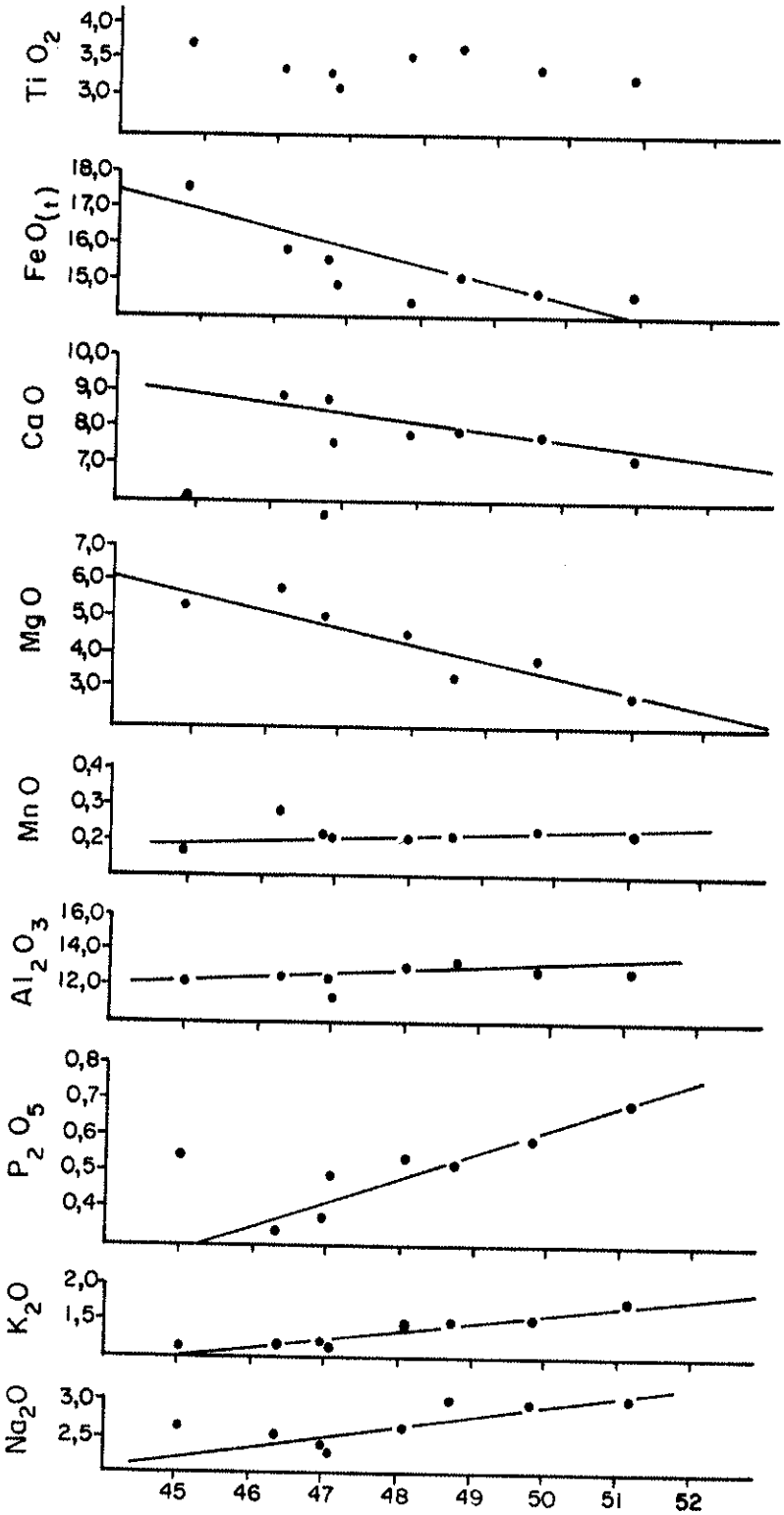



Figura 47 - Variação das porcentagens em peso dos óxidos relativamente à concentração de $SiO_2$.

# CAPÍTULO 10

## CONSIDERAÇÕES FINAIS

A metodologia utilizada para diagnosticar a extensão dos contatos superior e inferior do corpo magmático com as rochas sedimentares preexistentes revelou-se adequada frente à proposta de trabalho.

Os trabalhos se restringiram a uma área limitada devido ao fato que os dados disponíveis pareciam indicar que as variações em profundidade eram muito amplas e, portanto, pouco seguras para efeito de integrações posteriores.

A princípio, era intenção cobrir, se possível, toda a área de ocorrência em subsuperfície; entretanto, a presença de falhamentos, além da existência de inúmeras intrusões, levou à sua restrição. Desta forma, os trabalhos efetuados ficaram confinados ao exposto nas Figuras 2 e 3, onde o corpo em estudo é caracterizado como um sill.

Amígdalas ocorrem com padrões variados nas porções superiores do corpo, embora nas proximidades dos contatos (superior e inferior) as suas densidades pareçam estar regidas por mecanismos análogos aos propostos por Guidicini e Campos (1968). Segundo estes autores, essas estruturas acham-se comumente diluídas, verificando-se aumento de sua concentração junto a profundidades de até 10,0 m do contato superior. No presente caso, elas se concentram preferencialmente no nível 9,0 m.

Quando da colocação do magma para a formação do corpo, os voláteis já se encontravam segregados no líquido (cf. Holloway e Burnham, 1972; De Paolo, 1979) e, com o seu resfriamento rápido, ficaram retidos, sendo esta possivelmente a gênese para as amígdalas diluídas próximas à região de contato do corpo. Já as partes internas do corpo tiveram velocidade de resfriamento mais lenta, permitindo conseqüentemente a ascensão dos voláteis diluídos no líquido para as regiões de menor pressão.

As amígdalas contêm principalmente ripas dispostas de forma tangencial de plagioclásio, com a feição se constituindo em prova cabal de que nesses níveis a opção por abordagens genéticas, fundamentadas nos processos de devitrificação parecem irreais.

Embora essas estruturas sejam descritas em geral nas rochas do magmatismo mesozóico, elas podem eventualmente estar ausen

tes, como resultado possivelmente de pulsos subseqüentes do magma em um curto intervalo de tempo (Cordani e Vandoros, 1967).

A mineralogia reconhecida nas amígdalas é variada, combinando-se por vezes duas ou mais fases presentes numa mesma feição. Logo, entende-se que elas se encontram relacionadas do ponto de vista genético a um único evento, sendo o mecanismo promotor do seu preenchimento assunto altamente controvertido.

Xenólitos (quartzito e material granítico) foram reconhecidos apenas nas partes superiores do corpo, não tendo sido detectados nas porções internas possivelmente em razão da sua densidade propiciando a flotação dentro do magma.

Dentre os outros tipos de estrutura, a disjunção poliedral é a que se pode distinguir com razoável confiabilidade, com as fraturas preenchidas por material típico dos estágios finais de cristalização magmática, mostrando assim que o seu desenvolvimento se deu a temperaturas pouco acima da do "solidus" (Hyndman, 1972).

Parece haver tendência geral na literatura em associar de forma indiscriminada as texturas das rochas basálticas que ocorrem em contextos similares aos do corpo ora em estudo como algo gradativo com a cristalização evoluindo no magma em termos das relações plagioclásio-augita, de tal sorte que haveria uma transição das texturas do tipo intersertal/intergranular, destas à subofítica e, finalmente, como representante do termo mais evoluído, a textura ofítica.

O presente estudo demonstra que essa tendência textural pode não ser de aplicação generalizada, e não se constitui assim em única opção para a evolução de corpos similares ao de Tanquinho.

É sugerido que a abordagem aqui feita seja entendida mais do que uma definição, algo como conceitual, pois os parâmetros não são tão explícitos como nas intrusões maiores, não sendo, portanto, válidas comparações diretas com esses corpos, uma vez que a separação das fases não ocorre com a mesma eficiência, além do que não são plenamente satisfeitas as condições de equilíbrio termodinâmico registradas nos grandes maciços estratificados, levando conseqüentemente a feições distintas.

Há a necessidade de se observar que é possível a formação de texturas do tipo intergranular/intersertal por dois mecanismos.

O primeiro é aquele em que a cristalização do plagioclásio se dá a temperaturas inferiores à do "líquidus", enquanto que no segundo ela se processa na temperatura "liquidus", portanto, em condições de "equilíbrio" do cristal com o líquido.

No primeiro caso os estudos experimentais mostram claramente a possibilidade de se ter a cristalização do plagioclásio assim como da augita, com complicações adicionais para a olivina (cf. Donaldson, 1979), a temperaturas super-resfriadas. Nestas circunstâncias a seqüência de cristalização não pode ser discutida com base nos modelos convencionais de regras das fases. Essas texturas têm características intergranulares, sendo porém geneticamente diferentes daquelas também intergranulares onde o plagioclásio cristaliza em "equilíbrio" com o líquido e, neste caso, o desenvolvimento da feição parece mais relacionado ao tempo de resfriamento e à razão de crescimento da fase.

A cristalização de uma fase mineral abaixo da temperatura "liquidus" depende da composição do líquido e da natureza da fase.

Os estudos realizados por Gibb (1974) mostraram que o plagioclásio cristalizando a temperaturas abaixo do "liquidus" cresce mais rapidamente, resultando em cristais maiores do que os formados em equilíbrio com o líquido, para um mesmo tempo de cristalização (Morse, 1980; Hughes, 1982); assim, o crescimento se processa rapidamente, e é pouco provável que o plagioclásio se constitua em uma fase meta-estável ou reliquiar sob tais condições de formação (Gibb, 1974; Donaldson, 1979).

Estes dados experimentais ilustram bem as complexas relações de estabilidade, quimismo e estado estrutural relacionados à cristalização dos plagioclásios.

Evans e Moore (1968) apontaram como um dos fatores limitantes para a cristalização dos plagioclásios a temperaturas superresfriadas as relações de difusão Si-Al, o que não encontra apoio nos estudos experimentais de Gibb (1974), Donaldson (1979) e Hughes (1982), podendo entretanto a difusão desses elementos inibir o crescimento, mas não decidir sobre a ocorrência ou não da fase .

A cristalização das fases a temperaturas abaixo das do "liquidus" é controlada por fatores diversos (mecânicos, efeito de outra fase etc.).

Os estudos de Gibb (1974) mostraram temperaturas de 1198°C para a cristalização do plagioclásio e de 1180°C para a augita, não havendo aparentemente interdependência entre o fato de as duas fases se cristalizarem no mesmo líquido, sendo fator preponderante a susceptibilidade ao crescimento.

Esse tipo de cristalização corresponde possivelmente à interpretação mais realista para explicar os plagioclásios ocorrentes nas amostras das bordas do corpo (exceção feita aos microfenocristais, que ao que tudo indica representam fases cristalizadas sob condições de equilíbrio com o líquido em profundidade, assim como o piroxênio), e.g. Figuras 6a,b e 7, onde estão expostos os estados estruturais para esses minerais. A ausência da pigeonita pode estar de alguma forma relacionada à susceptibilidade baixa ou ausente, impedindo assim o seu desenvolvimento sob tais condições de cristalização.

A segunda forma de cristalização refere-se às texturas intergranulares, na qual há tendência para o "equilíbrio" mineral/líquido, com a fase cristalizando-se a temperatura "liquidus".

Nesses casos, a ordem de cristalização entre plagioclásio e augita é altamente controvertida segundo os vários autores; entretanto, os estudos experimentais a seco, assim como as observações petrográficas, dão conta da simultaneidade da sua formação. Nos casos onde a $P_{H2O}$ desempenha papel de destaque, essas relações podem ser mudadas (Yoder e Tilley, 1962; Barbieri et al., 1971; Güttler (inédito).

À luz dessa observação é importante ressaltar que as quantidades modais dessas duas fases, plagioclásio e augita, variam e são opostas com o avanço da evolução do magma (Figs. 4 e 15).

Observe-se ainda que os teores de CaO e MgO (Fig. 37) diminuem junto às partes internas do corpo, coerentemente com a augita modal (Fig. 15), enquanto que os conteúdos de $SiO_2$, $Na_2O$ e $K_2O$ (Fig. 39) aumentam no mesmo sentido, concordantemente com a elevação do plagioclásio modal (Fig. 4); o traçado da pigeonita modal se aproxima mais daquele do plagioclásio (Fig. 22).

Os dados de química mineral demonstram que, com o avanço da evolução do magma, o plagioclásio vai se tornando mais albítico (Fig. 8), notadamente nos níveis entre 12,3 e 28,5 m. Os resultados coligidos para as augitas mostram um contínuo empobrecimento em $TiO_2$ e $Al_2O_3$ junto às partes internas do corpo (Fig. 21).

Embora o início da cristalização dessas duas fases possa ser concomitante, ou a simultaneidade alcançada logo nos primórdios do processo, as possibilidades da continuidade do crescimento para cada fase, assim como suas velocidades, independem daquele referencial.

Assim, desenvolvem-se as texturas poiquilíticas com o plagioclásio envolvendo e reabsorvendo a augita, aspecto identificado com freqüência entre os níveis 12,3 e 39,5 m. Esta sugestão indica que a augita é reabsorvida apenas parcialmente; se no total mostra graus de dificuldade diferentes frente à corrosão do plagioclásio, isto é devido ao fato de que partes dessas interfaces devem resultar de uma cristalização em equilíbrio, estando as regiões de reabsorção preferencialmente ligadas aos contatos alcançados nos estágios mais avançados (Fotos 12, 13, 15 e 17).

As reações abaixo ilustram as linhas evolutivas do sólido com o líquido residual, assim como as relações com a química mineral:

$$CaAl_2Si_2O_8 \rightleftharpoons CaAl_2SiO_6 + SiO_2$$

anortita Ca-Tschermakita

onde a baixa atividade da sílica beneficia a entrada do Al na posição tetraédrica da augita, favorecida pela reação que se desloca neste caso para o lado direito.

Com o avanço da cristalização magmática há um enriquecimento de $SiO_2$ no líquido (Fig. 38) com o deslocamento da reação se dando portanto no sentido da estabilidade da anortita, coerente com o aumento do plagioclásio modal (Fig. 4).

$$2FeTiO_3+2CaAl_2Si_2O_8 \rightleftharpoons 2CaTiAl_2O_6+FeSiO_4+SiO_2$$

ilmenita anortita Ti-piroxênio faialita

mostra que a baixa atividade da sílica favorece a entrada do Ti no piroxênio.

Neste caso também a elevação da atividade da sílica no líquido desloca a reação no sentido da esquerda, evidenciando, assim, o aumento do plagioclásio com a concomitante diminuição dos teores de Ti na augita (Fig. 21).

O aumento modal da pigeonita, como também a sua coprecipitação com a augita, poderia ser explicado pela elevação da $f_{O2}$ no líquido conseqüentemente à do FeO, reduzindo assim o desenvolvimento da augita. Quanto à ferro-augita subcálcica, constitui sem

qualquer dúvida uma fase dos últimos estágios da cristalização.

Observe-se que a última reação guarda total coerência com o aparecimento da ilmenita.

Os estudos sobre o comportamento de Ti nos piroxênios foram conduzidos por Le Bas (1962), com as conclusões alcançadas indicando que esse elemento entra na estrutura desses minerais com o propósito de equilibrar eletronicamente a molécula, uma vez que a presença de Al na posição octraédrica causa esse desequilíbrio (Kuno, 1966; Nakamura e Kushiro, 1970; Hossain, 1977; Deer et al., 1978; Ulbrich, 1984).

Em oposição ao tipo textural referido atrás, tem-se a ofítica, sendo que também neste caso um dos parâmetros a serem satisfeitos é aquele referente à composição do líquido basáltico, assim como os regimes de P e $P_{H2O}$.

Donaldson (1979) abordou a questão, identificando a presença da olivina como um "termômetro" composicional imprescindível no desenvolvimento da textura ofítica, de tal sorte que a sua ocorrência seria indicativa da potencialidade para o pleno desenvolvimento do clinopiroxênio, inclusive com a reabsorção da própria olivina.

Embora a simultaneidade da cristalização do plagioclásio e clinopiroxênio também se faça presente nesse tipo textural, a taxa de nucleação é diferente para as duas fases, sendo maior para o clinopiroxênio.

Portanto, as relações intergranulares nas zonas resfriadas podem gradar para os outros dois tipos distintos de textura nos níveis mais evoluídos da rocha, passando a poiquilítica ou ofítica em função da taxa de crescimento e dos componentes disponíveis no líquido (e.g. o clinopiroxênio e o plagioclásio iniciam a sua cristalização simultaneamente ou em separado até atingir a linha cotética, onde então as duas fases se formariam conjuntamente, após o que o líquido se empobreceria em Ca; há o conseqüente aparecimento da pigeonita, entretanto, o plagioclásio pode continuar a cristalização pois o Na formaria a molécula Ab, visto que esse elemento acha-se disponível no líquido.

Os estudos referentes ao estado estrutural dos plagioclásios reforçam sobremaneira as conclusões ora expostas.

É possível que a linha de tendência reconhecida para o estado estrutural para as amostras próximas do contato traduza

condições de fases cristalizadas a temperaturas abaixo da temperatura "liquidus", enquanto que os pontos guardando distância da linha dos plagioclásios de baixa temperatura se mostram transicionais e com tendência para cristalização a temperatura "liquidus".

O zoneamento, notadamente dos plagioclásios e da augita, demonstra o desequilíbrio ocorrido durante a formação do corpo, que pode ter sido motivado por mecanismos diversos, como mudança nas condições de pressão de $H_2O$, $O_2$ e $CO_2$ durante os estágios de cristalização; variação da atividade da sílica; concorrência simultânea do plagioclásio e da augita pela molécula cálcio-tschermakita; interferência de composições remanescentes (fenocristais formados em profundidades, etc.).

É interessante assinalar que um dos pontos críticos que suporta essas considerações petroquímicas, como também a seqüência de cristalização dos minerais e seu avanço, é aquele referente aos teores de $TiO_2$ e $Al_2O_3$ na augita.

Os dados obtidos pelos tratamentos óticos evidenciaram uma dispersão de pontos superior àquela realmente presente, talvez causada pelas variações nos teores de $TiO_2$ e $Al_2O_3$ nas augitas. Estas interações composicionais promovem resultados óticos que ainda permanecem obscuros.

A pigeonita, que aparece freqüentemente na mesóstase, apresenta avanços na sua granulometria à medida que se caminha para as áreas situadas entre níveis 12,3 a 53,0 m, quando então ocorre de forma distinta, e exibindo fortes variações composicionais, notadamente das razões Fe/Mg.

Já aquela relacionada à mesóstase, mostra claramente que é uma fase posterior à augita. A outra, que ocorre distinta nos níveis intermediários, constitui uma fase que cristalizou possivelmente em equilíbrio com a augita.

Esta observação vem fortalecer as sugestões feitas para a seqüência da cristalização, bem como de seus avanços.

A composição das fases e dos "líquidos residuais", associada às características texturais, indicam que os índices mais elevados de evolução do corpo foram atingidos entre os níveis 12,3 e 39,5 m, notadamente no 28,5 m.

A composição da mesóstase tende a um ponto mínimo junto ao ternário Ab-Or-Qz, não sendo, contudo, possível a sua representação, uma vez que os dados analíticos obtidos são apenas parciais

(Na, K e Na).

A olivina constitui sem qualquer dúvida um representante da mineralogia cristalizada em profundidade, como ficou demonstrado não só pelas suas características petrográficas, como também pelas modificações proporcionadas ao nível onde ela ocorre, 69,5 m. É interessante observar a presença da pigeonita neste nível.

Os óxidos de Ti e Fe, pelas descrições petrográficas e dados de química mineral, parecem ter sido cristalizados em equilíbrio entre si, com a magnetita mostrando texturas de exsolução desenvolvidas a temperaturas "solvus".

Assim, é possível que as ilmenitas sejam provenientes de dois processos distintos, um de cristalização primária, e o outro pela expulsão da composição das lamelas nas titanomagnetitas. Este último mecanismo é notável pela presença da feição em "coágulo" da ilmenita na magnetita, possivelmente como representante de um estágio avançado da textura na forma de triângulo envolvendo os dois minerais.

Do ponto de vista petrográfico e da mineralogia normativa, as amostras representam termos supersaturados em sílica (cf. Yoder e Tilley, 1962), caracterizados pela ocorrência de dois piroxênios, augita e pigeonita, além de mesóstase quartzo-feldspática; quartzo e hiperstênio estão invariavelmente presentes na norma.

É digno de registro que a amostra 73,0 encontra-se deslocada para o campo de tendência alcalina no diagrama R1-R2 (Fig. 33), entretanto, possui também quartzo e hiperstênio normativos (Tabela 8), sendo, por conseguinte, um termo supersaturado em sílica.

As variações dos teores de diversos elementos internamente no corpo são coerentes e fortalecem sobremaneira as sugestões propostas, indicando que algum mecanismo eficiente foi responsável pela movimentação da massa magmática; processos envolvendo difusão iônica, notadamente para o Si e em parte para o Al, assim como transferência gasosa, não são suficientes para explicar tamanha zonalidade composicional em um corpo deste porte.

Os dados da razão K/Rb~400 e $Sr^{87}/Sr^{86}$~0,705 a 0,706 (comparados por extrapolação), extraídos de Cordani e Vandoros (1967), Halpern *et al*. (1974) e de Mantovani (1985), além da linha evolutiva dos líquidos traçados no diagrama AFM (Fig. 35), sugerem que os processos de contaminação crustal não tiveram papel de relevância na evolução do magma responsável pela formação do corpo ígneo de Tanquinho.

Halpern et al. (1974), estudando amostras representativas do magmatismo mesozóico da parte leste da Bacia do Paraná, dividiram-nas em três grupos de rochas no que concerne aos seus caracteres geoquímicos; o primeiro deles apresenta razão Rb/Sr~0,055 similar à obtida para as rochas de Tanquinho, porém, Sr~700 ppm. As amostras investigadas possuem Sr~470 ppm, o que pode significar um fracionamento de plagioclásio e augita em profundidade.

Por outro lado, os baixos teores dos elementos traços compatíveis como Cr e Ni sugerem que um processo de cristalização fracionada teve lugar na evolução do magma em profundidade, envolvendo principalmente a separação da olivina e clinopiroxênios (Rüegg, 1975a; Bellieni et al., 1983,1984a,b,c; Comin-Chiaramonti et al., 1983; Marques, 1983; Mantovani, 1985; Mantovani et al., 1985).

As fases que desempenharam papel de maior importância no fracionamento interno do corpo foram os plagioclásios e a augita, seguido de pigeonita, opacos, mesóstase, olivina(?) e apatita; com importância reduzida estão os minerais da fase final de cristalização.

# REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Amaral, G. e Crosta, A.P. (1983) Comportamento estrutural e estratigráfico dos diferenciados ácidos da Formação Serra Geral na porção sul da Bacia do Paraná. Atas do 4º Simp. Reg. Geol., SBG - São Paulo, pp. 197-210.

Amaral, G.; Cordani, U.G.; Kawashita, K. e Reynolds, J.H. (1966) Potassium-argon dates of basaltic from southern Brazil. Geochim. Cosmochim. Acta, 30, 159-189.

Amaral, S.E. (1971) Geologia e petrologia da Formação Irati (Permiano) no Estado de São Paulo. Bol. IG-USP nº 2, 3-81.

Amaral, S.E. (1975) Sobre os dolomitos e o processe da dedolomitização na Formação Irati (Permiano) do Estado de São Paulo. Bol. IG-USP, 6, 31-32.

Augustithis, S.S. (1978) Atlas of the Textural Patterns of Basalts and their Genetic Significance. Elsevier, New York, 323p.

Barbieri, F.; Bizouard, H. e Varet, J. (1971) Nature of the clinopyroxene and iron enrichment in alkalic and transitional basaltic magmas. Contr. Mineral. Petrol., 33, 93-107.

Barbour Jr., E.; e Rigonatti, A. (1979) Mapeamento geológico da área de Pitanga. Relatório interno do IPT, BP-004, 32 p.

Baumbauer, H.U.; Corlett, M.; Eberhard, E. e Viswanathan, K. (1967) Diagrams for the determination of plagioclases using X-ray powder methods. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 47, 333-349.

Bellieni, G.; Piccirillo, E.M. e Zanettin, B. (1981) Classification and nomenclature of basalts. IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Circ. 34, Contrib. 87, pp. 1-19.

Bellieni, G.; Brotzu, P.; Comin-Chiaramonti, P.; Ernesto, M.; Melfi, A.J.; Pacca, I.I.G.; Piccirillo, E.M. e Stolfa, D. (1983) Petrological and paleomagnetic data on the plateau basalt to rhyolite sequences of the southern Paraná Basin, Brazil. An. Acad. brasil. Ciênc., 55, 355-383.

Bellieni, G.; Comin-Chiaramonti, P.; Marques, L.S.; Melfi, A.J.; Piccirillo, E.M.; Nardy, A.J.R. e Roisenberg, A. (1984a) High-and low-$TiO_2$ flood basalts from the Paraná plateau (Brazil): petrology and geochemical aspects bearing on their mantle origin. N. Jb. Miner. Abh., 150, 273-306.

Bellieni, G.; Brotzu, P.; Comin-Chiaramonti, P.; Ernesto, M.; Melfi, A.J.; Pacca, I.G. e Piccirillo, E.M. (1984b) Flood basalt to rhyolite suites in the southern Paraná plateau (Brazil): palaeomagnetism, petrogenesis and geodynamic implications. J. Petrol., 25, 579-618.

Bellieni, G.; Comin-Chiaramonti, P.; Marques, L.S.; Melfi, A. J.; Piccirillo, E.M. e Stolfa, D. (1984c) Low pressure evolution of basalt sills from bore-holes in the Paraná Basin, Brazil. Tschermaks Min. Petrol. Mitt., 33, 25-47.

Bence, A.E. e Albee, A.L. (1968) Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates and oxides. J. Geol., 76, 382-403.

Berbert,C.O.; Svisero, D.P.; Sial, A.N. e Meyer, H. O. A. (1981) Upper mantle material in the Brazilian shield. Earth - Sci. Rev., 17, 109-133.

Biggar, G.M. (1979) Immiscibility in tholeiites. Min. Mag., 43, 543-544.

Blitzkow, D.; Gasparini, P.; Sá, N.C. e Mantovani, M.S.M. (1979) Crustal structure of southeastern Minas Gerais, Brazil, deduced from gravity measurements. Rev. Bras. Geoc., 9, 39-43.

Bowen, N.L. (1928) The ternary system: diopside-forsterite-silica. Am. J. Sci., 38, 207-264.

Bowen, N.L. (1928) The Evolution of Igneous Rocks. Dover, New York, 334 p.

Brown, G.M. (1967) Mineralogy of basaltic rocks. In The Poldervaart Treatise on Rocks of Basaltic Composition. John Wiley & Sons, New York, Vol.1, pp.103-162.

Brown, G.M. e Vincent, E.A. (1963) Pyroxenes from the late stages of fracionation of the Skaergaard intrusion, east Greenland. J. Petr., 4, 175-197

Carmichael, I.S.E.; Turner, F.J. e Verhoogen, J. (1974) Igneous Petrology. McGraw-Hill, New York, 739 p.

Chayes, F. (1949) A simple point counter for thin-section analysis. Am. Mineral., 34, 1-11.

Chayes, F. (1956) Petrographic Modal Analysis. Chapman & Hall, London, 113 p.

Choudhuri, A. (1981) Petrologia dos diques basálticos da região norte do Escudo Guianês. Tese de Livre-Docência. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, 133 p.

Comin-Chiaramonti, P.; Gomes, C.B.; Piccirillo, E.M. e Rivalenti, G. (1983) High-$TiO_2$ basaltic dikes in the coastline of São Paulo and Rio de Janeiro States (Brazil). N. Jb. Miner.Abh., 146, 133-150.

Compagnie Géneral de Géophysique (1955) Abaques de sondage electrique. Geophysical Prospecting, III, Suplemento nº 3.

Cordani, U.G e Vandoros, P. (1967) Basaltic rocks of the Paraná Basin. In: Bigarella, J.J. et al., Problems in Brazilian Gondwana Geology. Curitiba, pp.207-229.

Cordani, U.G.; Sartori, P.L.P. e Kawashita, K. (1980) Geoquímica dos isótopos de Sr e a evolução da atividade vulcânica na Bacia do Paraná (Sul do Brasil) durante o Cretáceo. An. Acad. brasil. Ciênc., 52, 811-818.

Cox, K.G. (1980) A model for flood basalt vulcanism. J. Petrol., 21, 629-650.

Cox, K.G.; Bell, J.D. e Pankhurst, R.J. (1979) The Interpretation of Igneous Rocks. Allen and Unwin, London, 450 p.

Curvello, W.S. (1946) Sobre um diabásio amigdaloidal de Guaeri, SP. Min. Met., 10, 263-266.

De, A. (1974) Silicate liquid immiscibility in the Decan Traps. Bull. Geol. Soc. Am., 85, 471-474.

Deer, W.A.; Howie, R.A. e Zussman, J. (1963) Rock-forming Minerals. Vol.4. Longmans, London, 435 p.

Deer, W.A.; Howie, R.A. e Zussman, J. (1978) Rock-forming Minerals. Vol.2A. Longmans, London, 2nd ed., 688 p.

De La Roche, H.; Leterrier, J.; Grandclaude, P. e Marchal, M. (1980) A classidication of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major-elament analyses: its relationships with currente nomenclature. Chem. Geol., 29, 183-210.

Delvigne, J. (1977) Aspects micromorphologiques de l'alteration des roches ultrabasiques de Côte d'Ivoire. Congr. Inter. Micromorph. du Sol, Granada, pp.389-406.

Delvigne, J. (1983) Micromorphology of the alteration and weathering of pyroxenes in the Koua Bocca ultramafic intrusion, Ivory Coast, western Africa. Sci. Geol. Mem., 72, 57-68.

Delvigne, J.; Bisdom, E.B.A.; Sleeman, J. e Stoops, G. (1979) Olivines, their pseudomorphs and secondary products. Pedologie, 29, 247-309.

De Paolo, D.J. (1979) Estimation of the depth of origin of basic magmas: a modified thermodynamic approach and a comparison with experimental melting studies. Contr. Mineral. Petrol., 69, 265-278.

Donaldson, C.H. (1979) An experimental investigation of the delay in nucleation of olivine in mafic magmas. Contr. Mineral. Petrol., 69, 21-32.

Evans, B.W. e Moore, J.G. (1968) Mineralogy as a function of depth in the prehistoric Makaopuhi tholeiitic lava lake, Hawaii. Contr. Mineral. Petrol., 17, 85-115.

Ferreira, F.J.F. (1982) Integração dos dados aeromagnéticos e geológicos: configuração e evolução tectônica do arco de Ponta Grossa. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, USP, 169 p.

Fodor, R.V.; Berkley, J.L.; Keil, K.; Husler, J. W.; Ma, M. S. e Schmitt, R.A. (1980) Petrology of basalt drilled from the Galapagos spreading center, deep sea drilling project log 54. Initial reports of the deep sea drilling project. Washington (U.S.Government Printing Office)., LIV, 737-749.

Fodor, R.V.; Corwin, C. e Roinsenberg, A. (1985a) Petrology of Serra Geral (Paraná) continental flood basalts, Southern Brazil: crustal contamination, source material, and South Atlantic magmatism. Contr. Mineral. Petrol., 91, 54-65.

Fodor, R.V.; Corwin, C. e Sial, A.N. (1985b) Crustal signatures in the Serra Geral flood-basalt province, Southern Brazil: O-and-Sr-isotope evidence. Geology, 13, 763-765.

Formoso, M.L.L. (1980) Difratometria de Raios X. XXXI Congr. Bras. Geol., Boletim nº 4, pp.5-26.

Frankel, J.J. (1967) Forms and structures of intrusive basaltic rocks. In:The Poldervaart Treatise on Rocks of Basaltic Composition. Vol.1, 63-102. John Wiley & Sons, New York.

Gibb, F.G.F. (1974) Supercooling and the crystallization of plagioclase from a basaltic magma. Min. Mag., 39, 641-653.

Girardi, V.A.V.; Melfi, A.J. e Amaral, S.E. (1978) Efeitos termais associados aos diabásicos mesozóicos da Bacia do Paraná. Bol. IG-USP, 9, 47-55.

Gomes, C.B. (1974) Mineralogia do dique de Toninhas, Ubatuba, litoral norte do Estado de São Paulo: Feldspatos. Rev.Bras.Geoc., 4, 80-87.

Gomes, C.B. e Berenholc, M. (1980) Some geochemical features of the Toninhas dike, Ubatuba, State of São Paulo, Brazil. An. Acad. brasil. Ciênc., 52, 339-346.

Gomes, C.B. e Ruberti, E. (1979) Mineralogia do dique de Toninhas, Ubatuba, litoral norte do Estado de São Paulo: Piroxênios. Bol. Mineral., 6, 55-66.

Gomes, J.B.P. (1959) Algumas observações sobre as intrusões de diabásio na bacia sedimentar do Paraná. Bol. Tec. Petrobrás, 2, 7-12.

Green, D.H. (1967) Effects of high pressure on basaltic rock. In: The Poldervaart Treatise on Rocks of Basaltic Composition. Vol.1, 401-443. John Wiley & Sons, New York.

Green, D.H. e Ringwood, A.E. (1967) The genesis of basaltic magmas. Contr. Mineral. Petrol., 15, 103-190.

Guidicini, G. e Campos, J.O. (1968) Notas sobre a morfogênese dos derrames basálticos. Bol.Soc.Brasil.Geol., 17, 15-28.

Guimarães, D. (1967) Cronogeologia dos derrames e intrusões de rochas vulcânicas mesozóicas, desde o sul até o nordeste do Brasil. Dep.Nac.Prod.Min., D.N.P.M., Bol. 130, 15-36.

Güttler, R.A.S. Pyroxenes from the alkaline rocks of the Australia. (inédito), 35 p.

Halpern, M.; Cordani, U.G. e Berenholc, M. (1974) Variations in strontium isotopic composition of Paraná Basin volcanic rocks of Brazil. Rev. Bras. Geoc., 4, 223-227.

Holloway, J.R. e Burnham, C.W. (1972) Melting relations of basalt with equilibrium water pressure less than total pressure. J. Petrol., 13, 1-29.

Hossain, M.T. (1977) Pyroxenes from the gabbros of the Marangudzi ring complex, Rhodesia. Min. Mag., 41, 111-119.

Hughes, C.J. (1982) Igneous Petrology. Elsevier, Amsterdam, 551 p.

Hyndman, D.W. (1972) Petrology of Igneous and Metamorphic Rocks. McGraw-Hill, New York, 553 p.

Juan, V.C.; Lo, H.J. e Chen, C.H. (1979) Genetic relationship of the neogene alkali and tholeiitic magmas and the nature of the upper mantle beneath the continental shelf of the Western Taiwan. Proceed. Geol. Soc. China, 22, 24-38.

Kennedy, W.Q. (1933) Trends of differentiation in basaltic magmas. Am. J. Sci. 25, 239-256.

Kuno, H. (1966) Review of pyroxene relations in terrestrial rocks in the light of recent experimental works. Min. J. Japan, 5, 21-43.

Kuno, H. (1968) Differentiation of basalt magmas in basalts. In: The Poldervaart Treatise on Rocks of Basaltic Composition. Vol.2, 623-688. John Wiley & Sons, New York.

Kushiro, I. (1960) Si-Al relation in clinopyroxenes from igneous rocks. Am. J. Sci., 258, 548-554.

Kushiro, I. (1972) Effect of water on the composition of magmas formed at high pressures. J. Petrol., 13, 311-334.

Le Bas, M.J. (1962) The role of aluminuim in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. Am. J. Sci., 260, 267-288.

MacDonald, G.A. (1967) Form and structures of extrusives basaltic rocks. In The Poldervaart Treatise on Rocks of Basaltic Composition. Vol.1, 1-62. John Wiley & Sons, New York.

MacDonald, G.A. e Katsura, J. (1964) Chemical composition of Hawaian lavas. J.Petrol., 5, 82-133.

Macedo, A.B. e Rüegg, N.R. (1974) A variação de elementos traços nas rochas basálticas da Bacia do Paraná estudada por meio da análise fatorial. Bol.1, 299, Res.Com.XXVIII C.Bras.Geol.;Porto Alegre

MacKenzie, W.S.; Donaldson, C.H. e Guilford, C. (1982) Atlas of Igneous Rocks and their Textures. Longman, Essex, 148 p.

Mantovani, M.S.M. (1985) Caracterização isotópica do magmatismo da Bacia do Paraná, sua correlação com a crosta continental subjacente e com a abertura do Atlântico Sul. Tese de Livre-Docência. Instituto Astronômico e Geofísico - USP, 186 p.

Mantovani, M.S.M.; Marques, L.S.; Souza, M.A.; Civetta,L.; Atalla, L. e Innocenti, F. (1985) Trace element and strontium isotope constraints on the origin and evolution of Paraná continental flood basalts of Santa Catarina State (Southern Brazil). J. Petrol., 26, 187-209.

Marques, L.S. (1983) Estudo do comportamento geoquímico de alguns elementos traços determinados em rochas vulcânicas da Bacia do Paraná. Dissertação de Mestrado. Instituto Astronômico e Geofísico - USP, 172 p.

Mezzalira, S. (1965) Descrição geológica e geográfica das folhas de Piracicaba e São Carlos, SP. Bol. Inst. Geogr. Geol. nº 43, 41 p.

Minioli, B.; Ponçano, W.L. e Oliveira, S.M.B. (1971) Extensão geográfica do vulcanismo basáltico do Brasil Meridional. An. Acad. brasil. Ciênc., 43, 433-437.

Morse, S.A. (1980) Basalts and Phase Diagrams. Springer - Verlag, New York, 493 p.

Mueller, R.F. e Saxena, S.K. (1977) Chemical Petrology. Springer--Verlag, New York, 394 p.

Muir, I.D. (1954) Crystallization of pyroxenes in on iron-rich diabase from Minnesota. Min. Mag., 30, 376-388.

Munro, M. (1963) Errors in the measurement of 2V with the universal stage. Am. Mineral., 48, 308-323.

Nakamura, Y. e Coombs, D.S. (1973) Clinopyroxenes in the Tawhiroko tholeiitic dolerite at Moeraki, North-Eastern Otago, New Zealand. Contr. Mineral. Petrol., 42, 213-228.

Nakamura, Y. e Kushiro, I. (1970) Equilibrium relations of hipersthene pigeonite and augite in crystallizing magmas; microprobe study of a pigeonite andesite from Weiselberg, Germany. Am. Mineral., 55, 1999-2015.

Nockolds, S.R.; Knox, R.W.O'B.; Chinner, G.A. (1978) Petrology for Students. Cambridge University Press, Cambridge, 435 p.

O'Hara, M.J. e Yoder Jr., H.S.(1967) Formation and fractionation of basic magmas at high pressures. Scottish J.Geol., 3, 67-117.

Philpotts, A.R. (1979) Silicate liquid immiscibility in tholeiitic basalts. J. Petrol., 20, 99-118.

Pieruceti, J.A. e Gomes, C.B. (1975) Aspectos mineralógicos e petrográficos da intrusão de José Fernandes, PR. An. Acad. brasil. Ciênc., 47, 439-450.

Quadros, L.P. (1976) Efeito das intrusões de diabásio em rochas sedimentares do leste e sul da Bacia do Paraná. Bol. Téc. Petrobrás, 19, 139-155.

Rüegg, N.R. (1964) Use of the angle $A_1 \wedge c$ in optical determination of the composition of augite. Am.Mineral., 49, 599-606.

Rüegg, N.R. (1969) Aspectos geoquímicos, mineralógicos e petrográficos de rochas basálticas da Bacia do Paraná. Tese de Doutoramento. Fac. Fil. Ciênc. Letras - USP, 172 p.

Rüegg, N.R. (1972) Plagioclásios plutônicos e vulcânicos em diabásios da Bacia do Paraná. Rev. Bras. Goec., 2, 8-17.

Rüegg, N.R. (1975a) Natureza serial do magmatismo basáltico da Bacia do Paraná. Naturalia, 1, 141-152.

Rüegg, N.R. (1975b) Modelos de variação química na província basáltica do Brasil Meridional, características de teor, distribuição geográfica e diferenciação. Tese de Livre-Docência. Instituto de Geociências - USP, 215 p.

Rüegg, N.R. e Dutra, C.V. (1965) Short note on the trace elements of undifferentiated basaltic rocks of State of São Paulo, Brazil. An. Acad. brasil. Ciênc., 37, 491-496.

Rüegg, N.R. e Dutra, C.V. (1970) Variation in the content of some trace elements in basaltic rocks from the Paraná Basin. An. XXIV Congr. Bras. Geol., pp.219-226; Brasília - DF.

Rüegg, N.R. e Amaral, G. (1976) Variação regional da composição química das rochas basálticas da Bacia do Paraná. Bol. IG - - USP, 7, 131-147.

Rüegg, N.R. e Wernick, E. (1978) Profundidade de origem dos líquidos basálticos na província da Bacia do Paraná. Naturalia, 4, 17-24.

Santos, J. (1982) Evolução mecânica da Bacia do Paraná - um modelo inicial. An. XXXII Congr. Brasil. Geol., 4, 1592-1600.

Sartori, P.L.P. (1984) As principais ocorrências de rochas vulcânicas ácidas da Formação Serra Geral no Planalto do Paraná. An. XXXIII Congr. Brasil. Geol., 4, 539-547.

Sartori, P.L.P. e Gomes, C.B. (1980) Composição química mineralógica das últimas manifestações vulcânicas na região de Santa Maria, RS. An. Acad. brasil. Ciênc., 52, 125-133.

Shiraiwa, S. (1984) Modelo de estrutura crustal entre 19,5°/22,6°S e 45°/51°W calculado a partir de dados gravimétricos. Dissertação de Mestrado. Instituto Astronômico e Geofísico - USP, 84 p.

Sinelli, O.; Souza, A. e Correia, C.T. Contribuição ao estudo químico e petrográfico das rochas básicas - Região NE Bacia do Paraná (no prelo).

Smith, J.V. (1974) Feldspar Minerals. Vol.1. Springer-Verlag, Berlin, 627 p.

Souza Filho, E.E. (1983) Tectônica da região de Rio Claro - Piracicaba, Domo de Pitanga. Atas 4º Simp. Reg. Geol., SBG-São Paulo, pp. 191-196.

Streckeisen, A.L. (Chairman) (1973) Plutonic rocks: classification and nomenclature recommended by the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Geotimes, 18, 26-30.

Thompson, R.N. (1974) Some high-pressure pyroxenes. Min. Mag., 39, 768-787.

Thompson, R.N. (1975a) Primary basalts and magma genesis. Contr. Mineral. Petrol., 52, 213-232.

Thompson, R.N (1975b) The 1-atmosphere liquidus oxygen fugacities of some tholeiitic intermediate, alkalic and ultra-alkalic lavas. Am. J. Sci., 275, 1049-1072.

Tilley, C.E. (1950) Some aspects of magmatic evolution. Quart. J. Geol. Soc. London, 106, 37-61.

Torquato, J.R. e Cordani, U.G. (1981) Brazil - Africa geological links. Earth-Sci. Rev., 17, 155-176.

Tröger, W.E. (1979) Optical Determination of Rock-Forming Minerals. Vol.1 (trad. Hoffmann, C; Bambauer, H.U.; Taborsky, F. e Trochim, H.D.). E. Schwizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 195 p.

Ulbrich, M.N.C. (1983) Aspectos mineralógicos e petrográficos de nefelina sienitos do maciço alcalino de Poços de Caldas, MG - - SP. Tese de Doutoramento. Instituto de Geociências - USP, 369 p.

Ulbrich, H.H.G.J. e Gomes, C.B. (1981) Alkaline rocks from continental Brazil. Earth-Sci. Rev., 17, 135-154.

Vandoros, P.; Rüegg, N.R. e Cordani, U.G. (1966) On potassium--argon age measurement of basaltic rocks from Southern Brasil. Earth Plan. Sci. Lett., 1, 449-452.

Vincent, E.A. e Phillips, R. (1954) Iron-titanium oxide minerals in layered gabbros of the Skaergaard intrusion, East Greenland. Geochim. Cosmochim. Acta, 6, 1-34.

Wilkinson, J.F.G. (1967) The petrography of basaltic rocks. In The Poldervaart Treatise on Rocks of Basaltic Composition. Vol.1, 163-214. John Wiley & Sons, New York.

Williams, H.; Turner, F.J. e Gilbert, C. M. (1970) Petrografia. (trad. Franco, R.R.). Editora Polígono, São Paulo, 445 p.

Wyllie, P.J.(1971) The Dynamic Earth. John Wiley & Sons, New York, 416 p.

Wyllie, P.J. (1984) The relative contributions of mantle, oceanic crust and continental crust magma genesis. Phil. Trans. R. Soc. London, A310, 439-456.

Yoder Jr., H.S.(1978) Basic magma generation and aggregation. Bull. Volcanology, 41, 298-316.

Yoder Jr., H.S.e Tilley, C.E. (1962) Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. J. Petrol., 3, 342-532.

## AGRADECIMENTOS

O autor deseja consignar seus agradecimentos às pessoas e entidades que contribuíram para a execução desta dissertação:

Ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo pelo apoio de infra-estrutura e convivência durante a execução deste trabalho;

À Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro pelas várias dispensas parciais durante os períodos iniciais desta dissertação;

Ao Prof.Dr. Nabor Ricardo Rüegg (in memorian) que nos recebeu prontamente e cuidou com atenção das fases iniciais de orientação;

Ao Prof.Dr. Celso de Barros Gomes que nos orientou nas fases seguintes dos trabalhos e, de forma crítica, realizou uma cuidadosa revisão final do texto;

Aos Profs.Drs. Excelso Ruberti, Mabel Norma Costas Ulbrich, Horstpeter H.G.J.Ulbrich, José Moacyr Vianna Coutinho, José Milton Benetti Mendes, todos do IG-USP, além do Prof.Dr. Jean Delvigne, do CNRS-França, quer seja pelas contribuições provenientes das várias discussões e sugestões durante o desenrolar dos trabalhos, quer por uma orientação nos vários pontos específicos aqui abordados;

Ao Prof.Dr. Raphael Hypólito, assim como aos funcionários do laboratório de análises químicas do DMP-IG-USP, pela orientação e auxílio na obtenção de dados analíticos das amostras, dados estes em fase de publicação;

Ao Prof.Dr. Enzo M.Piccirillo, da Universidade de Trieste - Itália, pelo fornecimento dos dados analíticos de rocha constantes neste trabalho;

Àqueles Profs., Simon Vladimir Burmistrov (UFRRJ), Horácio Macedo (UFRJ), Walter Farias (UFRRJ), Rômulo Machado (USP) e Joel Barbugiani Sigolo (USP) que ainda no período de graduação, com seus exemplos, nos incentivaram a caminhar pelas trilhas atuais;

Aos desenhistas, Itacy Kroehne, Rodrigo Juan Machaca Vascón, pela cuidadosa reprodução da quase totalidade das ilustrações

em forma de mapas e desenhos que ilustram este trabalho;

Ao amigo e colega Aquiles Lazzarotto pelas discussões e datilografia do texto na sua versão preliminar;

À equipe de laminação, na pessoa do Sr. Cláudio Hopp; do setor gráfico, na pessoa do Sr. Jaime Alves da Silva; às datilógrafas, Vani Machado Ribeiro e Maria Mavília Vara;

Ao estudante Gustavo Correa de Abreu que juntamente com o Prof.Dr. Rômulo Machado cuidaram, com profunda atenção, da parte de montagem final do trabalho;

Ao Instituto Geográfico e Geológico-IGG, pelo fornecimento das amostras;

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico-CNPq, pela concessão de uma bolsa;

À geóloga Sra. Marli Torres que nos ajudou de várias formas, durante a quase totalidade do tempo de execução deste trabalho, onde a contrapartida foi a retirada de diversas horas de seu convívio;

E a todos àqueles que, direta ou indiretamente, auxiliaram-nos, incentivando, criticando, colaborando e, conseqüentemente tornando este trabalho mais ameno, ficam aqui externados os mais sinceros agradecimentos do Autor.