A Intrusão Básica de José Fernandes, Pr

*Tese de Mestrado apresentada ao
Instituto de Geociências da Uni-
versidade de São Paulo.*

Orientador:

Dr. Celso de Barros Gomes

José Alberto Pieruceti

1973

A Intrusão Básica de José Fernandes, Pr

*Tese de Mestrado apresentada ao
Instituto de Geociências da Uni-
versidade de São Paulo.*

*Orientador:
Dr. Celso de Barros Gomes*

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005403

José Alberto Pieruceti

1973

I N D I C E

1. INTRODUÇÃO	1
2. METODOLOGIA	2
2.1. Amostragem	2
2.2. Análise Microscópica	3
2.3. Peso Específico	4
2.4. Classificação das Rochas	4
3. GEOLOGIA REGIONAL	8
4. GEOLOGIA LOCAL	11
4.1. Rocha Encaixante	11
4.2. Intrusão	14
4.2.1. Posição Estratigráfica da Intrusão ..	16
5. MINERALOGIA	19
5.1. Plagioclásios	20
5.2. Feldspato Potássico	20
5.3. Piroxênios	21
5.4. Biotita	22
5.5. Olivinas	22
5.6. Anfibólios	24
5.7. Opacos	26
5.8. Quartzo	26
5.9. Apatita	26
5.10. Minerais de Alteração	27
6. PETROGRAFIA	27
6.1. Classificação e Análises Modais	27
6.1.1. Rochas Faneríticas	27
6.1.2. Rochas Afaníticas	34
6.1.3. Rochas Anfibolíticas	35
6.2. Distribuição das Rochas no Interior da Intrusão	35
6.3. Peso Específico das Rochas	36
6.4. Caracteres Texturais	39
6.5. Relações Petrográficas	42
6.5.1. Índice Feldspático e % de Minerais ..	42

6.5.2. Índice Feldspático com Índice de cor e Índice Piroxênico	48
6.5.3. Teor de Anortita do Plagioclásio	48
6.5.4. Conteúdo de Ca, Fe e Mg nas Augitas .	51
6.6. Análise comparativa com a Província Basálti- ca Mesozóica	51
7. PETROLOGIA	55
8. CONSIDERAÇÕES GERAIS ^{FINAIS}	57
9. BIBLIOGRAFIA	61
10. AGRADECIMENTOS	65

ÍNDICE DAS ILUSTRAÇÕES

F I G U R A S

1 - Mapa de localização da área estudada	2
2 - Classificação geral das rochas faneríticas (seg. Streckeisen - 1967)	6
3 - Classificação segundo o índice de cor para as rochas com índice de saturação menor que 20 (Streckeisen - 1967)	7
4 - Mapa geológico da área de José Fernandes com a posição das amostras estudadas	13
5 - Gráfico mostrando a variação de composição das augitas	24
6 - Histogramas da composição mineralógica para as rochas de José Fernandes	32
7 - Distribuição do índice de cor e índice feldspático para as rochas faneríticas, dentro do corpo intrusivo	37
8 - Gráfico mostrando a relação entre o índice de cor e peso específico das rochas da intrusão ...	38
9a e 9b - Gráfico mostrando as relações de tamanhos das diversas espécies minerais nas variedades leucocráticas, mesocráticas e melanocráticas	41
10 - Gráficos mostrando a relação entre índice feldspático e % dos minerais	46
11 - Gráficos mostrando a relação entre índice feldspático e % dos minerais	47
12 - Gráficos mostrando a relação entre o índice feldspático e o índice piroxênico e o índice de cor	49
13 - Gráfico mostrando a relação entre o índice feldspático e % A^n do plagioclásio	50

14 - Gráfico mostrando a relação entre o índice feldspático e a composição das augitas	52
15 - Gráficos confrontando a variação percentual das diferentes espécies minerais da intrusão de José Fernandes com as rochas da província básica mesozóica	53
16 - Gráfico mostrando a linha hipotética de diferenciação magmática num diagrama triangular, cujas variáveis são: índice de cor, % feldspato potássico, % plagioclásio	58

T A B E L A S

I - Estratigrafia do Grupo Açungui no Estado do Paraná (seg. Marini - 1967)	9
II - Composição das augitas	22
IIIa- Análises modais das rochas faneríticas	28
IIIb- Análises modais das rochas faneríticas	29
IV - Análises modais dos basaltos pórfiros	30

F O T O S

1 - Rocha fanerítica porfirítica	17
2 - Contacto entre gabro e leucogabro orientado	17
3 - Leucogabro exibindo orientação vertical	18
4 - Rocha fanerítica com xenólitos afaníticos	18

FOTOMICROGRAFIAS

1 - Intercrescimento entre quartzo e feldspato potássico	23
2 - Biotita formando coroa de reação em mineral opaco	23

3 - Piroxênio incluindo olivinas	25
4 - Anfibólio formado a partir do piroxênio	25
5 - Rocha anfibolítica	43
6 - Basalto porfirítico	43
7 - Rocha leucocrática orientada	44
8 - Textura ofítica	44

1. INTRODUÇÃO

Este trabalho tem por objetivo o estudo das características petrográficas de um pequeno corpo intrusivo nas rochas do Grupo Açungui. Essa intrusão, embora ocupando área pouco extensa, da ordem de 3 km^2 , desperta interesse face a sua grande diversificação mineralógica e textural. Dados de campo e laboratório permitiram também tecer algumas considerações sobre a sua gênese.

A intrusão situa-se aproximadamente no cruzamento do paralelo $24^{\circ} 44'$ com o meridiano $48^{\circ} 58'$. Dista aproximadamente 14 km da cidade de Ribeira, já no estado do Paraná, estando a 10 km da divisa com o Estado de São Paulo. Localiza-se às margens da estrada que liga aquela cidade com Curitiba (Fig. 1). Antigamente designada por José Fernandes, a localidade hoje recebe o nome de Secão.

As primeiras referências sobre a intrusão básica de José Fernandes encontram-se no trabalho de Barbosa (1941). Esse autor, examinando algumas de suas amostras, chegou à conclusão de que as mesmas possuem composição monzonítica. Moraes Rêgo e Almeida (1946) descreveram a intrusão como sendo proveniente de um magma gábrico com caráter alcalino e possivelmente de idade paleozóica. Bigarella (1965) delimitou esse corpo e o agrupou entre as rochas monzoníticas e dioríticas da região.

Mais recentemente, Melcher et al. (1971 b), em trabalho de levantamento geológico na região, remapearam a intrusão, levando à redução de sua área de exposição.

FIG. 1 - MAPA DE LOCALIZAÇÃO DA ÁREA ESTUDADA

2. METODOLOGIA

2.1. Amostragem

Procurou-se coletar amostras de todas as variedades petrográficas presentes na intrusão.

O corpo magmático apresenta poucos afloramentos, com os melhores restritos aos cortes da estrada. No entanto, existem muitos blocos rolados em toda a área, que, se não permitiram uma delimitação espacial dos diversos tipos de rochas, propiciaram pelo menos amostragem representativa dessas variedades. Isto é bem verdade para a porção W da intrusão, pois a parte E é praticamente inacessível e sem afloramentos.

A coleta de amostras mostrou-se dificultada em razão do relevo muito acidentado, intemperismo acentuado

e vegetação densa, esta última restrita à parte E do corpo.

Para os trabalhos de campo, contou-se com fotografias aéreas na escala de 1:70.000 (IASA - Levantamentos Aerofotogramétricos S/A - 1962). A Fig. 4 mostra a localização das amostras investigadas, assim como os contatos aproximados da intrusão e suas relações com os metasedimentos regionais. Como base para sua elaboração, foram utilizadas fotografias na escala 1:25.000 (IASA - Levantamentos Aerofotogramétricos S/A - 1962), adquiridas posteriormente aos trabalhos de campo. A escala ampliada da Fig. 4 não exprime a exatidão dos dados e foi usada simplesmente para facilitar a projeção das informações no mapa.

2.2. Análise Microscópica

Cerca de 50 amostras de rochas foram examinadas ao microscópio, um Standard WL de fabricação Zeiss. Para facilidade de distinção dos vários feldspatos, recorreu-se à técnica de coloração pelo cobaltonitrito de sódio, sugerida por Bailey e Stevens (1960), e descrita em Penalva e Hennies (1971).

Para o cálculo da análise modal, utilizou-se o método do contador de pontos, descrito por Chayes (1949), e um contador automático, "Swift Automatic Point Counter". Um número mínimo de 1.000 pontos foi contado para cada secção delgada.

Para a determinação do teor de anortita do plagioclásio, utilizou-se o método da extinção de cristais

com geminação combinada Carlsbad - albita, descrito em Kerr (1959).

O ângulo de extinção e 2V dos minerais, assim como $A_1^{\wedge}c$, nas augitas, foram determinados utilizando-se uma platina universal de marca Carl Zeiss. Aplicando-se 2V e $A_1^{\wedge}c$, avaliou-se a composição química das augitas pelo método de Rüegg (1964).

A fim de melhor realçar as variações texturais das rochas da intrusão, foram realizadas, com o auxílio de uma ocular graduada, 5 ou 6 medidas de tamanho, entre os grânulos maiores e menores, para cada espécie mineral em cada lâmina delgada.

2.3. Peso Específico

Como dado adicional à petrografia, procedeu-se à determinação do peso específico dessas rochas, valendo-se de uma balança marca "Marte", munida de um dispositivo possibilitando a pesagem da amostra imersa em água. Para cada amostra, as determinações foram feitas em duplicata, usando-se sempre material em quantidade superior a 100g. A precisão dos valores é $\pm 0,01$.

2.4. Classificação das Rochas

Na classificação e nomenclatura das rochas faneríticas, adotou-se o esquema proposto por Streckeisen (1967). Este autor propõe uma classificação geral das rochas magmáticas levando em conta as porcentagens relativas de quartzo, feldspato potássico, plagioclásios e fel-

dsparatóides. Deste esquema, somente participaram rochas com teor de minerais máficos menor de 90%. Utiliza um triângulo duplo, onde, para cada rocha, são apresentadas as porcentagens relativas dos quatro minerais usados na classificação. A Fig. 2 mostra a classificação geral de Streckeisen (1967), para as rochas faneríticas.

Ainda com base no mesmo autor, procedeu-se à classificação das rochas, segundo o índice de cor, assim definido:

$$I.C. = 100 - \% \text{ minerais félsicos}$$

No gráfico da Fig. 3, encontra-se a classificação das rochas faneríticas com índice de saturação menor que 20, introduzindo-se também o índice de cor, assim como o teor de anortita do plagioclásio. Todas as rochas de José Fernandes enquadram-se nessa classificação.

A distinção sugerida por aquele autor para monzodiorito e monzogabro, assim como diorito e gabro, é feita levando-se em consideração o teor de anortita do plagioclásio. Monzodiorito e diorito são rochas cujo teor de anortita do plagioclásio é menor que 50%, enquanto que no monzogabro e gabro é maior. Ainda para estudo dessas rochas calculou-se o índice piroxênico (IPx), proposto por Walker (1957), e assim definido:

$$IPx = \frac{Px}{Px + Fd} \times 100, \text{ onde: } Px = \% \text{ piroxênicos e } Fd = \% \text{ feldspatos.}$$

Por outro lado, as rochas afaníticas, em razão de sua granulação fina, dificultando a identificação de seus constituintes minerais, principalmente dos que compõem a mesóstasis, e de sua composição tendendo a basálti

FIG. 2 - CLASSIFICAÇÃO DAS ROCHAS PLUTÔNICAS COM MENOS DE 90 % DE MINERAIS ESCUROS

FIG. 3 — CLASSIFICAÇÃO DAS ROCHAS, COM RELAÇÃO $\frac{Qz}{PI + FdK + Qz} \times 100 < 20$, LEVANDO-SE EM CONTA O ÍNDICE DE COR E TEOR DE An DO PLAGIOCLÁSIO

ca, foram genericamente agrupados como basaltos.

3. GEOLOGIA REGIONAL

A intrusão básica de José Fernandes ocorre associada à rochas metamórficas pré-cambrianas do Grupo Açungui. Estas vêm sendo sistematicamente investigadas sob os mais diversos aspectos, merecendo registro, entre outros, os trabalhos de Melfi et al. (1967), Melcher (1968), Petri e Suguio (1969) e, mais recentemente, Melcher et al. (1971a) estudaram a geologia do vale da Ribeira. É consenso geral de que esses metassedimentos formaram-se em ambiente de geossinclinal, desenvolvido ao final do pré-cambriano.

Algumas informações sobre as características geológicas do Grupo Açungui são fornecidas abaixo.

Melfi et al. (1965), como resultado de um programa de reconhecimento geológico parcial desse grupo no Estado de São Paulo (paralelos 24º até a divisa com o Estado do Paraná), demonstraram que a litologia dominante compõe-se de: a) migmatitos e gnaisses, principalmente na parte SE, bordejando a costa; b) calcários, dolomitos e quartzitos, mais para o interior. Intrusivas ácidas, variando em composição desde granito a granodiorito, apareceram em toda a extensão da área.

No mesmo trabalho, os autores apontaram como nítida a direção NE-SE para a xistosidade dos metassedimentos. Esta direção também coincide com o alongamento dos maiores corpos graníticos. Notaram ainda dois sistemas de fraturas, um NE, paralelo à xistosidade, e outro NW. Ob-

servaram também que as condições de metamorfismo, em geral compatíveis com as fácies regionais dos xistos verdes e anfibolito, não foram constantes para toda a região, com o gradiente metamórfico aumentando em linhas gerais, de NW para SE.

Marini et al. (1967) estudaram o Grupo Açungui na área compreendida entre os paralelos 24° 30' - 25° 30' e meridianos 49° 00' - 50° 00' (Estado do Paraná). Com base em critérios lito-estratigráficos, esses autores agruparam as rochas da área em quatro formações: a) Formação Setuva, b) Formação Capiuru, c) Formação Votuverava e d) Formação Água Clara. O quadro estratigráfico da região, apresentado na Tabela I, é extraído desse trabalho.

Tabela I

Estratigrafia do Grupo Açungui no Estado do Paraná

Formação		Litologia	Espessura Avaliada
PRÉ-CAMBRIANO SUPERIOR	GRUPO AÇUNGUI	Água Clara Filitos-calcários, calcários e metabasitos. discord.?	2.000 m
		Votuverava Filitos, quartzitos, calcários, metaconglomerados e metabasitos discord.	3.500 m
		Capiuru Dolomitos, quartzitos, filitos e metabasitos discord.	2.000 m
		Setuva Gnaisses, quartzitos, quartzoxistos, xistos e metabasitos. discord.?	2.500 m
		Complexo Cristalino Migmatitos (embrechitos e epibolitos), xistos e ultrabasitos.	

No mapa geológico constante desse trabalho, verifica-se que os granitos cobrem parte considerável da área.

Petri e Suguio (1969) estudaram parte do Grupo Açungui no extremo sul do Estado de São Paulo, dando ênfase às características que pudessem esclarecer o ambiente de sedimentação. Os autores concordaram, pelo menos em parte, com os geólogos que previamente haviam estudado esse grupo, admitindo que esses metassedimentos foram depositados em um antigo geossinclínio: "A grande espessura de depósitos, seus dobramentos e metamorfismo exibido são, sem dúvida, características mais próprias de geossinclínio". No entanto, algumas áreas, como aquela ao norte do granito de Ribeirão Branco, possuem características mais próprias de plataforma cratônica que propriamente de geossinclínio como evidenciado por: "a) seleção relativamente boa dos sedimentos, partículas moderadamente arredondadas; b) ausência de leitos gradativos; c) grandes estratificações cruzadas comuns em meta-arenitos; d) quartzo dentríptico ubíquo; feldspato raro; e) cimento subordinado; f) calcários, filitos, meta-arenitos comuns, metaconglomerados pouco espessos, raros".

Cordani e Bittencourt (1967), usando o método K-Ar, executaram inúmeras determinações radiométricas das rochas desse grupo. As principais conclusões desse trabalho acham-se resumidas a seguir: a) a maioria dessas rochas pertence ao cinturão orogenético Paraíba; b) entre 600 e 650 m.a. atrás, teve lugar o principal evento metamórfico afetando as rochas do grupo e a formação de granitos sintectônicos; c) formação de granitos tardictônicos

há cerca de 590 m.a.; d) levantamento epirogenético da ca deia montanhosa, em certas regiões até 450 m.a. atrás.

Melcher et al (no prelo), estudando as rochas metamórficas e graníticas do Vale do Ribeira e à vista de informações geocronológicas mais recentes, optaram pelo não enquadramento dessas rochas no cinturão Paraíba, uma vez que as rochas da Formação Paraíba mostraram-se mais antigas que o conjunto de rochas que vai do sul da Bahia e até à extremidade sul-oriental da República do Uruguai. Em seu lugar, adotaram a nova terminologia, Cinturão Orogenético Ribeira, Proposta por Almeida et al (no prelo), envolvendo rochas pertencentes ao ciclo Brasileiro, desenvolvido no final do pré-Cambriano e início do eo-Paleozóico.

Dois magmatismos anorogênicos atingiram a região: um básico e outro alcalino. Amaral et al. (1966) dataram o magmatismo básico do sul do Brasil, pelo método K-Ar. Seus dados dão uma amplitude de 28 m.a. para essa atividade magmática, tendo a mesma se desenvolvido no período compreendido entre 119 e 147 m.a. Amaral et al (1967), ainda pelo mesmo método, estabeleceram dois grupos de idades para as rochas alcalinas. O primeiro, mais antigo, incluído no cretáceo inferior (122-133 m.a.), o segundo, mais moderno, abrangendo do cretáceo superior ao terciário inferior.

4. GEOLOGIA LOCAL

4.1. Rocha Encaixante

A intrusão de José Fernandes dista 5 km do limi

te superior direito da região mapeada por Marini et al. (1967). Dessa forma, parece viável correlacionar a rocha encaixante desse corpo com as demais que integram o Grupo Açungui na área. Essa correlação, uma vez admitida a extrapolação das formações geológicas, permite considerar a encaixante como pertencente à Formação Votuverava daque les autores. A descrição por eles fornecida para a Formação acima está em concordância com a obtida junto à área da intrusão.

A rocha encaixante é constituída predominantemente por variedades pelíticas, filito e subordinadamente metasiltito. Macroscopicamente, essas duas rochas são semelhantes. Ao microscópio, observa-se que o filito compõe-se de sericita, clorita, opacos e quartzo, este último por vezes na forma de lentes. Nas proximidades da intrusão, essa rocha mostra-se portadora de biotita avermelhada e fortemente pleocróica. Em geral, a granulação é muito fina, com os grãos de quartzo e opacos apresentando dimensões superiores às dos demais minerais.

Pequenas lentes de quartzito, intercaladas nos filito, são relativamente comuns na área. No mapa anexo da Fig. 4, acha-se delimitada aquela de maior expressão geográfica. Em lâmina delgada esse quartzito apresenta-se com granulação média, sendo os grãos facilmente reconhecíveis ao microscópio.

Por interpretação fotogeológica, seguida de controle de campo, foi mapeada uma pequena lente de calcário nas proximidades da intrusão. Este calcário possui granulação muito fina, sendo mesmo difícil distinguir-se ao microscópio os cristais de carbonato.

Na área estudada, a direção geral do acamamento é N 70°E e mergulhos variáveis de 30° a 80°NW. Nos locais onde foram efetuadas as medidas, a xistosidade coincide com o acamamento.

A drenagem é retangular e parece ser controlada por fraturas. Existem vários alinhamentos de vales. Os alinhamentos que cortam os espigões foram interpretados como sendo prováveis falhas ou fraturas. Os principais acham-se demarcados no mapa anexo.

4.2. Intrusão

O mapa da Fig. 4 mostra o contorno do corpo magmático de José Fernandes, assim como a posição das amostras estudadas. A parte W do corpo foi mapeada com controle de campo, enquanto que a parte E, face à escassez de afloramentos e acessibilidade difícil, resulta apenas de interpretação fotogeológica. De uma maneira geral, a intrusão ocupa cotas inferiores às da encaixante, o que é bem visível em alguns locais da região de contacto. Esse fato, associado à textura de drenagem algo diferente da exibida pela encaixante, permitiu a delimitação do seu contorno.

A intrusão de José Fernandes alcança uma extensão de 1.300 m no sentido N S e aproximadamente 2.400 m na direção E W. Sua forma é irregular, não mostrando de um modo geral relação de concordância com a rocha encaixante. Como exceções podem ser citados alguns locais junto à parte W da intrusão, onde se nota um filito orientado, encaixante, verticalizado e concordante com um basal

to porfirítico. Este fato parece indicativo de que a intrusão se deu com relativa pressão, causando deformações nas proximidades da região de contacto. Na borda N, o contorno da intrusão parece estar controlado pela direção geral de uma lente de quartzito. Aparentemente, as paredes limitantes da intrusão são quase verticais, isto é, o corpo não se afina junto às bordas. Não é possível avaliar a espessura do corpo, todavia, assume-se que seja de pelo menos 200 m, pois esta é aproximadamente a diferença de cota entre os afloramentos mais baixos e mais elevados.

Mesmo macroscopicamente observa-se uma variação marcante nas porcentagens dos minerais essenciais das rochas que constituem a intrusão. Esta variação torna-se mais evidente na quantidade de minerais escuros, atribuindo-lhes caráter leucocrático a melanocrático. Apesar de desconhecer-se a posição original de algumas amostras dentro do corpo, nota-se nitidamente, no campo, a predominância das variedades mais escuras junto aos níveis mais baixos. Em níveis mais elevados, dominam as rochas mesocráticas. Por outro lado, os tipos leucocráticos não apresentam qualquer relação com o nível do corpo magnético. Também quanto ao tamanho dos grãos observam-se 3 classes de rochas: a) as faneríticas, de granulação média, equigranulares, constituem as variedades predominantes; b) porfiríticas, de granulação grossa, são restritas, tendo sido encontrado apenas um afloramento na parte NW da intrusão junto à amostra 39. Esta rocha é rica de fenocristais de piroxênio, alcançando dimensões de 2 a 3 cm (Foto 1); c) afaníticas foram encontradas nas bordas da intrusão, bem como cortando os demais tipos. Na porção NW do corpo fo-

ram assinalados dois pequenos diques dessas rochas com um deles exibindo caráter porfirítico. Em realidade, amostras de rochas afaníticas ocorrem espalhadas por toda a superfície do corpo, embora não seja possível estabelecer as suas relações de campo. No afloramento citado anteriormente, observou-se também as relações entre uma rocha leucocrática, equigranular, orientada verticalmente, com uma rocha escura, porfirítica, desprovida de qualquer orientação. Estas duas variedades apresentam um contacto nítido, sendo que a orientação da leucocrática é paralela ao contacto (Fotos 2 e 3). Aparentemente, as rochas leucocráticas, ocorrendo na forma de diques ou apófises, são intrusivas nas variedades mais escuras.

Ainda no mesmo afloramento encontrou-se uma rocha fanerítica muito alterada, contendo xenólitos de material afanítico (Foto 4). Os xenólitos são arredondados e, ao microscópio, não apresentam evidências de reação com a matriz.

Rochas de composição anfibolítica, ocupando áreas muito reduzidas, foram assinaladas em alguns locais da borda da intrusão, mais precisamente na extremidade SW.

4.2.1. Posição Estratigráfica da Intrusão

Duas hipóteses poderiam ser aventadas para a posição estratigráfica dessas rochas: a) pertencentes à fase orogenética do Grupo Açungui ou b) pertencentes ao magmatismo anorogênico que afetou o sul do Brasil.

A segunda hipótese parece mais plausível, pois se a intrusão estivesse ligada à primeira fase, suas ro-

Foto 1 - Rocha porfirítica, de granulação grossa, com fenocristais de piroxênio.

Foto 2 - Contacto nítido entre gabro porfirítico e leucogabro orientado. Orientação paralela ao contacto.

Foto 3 - Leucogabro "in situ" exibindo orientação vertical.

Foto 4 - Rocha fanerítica alterada, com xenólitos de basalto.

chas deveriam apresentar características mais marcantes do diastrofismo que acarretou o dobramento e metamorfismo das encaixantes. Pelas suas características mineralógicas e petrográficas, as rochas da intrusão de José Fernandes guardam melhor correlação com o magmatismo básico antes que alcalino.

Deve-se ressaltar, porém, a singularidade desta intrusão quanto ao modo de ocorrência, diferente daquele exibido comumente pelas rochas ligadas ao magmatismo básico do mesozóico. Tal fato leva à conclusão de que somente determinações radiométricas poderiam proporcionar elementos esclarecedores da questão.

Nos arquivos do Laboratório de Geocronologia do Instituto de Geociências e Astronomia da Universidade de São Paulo consta a datação da amostra de prefixo SPK 889, provinda da intrusão de José Fernandes. Cordani (1973) por informação verbal, fornece a idade de 183 ± 9 m.a. para esta amostra, em datação feita em feldspato, pelo método K-Ar. Embora se trate de um dado isolado, em vista das características geológicas e petrográficas da intrusão, parece correto admiti-la como integrante do magmatismo básisico que afetou o sul do Brasil. Confiando ainda neste valor, a intrusão seria uma das primeiras manifestações desse magmatismo, que se estabeleceu entre 100 e 150 m.a. atrás.

5. MINERALOGIA

Os minerais mais importantes das rochas de José Fernandes são feldspatos (plagioclásio e feldspato potás-

sico), piroxênios, olivinas e biotita, aparecendo subordinadamente os acessórios opacos e apatita. Quartzo e anfí-bólitos constituem os principais acidentais, enquanto que sericita, de ocorrência ampla, clorita e serpentina são os produtos de alteração mais comuns.

5.1. Plagioclásios

Aparentemente todo o plagioclásio acha-se geminado segundo a lei da albita, sendo também comum a geminação complexa do tipo albita - Carlsbad. Embora raros, foram igualmente observados cristais sem geminação. Alguns desses minerais apresentam-se zonados. Em geral, os cristais de plagioclásio apresentam indícios de sericitização.

A natureza do plagioclásio varia de andesina (An_{45}) a bytownita (An_{74}), sendo labradorita o termo mais comum.

5.2. Feldspato Potássico

Raramente o feldspato alcalino acha-se geminado em grade. Comumente esse mineral é xenomórfico, ocupando o espaço deixado pelos demais. Juntamente com o quartzo, representa a fase tardia de cristalização dessas rochas. A julgar pelas características óticas, trata-se de ortoclásio.

Nas rochas de índice feldspático elevado, caso de alguns monzonitos, ocorre intercrescido com o quartzo, formando então típica estrutura gráfica (Fotomicrografia 1).

5.3. Piroxênios

Clinopiroxênios são os principais representantes do grupo, aparecendo apenas subordinadamente ortopiroxênios. Estes últimos, exibindo forma de pequenos bastonetes, acham-se restritos à parte periférica de alguns cristais de olivina, formando típica coroa de reação.

Augita ($2V_z = 45 - 53^\circ$, ângulo de extinção $Z^{\wedge}c = 41 - 47^\circ$) e pigeonita ($2V_z = 25 - 33^\circ$, $Z^{\wedge}c = 35 - 40^\circ$) são as variedades de clinopiroxênios. A augita, porém, é o piroxênio mais abundante.

Comumente os clinopiroxênios mostram tendência xenomórfica, com os cristais de pigeonita apresentando dimensões menores que os de augita. Estruturas zonadas não são feição rara, o mesmo ocorrendo com a geminação segundo (100).

Para a avaliação da composição química das augitas, utilizou-se os parâmetros óticos, $2V$ e $A_1^{\wedge}c$ (A_1 - eixo ótico mais próximo de c). A Tabela II apresenta os valores obtidos, assim como o conteúdo de cálcio, ferro e magnésio avaliados pelo método de Rüegg (1964).

Na Tabela II verifica-se que a variação de cálcio é pequena (6%), enquanto que a do ferro é de 15% e a do magnésio, 16%. A composição do termo médio, calculado a partir de 10 amostras analisadas, é: $Ca_{39} Mg_{35} Fe_{26}$.

A Fig. 5 mostra a tendência de variação de composição das augitas para os três cátions, cálcio, ferro e magnésio.

Tabela II

$2V_z$, $A_{1^{\wedge}c}$ e composição das augitas

amostra	$2V_z$	$A_{1^{\wedge}c}$	% Ca	% Mg	% Fe
29	46º	18º	38	44	18
32	45º	19º	38	41	21
1	52º	17º	42	39	19
18	49º	19º	40	37	23
31	49º	20º	39	35	26
22	49º	20º	39	35	26
11	49º	21º	38	31	31
13	49º	21º	38	31	31
41	47º	22º	37	30	33
2	53º	19º	43	29	28

5.4. Biotita

A biotita forma coroas de reação em torno dos opacos, indicando nitidamente ter-se cristalizado a partir desses últimos (Fotomicrografia 2). Tem cor castanho-avermelhada, sendo fortemente pleocróica.

5.5. Olivinas

Comumente exibem formas equidimensionais, de contornos arredondados. Ocorrem como fenocristais e como parte integrante da massa fundamental. Os cristais mostram indícios de alteração em serpentina e magnetita.

Associam-se intimamente aos piroxênios, formando bordas de reação com ortopiroxênios (ainda que de ocorrência rara), ou então, como inclusões no interior de cristais de augita (Fotomicrografia 3). Apresentam $2V$ al-

Fotomicrografia 1 - Estrutura de intercrescimento reunindo quartzo e feldspato potássico. Nicóis cruzados. Aumento 25 X.

Fotomicrografia 2 - Biotita formando coroa de reação no mineral opaco. À direita, cristal de olivina. Nicóis cruzados. Aumento 25 X.

FIG. 5 - VARIAÇÃO DA COMPOSIÇÃO EM CÁLCIO, FERRO E MAGNÉSIO
NAS AUGITAS DE JOSÉ FERNANDES

to ($2V_x = 76 - 82^\circ$).

5.6. Anfibólios

Formam-se a partir dos piroxênios, sendo sempre encontrados como coroas de reação em torno destes últimos (Fotomicrografia 4). São xenomórficos de cor verde e portadores da seguinte fórmula pleocróica: X (verde-amarelado), Y (verde oliva) e Z (verde escuro). Possuem

Fotomicrografia 3 - Cristais arredondados de oli
vina, incluídos pelo piroxênio. Parte inferior,
textura sub-ofítica. Nicóis cruzados. Aumento
25 X.

Fotomicrografia 4 - Anfibólio (mais escuro) for-
mando-se às expensas do piroxênio. Nicóis paralel
os. Aumento 25 X.

$2V_x = 60 - 70^\circ$ e ângulo de extinção $Z^c = 22 - 25^\circ$. Essas características óticas, associadas à paragênese da rocha, parecem indicar que a variedade presente é uma hornblenda comum.

5.7. Opacos

Em geral são xenomórficos, mostrando-se por vezes digitiformes. Aparentemente formaram-se durante todo o transcorrer da cristalização do magma.

5.8. Quartzo

Ao lado do feldspato potássico, representa a última fase de cristalização magmática. Apresenta-se limpo e invariavelmente xenomórfico. Em algumas amostras associa-se intimamente ao feldspato alcalino, originando típica estrutura de intercrescimento (Fotomicrografia 1). Face a sua cristalização tardia, preenche os interstícios deixados pelos demais minerais, vindo então circunstancialmente a exibir contornos triangulares, como resultado da associação das ripas de plagioclásio.

5.9. Apatita

Os cristais são prismáticos, ocorrendo em geral como inclusões em outros minerais, principalmente no feldspato potássico.

5.10. Minerais de Alteração

Sericita, clorita e serpentina são os minerais de alteração mais comuns, com o primeiro ocorrendo invariavelmente na quase totalidade das amostras investigadas. Provém da alteração dos plagioclásios, enquanto a clorita resulta principalmente da transformação dos piroxênios e da biotita. Por sua vez a serpentina associa-se intimamente às olivinas e, por razões práticas, os dois últimos minerais de alteração não se acham individualizados nas análises modais.

6. PETROGRAFIA

6.1. Classificação e Análises Modais

Nas Tabelas IIIa e IIIb são apresentadas as análises modais de 31 amostras de rochas faneríticas da intrusão básica de José Fernandes. Por sua vez, a Tabela IV contém dados referentes a 4 amostras porfiríticas do corpo. Baseado nas análises modais, e seguindo o esquema de Streckeisen (1967), cujos princípios foram descritos no capítulo da metodologia, procedeu-se à classificação dessas rochas.

6.1.1. Rochas Faneríticas

As Tabelas IIIa e IIIb estão organizadas em ordem decrescente do índice feldspático para os diferentes

TABELA III - ANÁLISES MODAIS

MINERAL	AMOSTRA	MELA SIENITO		MONZONITOS								MELAMONZONITOS				LEUCO- MONZOGABROS	
		24	9	10	25	26	27	23	18	22	21	8	6	5	2	28	30
PLAGIOCLÁSIOS		18,4	36,2	27,0	28,9	31,4	36,9	33,8	37,7	30,2	29,9	24,6	30,0	19,7	11,2	78,7	69,6
FELDSPATO POTÁSSICO		37,8	32,5	41,9	28,3	34,3	27,3	31,2	22,9	28,1	24,9	25,3	19,0	13,4	20,2	9,6	14,4
PIROXÊNIO		30,8	11,3	16,4	10,5	14,9	20,2	22,3	27,2	24,5	30,7	33,1	29,9	55,0	46,7	3,3	3,0
OLIVINAS		2,1	-	-	-	0,2	4,3	4,0	2,6	7,1	3,0	7,4	7,5	4,9	13,8	2,2	1,7
OPACOS		5,0	4,1	4,3	3,6	4,0	5,7	4,6	4,5	6,0	5,9	4,8	5,4	2,9	7,9	2,2	3,2
BIOTITA		2,3	5,4	5,0	5,4	6,9	2,5	3,0	3,9	4,0	4,2	3,7	6,7	3,5	-	3,2	5,3
APATITA		0,5	0,3	0,5	0,5	0,2	-	0,1	1,0	-	1,0	1,1	1,4	0,4	0,2	0,8	1,1
ANFIBÓLIO		-	6,0	2,5	9,2	5,8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
QUARTZO		2,9	4,2	2,3	3,6	2,3	0,9	-	-	-	0,2	-	-	-	-	-	-
CLORITA		0,2	-	-	-	-	2,2	1,0	0,2	-	0,2	-	-	0,1	-	-	1,7
SERICITA		1,0	-	0,2	-	0,8	13,0	12,8	-	3,9	0,2	2,2	-	1,8	-	-	13,6
% An DO PLAGIOCLÁSIO		54	52	51	45	58	52	49	56	53	50	52	56	60	60	66	63
ÍNDICE DE SATURAÇÃO		4,9	5,8	3,2	5,1	3,4	1,4	0,0	0,0	0,0	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
ÍNDICE FELDSPÁTICO		67,3	47,3	60,8	57,0	52,2	42,5	48,0	37,8	48,2	45,4	50,7	38,8	40,5	64,3	10,9	17,1
ÍNDICE DE COR		40,9	27,1	28,8	29,2	32,0	34,9	35,0	39,4	41,7	45,0	50,1	51,0	66,9	68,6	11,7	16,0
ÍNDICE PIROXÊNICO		35,4	14,1	19,2	13,5	18,5	23,9	25,5	31,0	29,6	35,9	39,9	37,9	62,4	59,8	3,6	3,4
PESO ESPECÍFICO		2,92	2,82	2,85	2,82	2,83	2,92	2,89	2,94	2,95	3,00	3,05	3,05	3,11	3,11	2,84	2,92

TABELA III b — ANÁLISES MODAIS

AMOSTRA MINERAL	MONZOGABROS					MELAMONZOGABROS						LEUCO GABRO	GABROS	MELA GABROS		
	29	7	34	3	35	31	40	11	1	32	13	41	17	4	33	A.M.
PLAGIOCLÁSIOS	44,8	38,7	42,5	33,0	31,2	22,8	19,0	17,7	16,5	12,9	16,0	74,0	42,5	28,0	26,3	32,6
FELDSPATO POTÁSSICO	14,8	19,3	12,1	14,9	15,7	3,8	6,9	3,5	4,5	5,7	2,1	3,0	1,9	2,7	2,3	17,2
PIROXÊNIOS	22,6	25,8	24,8	26,1	34,6	60,1	52,4	58,4	56,2	59,2	64,7	14,1	44,5	55,4	44,4	33,0
OLIVINAS	9,7	5,3	12,6	15,6	7,7	6,1	13,5	9,6	0,4	12,0	8,0	3,2	5,1	11,7	18,2	6,4
OPACOS	4,6	5,4	4,2	3,8	4,7	3,6	6,4	6,1	8,1	8,3	3,4	5,1	4,8	1,4	3,3	4,8
BIOTITA	2,7	4,9	3,0	5,6	4,3	3,4	1,8	4,3	14,0	1,8	5,3	0,5	1,2	0,8	5,5	4,0
APATITA	0,7	0,6	0,8	1,1	1,8	0,2	tr	0,3	0,4	0,1	0,5	---	---	tr	---	0,5
ANFIBÓLIO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,8
QUARTZO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,5
CLORITA	0,1	—	0,1	—	—	—	—	0,1	—	—	—	—	—	—	—	0,3
SERICITA	0,6	5,1	—	3,7	1,0	0,1	1,2	0,2	1,0	0,5	0,1	0,1	0,8	0,5	2,0	
% An DO PLAGIOCLÁSIO	72	66	66	61	66	68	64	66	64	62	68	69	67	74	66	60
ÍNDICE DE SATURAÇÃO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,0
ÍNDICE FELDSPÁTICO	24,8	33,3	22,2	31,1	33,5	14,3	26,6	16,5	21,4	30,6	11,6	3,9	4,3	8,8	8,0	34,5
ÍNDICE DE COR	40,4	42,0	45,4	52,1	53,1	73,4	74,1	78,8	79,0	81,4	81,9	23,0	55,6	69,3	71,4	49,8
ÍNDICE PIROXÊNICO	28,7	30,8	31,2	35,3	42,5	69,3	66,9	73,4	72,8	76,1	79,1	15,5	50,1	64,3	60,8	39,9
PESO ESPECÍFICO	3,06	2,96	3,05	3,03	3,04	3,16	3,27	3,23	3,17	3,24	3,27	2,91	3,12	3,20	3,14	3,03

TABELA IV
ANÁLISES MODAIS
BASALTOS PÓRFIROS

AMOSTRA		12	16	14	15
MINERAL					
FENOCRISTAIS	PLAGIOCLÁSIOS	24,8	22,7	7,7	1,8
	PIROXÊNIOS	3,0	8,9	12,5	36,8
	OLIVINA	0,2	0,1	1,5	1,0
	OPACOS	0,4	2,0	0,3	2,2
	BIOTITA	---	---	0,3	1,5
MASSA FUNDAMENTAL		71,6	69,3	77,6	86,7
ÍNDICE PIROXÊNICO		10,8	20,6	61,8	95,3
PESO ESPECÍFICO		2,95	2,94	2,98	3,08
% An DO PLAGIOCLÁSIO		60	58	66	72

grupos litológicos. Por outro lado, dentro de cada grupo, levou-se em conta o índice de cor, também ordenado de forma crescente.

Além desses dados, as tabelas contêm os índices de saturação (IS), piroxênico (IPx), bem como o peso específico das amostras.

O índice de saturação dessas rochas varia de 0 a 5,8, enquanto que o índice feldspático de 3,9 a 67,3. De conformidade com a Fig. 2, essas rochas podem ser classificadas em: sienitos, monzonitos, monzogabros e/ou monzodioritos e dioritos e/ou gabros. Por outro lado, pode-se notar nas Tabelas IIIa e IIIb que, nas rochas com índice

feldspático compreendido entre 10 e 35, o teor de anortita do plagioclásio é maior que 50%, o que permite enquadrá-las no grupo dos monzogabros segundo a Fig. 3. O mesmo pode-se observar quanto ao teor de anortita das rochas com índice feldspático compreendido entre 3,9 a 10, que serão classificadas genericamente como gabros.

Levando-se em conta o índice de cor, constante das Tabelas IIIa e IIIb, e seguindo ainda os critérios estabelecidos por Streckeisen (1967), pode-se enquadrar as rochas da intrusão dentro das seguintes famílias: melasienitos, monzonitos, melamonzonitos, leucomonzogabros, monzogabros, melamonzogabros, leucogabros, gabros e melagabros.

O exame dos dados modais permite concluir que feldspato potássico, plagioclásios e piroxênios são os minerais essenciais, enquanto que o quartzo está restrito aos monzonitos e sienitos. Em algumas rochas a olivina chega a coexistir com o quartzo, a despeito da baixa concentração desses minerais.

Sem qualquer intuito de estabelecer regras para genéticas, vale a pena salientar que o anfibólio está restrito às rochas monzoníticas, enquanto a biotita e os opacos aparecem em todas as variedades.

A Fig. 6 contém os histogramas de composição mineralógica para 31 amostras faneríticas analisadas. Como prontamente se depreende da análise dessa figura, plagioclásios, feldspato potássico e piroxênios são os minerais mais abundantes, estando presentes em todas as variedades petrográficas examinadas.

Os plagioclásios são os componentes que apresen

FIG. 6 - HISTOGRAMAS DE COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA PARA AS ROCHAS DE JOSÉ FERNANDES (EM NACHURAS AMOSTRAS SEM O CORRESPONDENTE CONSTITUINTE MINERAL)

tam maior variação porcentual (11,2 a 78,7%), com a média das amostras situada em 32,6%. O conteúdo em paglioclásios da maioria das amostras (81%) varia de 10 a 40%, estando a moda concentrada na classe 30 a 40% e correspondendo a 29% das amostras. Deve-se notar o caráter bimodal do histograma, com uma moda secundária na classe de 70 a 80%, causada pelas amostras leucocráticas.

O feldspato potássico varia de 1,9 a 41,9%, sendo a classe de 0 a 10% a mais freqüente, correspondendo a 35% das amostras. A média aritmética para o teor de feldspato potássico dessas rochas é de 17,2%.

Os piroxênios variam de 30 a 64,7%, com um valor médio de 33%. Sua distribuição é bimodal, com a moda principal entre 20 e 30%, correspondendo a 29% das amostras. A moda secundária situa-se entre 50 e 60%, cobrindo 19% das amostras analisadas. Esta segunda moda é dada pe-las rochas melanocráticas.

Os opacos têm uma variação limitada entre 1,4 e 8,3% com um valor médio de 4,8%. A moda, correspondendo a 71% das amostras, situa-se entre 3 e 6%.

A variação da biotita está compreendida no in-tervalo de 0 a 14%, sendo o valor médio de 4%. A moda situa-se na classe de 3 a 6%, perfazendo 52% das amostras. Apenas uma amostra, um melamonzonito, não contém biotita em sua composição.

O anfibólio possui uma distribuição limitada, sendo que apenas 16% dessas rochas são portadoras desse mineral. Sua presença está restrita aos monzonitos. A sua concentração acha-se confinada ao intervalo 0 a 9,2%, com um valor médio de 0,8%.

As olivinas encontram-se amplamente distribuídas nas rochas da intrusão e apenas 10% das amostras são desprovidas desses minerais (variedades monzoníticas). O seu conteúdo varia de 0 a 18,2%, com um valor médio de 6,4%. A moda situa-se entre 0 e 5,0%, correspondendo a 35% das amostras.

O quartzo se restringe às variedades monzoníticas, não estando presente em 77% das rochas da intrusão. Sua concentração varia de 0 a 4,2%, sendo o teor médio de 0,5%.

6.1.2. Rochas Afaníticas

Face à granulação muito fina, tornando impraticável qualquer iniciativa no sentido de estabelecer-se a proporção dos seus minerais, e tendo em vista sua composição basáltica, tais rochas foram agrupadas sob o nome genérico de basaltos. Nas amostras porfiríticas, fez-se uma contagem volumétrica dos fenocristais, constando os dados conseguidos da Tabela IV.

Os fenocristais são de plagioclásio e piroxênios, e subordinadamente de olivinas, opacos e biotita.

Nas quatro amostras examinadas, a proporção de fenocristais constituiu cerca de 22,4 a 43,3% do total da rocha. Os índices calculados a partir dos fenocristais permitem classificar esses basaltos em três grupos distintos: ricos em plagioclásios ($IPx = 10$ a 20), ricos em piroxênios ($IPx = 95$) e com quantidades intermediárias de piroxênios e plagioclásios ($IPx = 61$).

Convém ressaltar que o teor de anortita dos pla

gioclásios que constam da Tabela IV refere-se àqueles minerais ocorrendo como fenocristais.

6.1.3. Rochas Anfibolíticas

Como observado anteriormente, rochas anfibolíticas, correspondendo às amostras 19, 20 e 36, foram assinadas junto à borda SW da intrusão.

Sua textura é tipicamente granoblástica, assumindo por vezes caráter porfiroblástico face ao desenvolvimento mais acentuado dos cristais de anfibólio (Fotomicrografia 5). A granulação é variável, com grãos exibindo dimensões médias da ordem de 0,5 mm.

A mineralogia é relativamente simples, tendo anfibólio, hornblenda verde comum, e feldspato, intensamente alterado, e provavelmente correspondendo a pagioclásios, como principais constituintes. Como acessórios aparecem opacos e apatita, enquanto epídoto é o produto de alteração mais importante.

6.2. Distribuição das Rochas no Interior da Intrusão

Como já discutido anteriormente, não é possível estabelecer-se a posição original exata de muitas amostras, pois várias delas foram obtidas a partir de blocos rolados na superfície. Com o auxílio, porém, de mapa planimétrico contendo a localização das amostras pode-se ter uma idéia aproximada de sua posição relativa, na vertical e horizontal.

Na Fig. 7, pode-se notar que os valores obtidos para o índice feldspático não exibem distribuição homogênea no interior do corpo intrusivo. Quanto ao índice de cor, a despeito da ausência de um comportamento mais regular, é possível tecer-se algumas considerações. Os monzonitos, de índice de cor médio (30 a 45), ocupam a parte SE da intrusão, a sua porção mais elevada. No perfil NS feito na parte média do corpo, ao longo do principal vale que corta a intrusão, pode-se observar a tendência de diminuir o índice de cor à medida que as amostras se situem em cotas mais elevadas (amostras 1 a 8 - Fig. 4). As amostras leucocráticas (índice de cor 12 a 23) estão intercaladas no corpo intrusivo e, como se discutiu no capítulo de geologia local, são diques ou apófises e não ocupam necessariamente as partes mais elevadas da intrusão. De um modo geral, observa-se a tendência das amostras com índice de cor mais elevado ocuparem as partes mais baixas da intrusão, ao passo que aquelas de índice de cor menor situam-se nas porções mais elevadas.

6.3. Peso Específico das Rochas

A Fig. 8 mostra a variação do peso específico das rochas faneríticas com o índice de cor. Para efeito de simplificação, as rochas foram agrupadas em três classes, desprezando-se os prefixos "leuco" e "mela".

O peso específico das variedades faneríticas de José Fernandes varia de 2,84 a 3,27, com um valor médio de 3,03.

Para um mesmo índice de cor, pode-se observar

FIG. 7 - DISTRIBUIÇÃO DAS AMOSTRAS FANERÍTICAS ACOMPANHADAS DE I.C. E I.F.

FIG. 8 - GRÁFICO MOSTRANDO A RELAÇÃO ENTRE O ÍNDICE DE COR E PESO ESPECÍFICO DAS ROCHAS DE JOSÉ FERNANDES

CONVENÇÕES: ● MONZONITOS
○ MONZOGABROS
■ GABROS
□ AMOSTRA MÉDIA

que os monzonitos tendem a exibir peso específico menor que o dos monzogabros e gabros. Nos monzonitos e gabros, a relação peso específico e índice de cor possui um comportamento mais regular, seguindo uma linha bem definida, enquanto que nos monzogabros observa-se maior dispersão de pontos. Isto talvez possa ser explicado pelo grau de alteração mais intenso dessas rochas.

Como observado na Tabela IV, o peso específico das variedades basálticas varia de 2,94 a 3,08, com um valor médio de 2,99. Esta média está bem próxima da obtida para as variedades faneríticas, 3,03. Nota-se também que o peso específico cresce com a elevação do índice piroxênico. Por outro lado, essa pequena variação do peso específico parece indicar uma composição mineralógica semelhante para a massa fundamental das diversas variedades investigadas.

6.4. Caracteres Texturais

A intrusão de José Fernandes possui rochas com granulação variável de afanítica a fanerítica grossa. Estas últimas, no entanto, são muito raras, tendo sido reconhecidas apenas num único afloramento (amostra 39). São rochas porfiríticas, de cor escura, com fenocristais de piroxênios alcançando dimensões de 2 a 3 cm (Foto 1).

A grande maioria das rochas do corpo intrusivo pertence ao grupo das faneríticas de granulação média, com o tamanho médio dos grânulos compreendido entre 1,5 e 3 mm. Para essas rochas, foram feitas medidas da maior dimensão aparente dos cristais maiores e menores, em cada

lâmina, num total de 31 amostras.

Analisando-se esses dados, notou-se pequenas diferenças nos tamanhos dos grânulos das rochas leucocráticas, mesocráticas e melanocráticas. As Figs. 9a e 9b evidenciam claramente essas tendências.

A Fig. 9a mostra, para cada grupo, o tamanho mínimo e máximo encontrado, respectivamente, junto aos menores e maiores grãos das amostras analisadas. Na Fig. 9b, observa-se a média dos tamanhos mínimos e máximos das 31 amostras, assim como o tamanho médio para cada espécie mineral.

As rochas leucocráticas e melanocráticas tendem a exibir granulação média maior que a das mesocráticas. As dimensões das diversas espécies minerais também variam de um tipo para outro. Em geral, os plagioclásios das rochas leucocráticas são maiores que os piroxênios. Já nas rochas mesocráticas, esses dois minerais possuem aproximadamente as mesmas dimensões, enquanto que, nas melanocráticas, o tamanho dos piroxênios sobrepuja o dos plagioclásios.

Os opacos possuem dimensões médias de 0,2 a 0,3 mm nas rochas leucocráticas e mesocráticas, com valores um pouco maiores para as variedades melanocráticas.

A granulação média das variedades afaníticas situa-se ao redor de 0,03 mm. A maioria dessas rochas é porfirítica, com os fenocristais variando em tamanho de 0,3 a 2,0 mm (Fotomicrografia 6).

As rochas leucocráticas apresentam orientação conspícua causada por dois fatores: a) orientação subparalela dos maiores eixos dos cristais de plagioclásio; b)

FIG. 9a - TAMANHOS MÁXIMOS E MÍNIMOS PARA AS DIVERSAS ESPÉCIES MINERAIS NOS TRÊS GRUPOS DE ROCHAS (A=PLAGIOCLÁSIOS, B=PIROXÊNIOS, C=OPACOS E D=OLIVINAS)

FIG. 9b - MÉDIA DOS TAMANHOS MÁXIMOS E MÍNIMOS E TAMANHOS MÉDIOS PARA AS DIVERSAS ESPÉCIES MINERAIS NOS TRÊS GRUPOS DE ROCHAS (A=PLAGIOCLÁSIOS, B=PIROXÊNIOS, C=OPACOS E D=OLIVINAS)

segregação dos minerais ferromagnesianos em leitos subparalelos. O aspecto macroscópico dessa orientação é visto nas Fotos 2 e 3, enquanto que o microscópico na Fotomicrografia 7.

As demais variedades faneríticas apresentam textura predominantemente intergranular, ocorrendo apenas subordinadamente as texturas subofítica e ofítica. Nesta última, os cristais de plagioclásio possuem dimensões diminutas quando comparados com os cristais de piroxênio que os englobam (Fotomicrografia 8).

6.5. Relações Petrográficas

Neste item procura-se relacionar o índice feldspático das rochas de José Fernandes com outras características petrográficas, tais como: porcentagem das várias espécies minerais, índice de cor, índice piroxênico, teor de anortita do plagioclásio e composição das augitas.

6.5.1. Índice Feldspático e % dos Minerais

As Figs. 10 e 11 relacionam o índice feldspático com a porcentagem dos minerais para as diversas litologias do maciço. Para simplificação do gráfico, a única amostra de melasienito foi incluída entre os melamonzonitos, enquanto que as variedades leucocráticas estão todas representadas com a mesma simbologia (leucogabro e leucomonzogabros).

Apesar da dispersão de pontos, algumas conclusões preliminares podem ser extraídas desses gráficos.

Fotomicrografia 5 - Rocha anfibolítica mostrando cristais maiores de hornblenda dispersos numa matriz fina quartzo-feldspática. Nicóis cruzados. Aumento 10 X.

Fotomicrografia 6 - Basalto porfirítico rico em fenocristais de plagioclásio. Na parte inferior da foto, observa-se fenocristal de piroxênio. Nicóis cruzados. Aumento 10 X.

Fotomicrografia 7 - Rocha leucocrática mostrando orientação subparalela dos cristais de plagioclásio. Nicóis cruzados. Aumento 10 X.

Fotomicrografia 8 - Textura ofítica. Piroxênio incluindo totalmente cristal de plagioclásio (parte central da foto). Nicóis cruzados. Aumento 25 X.

Os principais componentes dessas rochas (plagioclásios, feldspato potássico e piroxênios) ocupam nesses gráficos campos bem definidos para as variedades leucocráticas (leucogabro e leucomonzogabros), mesocráticas (monzonitos e monzogabros) e melanocráticas (melamonzonitos, melamonzogabros e melagabros).

O índice feldspático das variedades leucocráticas, assim como das melanocráticas, tende a ser menor que aquele das mesocráticas.

Nas rochas mesocráticas, o conteúdo de plagioclásios tende a diminuir com o aumento do índice feldspático; essa tendência não está bem definida nas rochas melanocráticas. Para o feldspato potássico essa relação se inverte, fato visível nas variedades melanocráticas, mesocráticas e leucocráticas.

Conquanto o comportamento dos piroxênios seja marcado por grande dispersão de pontos, parece altamente sugestiva uma diminuição do teor desses minerais com o aumento do índice feldspático.

Nos gráficos da Fig. 11, relaciona-se o índice feldspático com as concentrações de olivinas, opacos, biotita e quartzo. Nota-se que nesses gráficos não aparecem os três campos definidos para as variedades leucocráticas, mesocráticas e melanocráticas, nítidos na figura anterior.

Apesar da dispersão dos pontos, observa-se leve tendência de diminuição de conteúdo das olivinas com o aumento do índice feldspático, levando mesmo a seu quase total desaparecimento acima do valor 50.

A exemplo da biotita, os opacos têm um campo restrito de variação e não modificam expressivamente suas

FIG. 10 - GRÁFICOS MOSTRANDO A RELAÇÃO ENTRE ÍNDICE FELDSPÁTICO E % DOS MINERAIS NA ROCHA

FIG. II - GRÁFICO MOSTRANDO A RELAÇÃO ENTRE ÍNDICE FELDSPÁTICO E % DOS MINERAIS NAS ROCHAS

porcentagens com a variação do índice feldspático.

O quartzo, como o anfibólio, aparecem apenas nas rochas com índice feldspático elevado. O primeiro nas portadoras de índice superior a 40, e o segundo naquelas onde esse parâmetro é superior a 45.

6.5.2. Índice Feldspático com Índices de Cor e Piroxênico

A relação entre índice feldspático e índices de cor e piroxênico para as rochas de José Fernandes é vista na Fig. 12.

Para os índices de cor e piroxênico, percebe-se nitidamente, a exemplo do observado na Fig. 10, para os plagioclásios, feldspato potássico e piroxênios, a existência de três campos definidos, marcados pela presença de rochas leucocráticas, mesocráticas e melanocráticas.

Não obstante a dispersão de pontos, principalmente na parte da curva em que o índice feldspático alcança valores acima de 50, nota-se a tendência dos índices de cor e piroxênico diminuírem com a elevação da concentração relativa de feldspato potássico.

A grande similaridade entre os dois gráficos constantes da Fig. 12 indica claramente que o primeiro parâmetro é quase uma expressão direta do conteúdo em piroxênios da rocha.

6.5.3. Teor de Anortita do Plagioclásio

A Fig. 13 correlaciona o índice feldspático das rochas de José Fernandes com o teor de anortita do seu

FIG. 12 - GRÁFICOS MOSTRANDO A RELAÇÃO ENTRE ÍNDICE FELDSPÁTICO COM ÍNDICE DE COR E ÍNDICE PIROXÊNICO

FIG. 13 - RELAÇÃO ENTRE O ÍNDICE FELDSPÁTICO E % An DO PLAGIOCLÁSIO

plagioclásio. A análise desse gráfico permite a conclusão imediata de que o conteúdo em cálcio desse mineral mostra uma tendência de decrescer com a elevação do índice feldspático. Por outro lado, não se observa qualquer relação entre o teor de anortita e o índice de cor da rocha.

Nas rochas monzoníticas, o teor de anortita dos plagioclásios varia de 45 a 60%, sendo o valor médio de 53%. Nos monzogabros, o campo de variação situa-se entre 61 e 72%, com média de 66%, enquanto que nos gabros, o teor oscila entre 66 e 74%, tendo 66% como valor médio.

Para a intrusão, o campo de variação dos plagioclásios situa-se dentro do intervalo 45 - 74%, com a média em torno de 60%.

Nas rochas afaníticas porfiríticas, os fenocristais de plagioclásio têm teores de anortita variando de 58 a 72%. O teor médio para as quatro amostras analisadas

é de 64%, semelhante àquele obtido para as variedades ferneríticas.

Verifica-se também que o teor de anortita aumenta junto aos basaltos mais ricos em fenocristais de piroxênio (Tabela IV).

6.5.4. Composição das Augitas

Embora seja pequeno o número de amostras em que se determinou a composição das augitas, merece destaque o comportamento desses dados em função do índice feldspático. A Fig. 14 correlaciona o índice feldspático com o conteúdo relativo de cálcio, ferro e magnésio das augitas. O teor de magnésio das augitas tende a aumentar até que o índice feldspático da rocha atinja valores da ordem de 25; acima desses valores, o teor de magnésio tende a diminuir. O comportamento do ferro é inverso ao do magnésio. O teor de cálcio das augitas tem uma variação pequena, não apresentando nenhuma tendência expressiva em função do índice feldspático.

6.6. Análise Comparativa com a Província Basáltica Mesozóica

Os gráficos da Fig. 15 mostram os campos de variação das diversas espécies minerais para 31 amostras ferneríticas de José Fernandes, em confronto com os resultados obtidos por Rüegg (1969), para 20 amostras de diabásio do Estado de São Paulo, e por Bettencourt (em preparação), para 8 amostras de diques de diabásio da região de

FIG. 14 - RELAÇÃO ENTRE ÍNDICE FELDSPÁTICO E QUANTIDADES RELATIVAS DE CÁLCIO, FERRO E MAGNÉSIO NAS AUGITAS

FIG. 15 - VARIAÇÃO EM % DE VOLUME DAS VÁRIAS ESPÉCIES MINERAIS DA INTRUSÃO DE JOSÉ FERNANDES (A), 20 AMOSTRAS DE DIABÁSIO DO ESTADO DE SÃO PAULO (B). E 8 AMOSTRAS DE DIQUES DE DIABÁSIO DA REGIÃO DE GUAPIARA, SP (C). OS VALORES MÉDIOS PARA CADA ESPÉCIE ACHAM-SE MARCADOS POR UM TRAÇO HORIZONTAL. DADOS PARA B E C EXTRAÍDOS, RESPECTIVAMENTE, DE RÜEGG (1969) E BETTENCOURT (EM PREPARAÇÃO)

Guapiara, SP.

Nota-se que a mineralogia dos três grupos de rochas guarda certas similaridades, tendo plagioclásios e piroxênios como minerais essenciais. O feldspato potássico não consta das modas fornecidas por aqueles autores, mas provavelmente constitui parte integrante da mesóstasis e fase micropegmatítica.

As olivinas encontram-se amplamente distribuídas nas rochas de José Fernandes, imprimindo-lhes assim um caráter insaturado, enquanto que, na província básica mesozóica do Estado de São Paulo, sua distribuição é mais restrita.

A biotita, freqüente nas rochas estudadas, não possui representação significativa junto às rochas da província. O quartzo, individualizado nas rochas de José Fernandes, a exemplo do feldspato potássico, não consta das análises modais de Rüegg (1969) e Bettencourt (op. cit.), devendo, no entanto, fazer parte da mesóstasis e fase micropegmatítica.

A variação na porcentagem dos minerais das rochas de José Fernandes é bem mais ampla que a observada para as variedades pertencentes à província básica mesozóica. Os valores médios para cada espécie mineral são, contudo, muito próximos. A mesma observação é válida para os índices de cor e piroxênico.

Para as rochas, investigadas, o índice piroxênico apresenta variação de 2 a 79, com um valor médio da ordem de 40, praticamente igual àquele obtido por Rüegg (1969) para as rochas da província no Estado de São Paulo. Valores do índice piroxênico ao redor de 40 são, segundo Walker

(1957), freqüentes para as rochas toleíticas, enquanto que valores em torno de 30, ou menores, são mais comuns às rochas de caráter mais alcalino, em que o magma original contém proporções significativas de olivina modal.

7. PETROLOGIA

A despeito da inexistência de informações químicas, poder-se-ia, com base nos dados petrográficos e mineralógicos reunidos, tecer tentativamente algumas considerações sobre o magma primário que deu origem à intrusão diferenciada de José Fernandes.

Como observado anteriormente, a mineralogia dessas rochas é muito semelhante à das rochas pertencentes à província basáltica mesozóica do sul do Brasil. A presença de olivinas, freqüente nas variedades do corpo intrusivo de José Fernandes, poderia ser explicada pela acumulação seletiva do mineral nas zonas mais profundas da câmara. Como decorrência, os diques e sills da província não seriam portadores de olivinas em sua composição por estarem mais distantes da câmara magmática original. O enriquecimento em sílica da província reflete-se na abundância de agregados micropegmatíticos, restritos nas rochas de José Fernandes às variedades com índice feldspático elevado.

Parece provável que as rochas de José Fernandes tenham-se formado a partir do mesmo material magmático que deu origem aos grandes derrames, sills e diques da província basáltica da Bacia do Paraná.

As rochas de José Fernandes, da mesma maneira

que as da província, uma vez classificadas segundo esquema de Yoder e Tilley (1962), enquadram-se no grupo dos toleitos. Isto é, possuem como minerais essenciais, augita, plagioclásio (com teor de anortita maior que 50%) e óxidos de ferro. Olivina está presente em quantidade subordinadas ou mesmo ausente. Ainda como características dos toleitos, cita-se a reação da olivina com o líquido magmático, formando piroxênios pobres em cálcio, como borda de reação.

As variações porcentuais dos minerais, levando à diversificação de tipos petrográficos dentro da intrusão de José Fernandes, exigem uma explicação mais complexa que a de um magma homogêneo colocado na atual posição sem que tivessem atuado sobre o mesmo processo de diferenciação.

As rochas de índice de cor elevado ocupam cotas inferiores no corpo intrusivo (Fig. 7), levando-se assim a pensar num processo de diferenciação por cristalização fracionada e por ação da gravidade. Ainda na mesma figura, observa-se uma distribuição caótica do índice feldspático, feição sugestiva que, além do processo de diferenciação citado, implicaria na participação de outro mecanismo.

Evidências de campo indicam que certas variedades petrográficas (basaltos, leucomonzogabros e leucogabro) ocorrem intrusivamente nas demais rochas do corpo. Em adição a isto, mencione-se também o fato de que os tipos leucocráticos constituem, como visto nas Figs. 10 e 12 um campo bem definido e separado daqueles exibidos pelos das rochas mesocráticas e melanocráticas. Dessa manei

ra parece forçoso admitir que a formação do corpo de José Fernandes esteve ligado a mais de uma fase intrusiva.

A Fig. 16 apresenta a relação do teor de feldspato potássico, plagioclásios e minerais ferromagnesianos (IC), com os campos de classificação das rochas conforme sugerido por Streckeisen (1967). A disposição dos pontos nesse gráfico sugere uma curva de diferenciação como a indicada. Observe-se ainda que as rochas leucocráticas não seguem a linha de diferenciação, constituindo um campo bem distinto das demais rochas. Esse fato vem corroborar a hipótese, já aventada, de formação dessas rochas por meio de um mecanismo que envolve intrusão múltipla.

Levando-se em conta a composição elementar relativa dos minerais usados para calcular os índices da Fig. 15, poder-se-ia concluir que, à medida que se acompanha a curva de diferenciação, a partir da origem, haverá empobrecimento dessas rochas em ferro e magnésio e enriquecimento relativo em sílica, alumínio, potássio, cálcio e sódio. Mas a razão Na/Ca irá aumentar no decurso do processo, pois como observado na Fig. 13, o teor em cálcio dos plagioclásios tende a diminuir à medida que aumenta o índice feldspático.

8. CONSIDERAÇÕES FINAIS

1. A intrusão básica de José Fernandes é um corpo irregular, diferenciado, ocupando área aproximada de 3 km^2 .

2. Os minerais essenciais dessas rochas são plagioclásios, piroxênios e feldspato potássico, seguidos

FIG. 16 - PROJEÇÃO DAS ROCHAS DE JOSÉ FERNANDES NO DIAGRAMA DE CLASSIFICAÇÃO DE STRECKEISEN (1967). VÊ-SE TAMBÉM A LINHA HIPOTÉTICA INDICATIVA DA DIFERENCIAÇÃO

por biotita e olivinas. Opacos e apatita constituem os acessórios mais importantes, enquanto o quartzo e o anfibólio são os principais acidentais. Os minerais de alteração mais comuns são sericita e clorita.

3. O índice de saturação varia de 0 a 5,8, o índice feldspático de 3,9 a 67,3 e o índice de cor de 11,7 a 81,9, evidenciando assim o carácter amplamente diferenciado da intrusão. Utilizando-se esses índices, e com base no sistema de classificação de Streckeisen (1967), as rochas faneríticas de José Fernandes foram classificadas em melasienito, monzonitos, melamonzonitos, leucomonzogabros, monzogabros, melamonzogabros, leucogabro, gabro e melagabros.

4. Existem rochas afaníticas nas bordas e cortando as variedades plutônicas. A maioria dessas rochas é porfirítica, sendo os fenocristais constituídos, principalmente, de plagioclásios e piroxênios.

5. Nas rochas faneríticas, o conteúdo em plagioclásios e piroxênios tende a diminuir com o aumento do índice feldspático, ao passo que o conteúdo de feldspato potássico tende a aumentar paralelamente a esse índice.

6. O teor de anortita dos plagioclásios varia de 45 a 74%, sendo o teor médio de 60%. O teor de anortita dos plagioclásios tende a diminuir com o aumento do índice feldspático.

7. As augitas apresentam a seguinte composição média $\text{Ca}_{39} \text{Mg}_{35} \text{Fe}_{26}$ e variam de composição com o índice feldspático da rocha. O teor de magnésio tende a aumentar até que o índice feldspático atinja valores da ordem de 25; acima desses valores, o teor desse elemento tende a diminuir; o ferro tem comportamento inverso, enquanto que o cálcio apresenta pequena variação e não demonstra qualquer variação significativa em função do índice feldspático.

8. O peso específico dessas rochas varia de 2,84 a 3,27, com um valor médio em torno de 3,03. Verificou-se também que a variação do peso específico é diretamente proporcional à variação do índice de cor da rocha.

9. Para as rochas faneríticas mesocráticas e melanocráticas, aventou-se uma hipótese de formação ligada a processos de diferenciação por cristalização fracionada e ação da gravidade.

10. Para as rochas leucocráticas e basaltos que

cortam as demais rochas do corpo, aventou-se a hipótese de sua formação por intrusão múltipla a partir de câmaras magmáticas mais profundas, num estágio posterior à intrusão principal.

11. Admitiu-se que o magma original da intrusão de José Fernandes é semelhante àquele do magmatismo básico que afetou o sul do Brasil no mesozóico. Esses magmas, segundo o esquema de Yoder e Tilley (1962), enquadram-se no grupo dos toleitos.

9. BIBLIOGRAFIA

- ALMEIDA, F. F. M., AMARAL, G., CORDANI, U. G., KAWASHITA, K. (1973) - The Precambrian Evolution of the South America Margin, South of the Amazon River (no prelo).
- AMARAL, G., CORDANI, U.G., KAWASHITA, K. e REYNOLDS, J.H. (1966) - Potassium - Argon Dates of Basaltic Rocks from Southern Brazil. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 30, 159 - 189.
- AMARAL, G., BUSHEE, J., CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. e REYNOLDS, J.H. (1967) Potassium - Argon Ages of Alkaline Rocks from Southern Brazil. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 31, 117 - 142.
- BAILEY, E. H. e STEVENS, R.E. (1960) - Selective Staining of K Feldspar and Plagioclase on Rock Slabs and Thin Sections *Amer. Miner.*, 45, 1020 - 1025.
- BARBOSA, O. (1941) - Geologia e Petrologia da Região de Apiaí, Estado de São Paulo. Universidade de São Paulo. Escola Politécnica. Tese de Cátedra (Inédito).
- BETTENCOURT, J. (1972) - Estudo de Diques de Diabásio de Guapiara, SP (em preparação).
- BIGARELLA, J.J. (1965) - Coordenador - Folha Geológica de Adrianópolis. CODEPAR. (Edição Provisória).
- CHAYES, F. (1949) - A Simple Point Counter for Thin Section Analysis. *Amer. Mineral.*, 34, 1 - 11.
- CORDANI, U.G. e BITTENCOURT, I. (1967) - Determinações de

Idade Potássio - Argônio em Rochas do Grupo Açungui. An. XXI Congr. Bras. Geol., 221 - 233.

CORDANI, U.G., (1973) - informação verbal.

KERR, P.F. (1959) - Optical Mineralogy. 3rd edition. McGraw Hill Book Company, Inc.

MARINI, O.J., TREIN, E. e FUCK, R.A. (1967) - O Grupo Açungui no Estado do Paraná - Geologia do Pré-Devoniano e Intrusivas Subseqüentes da Porção Oriental do Estado do Paraná. Bol. Paran.Geoc., 23 a 25, 43 - 100.

MELCHER, G.C. (1968) - Contribuição ao Conhecimento do Distrito Mineral do Ribeira de Iguape, Estado de São Paulo e Paraná. Universidade de São Paulo. Escola Politécnica. Tese de Livre Docência. (Inédito).

MELCHER, G.C., CORDANI, U.G., DAMASCENO, E.C., GIRARDI, V. A.V., (1971a) - Geologia das Rochas Pré-Cambrianas do Vale do Rio Ribeira de Iguape: XXV Congresso Brasileiro de Geologia - Boletim Especial, 1, 193 - 194.

MELCHER, G.C., CORDANI U.G., DAMASCENO E.C., GIRARDI V.A. V., GOMES C.B., LELLIS H., MELFI A.J., (1971b) - Geologia da Folha de Apiaí, SP e PR - Anais do XXV Congresso, Soc. Bras. Geol. Vol. 1, 96.

MELCHER, G.C., GOMES, C.B., CORDANI, U.G., BETTENCOURT, J. S., DAMASCENO, E.C., GIRARDI, V.A.V., MELFI, A. J. e NOGUEIRA FILHO, J.V. (1973) - Geologia e Petrologia das Rochas Metamórficas e Graníticas

- Associadas do Vale do Rio Ribeira de Iguape, SP e PR - Rev. Bras. Geoc. V (no prelo).
- MELFI, A.J., BITTENCOURT, I. e CORDANI, U.G. (1965) - Reconhecimento Fotogeológico de Parte do Grupo Açungui. *Bragantia*, 24, 447 - 474.
- MORAES REGO, L.F. e ALMEIDA, F.F.M. (1946) - Secção Geológica de Capela da Ribeira a Curitiba. *Geologia e Metalurgia*, 3, 8 - 30.
- PENALVA, F. e HENNIES, W.P. (1971) - A Coloração Seletiva de Minerais como Técnica Auxiliar no Estudo de Rochas. *Ciências e Cultura*, 23, 577 - 584.
- PETRI, S. e SUGUIO, K. (1969) - Sobre os Meta-Sedimentos do Grupo Açungui do Extremo Sul do Estado de São Paulo - Secretaria dos Serviços e Obras Públicas.
- RUEGG, N.R. (1964) - Use of the Angle A_1^c in Optical Determination of the Composition of Augite - *Amer. Miner.*, 49, 599 - 606.
- RUEGG, N.R. (1969) Aspectos Geoquímicos, Mineralógicos de Rochas Basálticas da Bacia do Paraná. Universidade de São Paulo, Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras. Tese de Doutorado (Inédito).
- STRECKEISEN, A.L. (1967) - Classification and Nomenclature of Igneous Rocks - *N. Jb. Miner. Abh.*, 107, 144 - 214.
- WALKER, F. (1957) - Ophitic Texture and Basaltic Crystallization. *J. Geol.*, 65, 1 - 14.
- YODER, N.S., e TILLEY, C.E., (1962) - Origin of Basalt

Magmas: An Experimental Study of Natural and
Synthetic Rock Systems. J. Petrol., 3, 342-532.

10. AGRADECIMENTOS

Ao Professor Doutor Celso de Barros Gomes, Livre Docente junto ao Departamento de Mineralogia e Petrologia do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, pela orientação deste trabalho;

Aos técnicos de laboratório, Adauto Abrão dos Santos e Edson Pinceli, da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras de São José do Rio Preto, pela confecção das lâminas delgadas e pela elaboração dos gráficos, respectivamente;

Ao Professor Doutor Antonio Manoel dos Santos Silva, do Departamento de Letras Vernáculas e Clássicas da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras de São José do Rio Preto, pela revisão do texto;

Ao Professor Luiz Roberto Cottas, do Departamento de Geociências e Química da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras de São José do Rio Preto, pela colaboração prestada nos trabalhos de campo;

A Sueli Maria Carvalho Perissotto, funcionária da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras de São José do Rio Preto, que datilografou este trabalho;

A todos que, direta ou indiretamente, deram apoio a este trabalho;

O reconhecimento sincero do autor.