VICENTE ANTONIO VITORIO GIRARDI

DEDALUS - Acervo - IGC

30900004996

PETROLOGIA DAS ROCHAS METAMÓRFICAS DA REGIÃO
MORRETES-ANTONINA, Pr

Tese de doutoramento apresentada à Cadeira
de Petrologia da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo.

São Paulo

1969

5.2. Xistos magnesianos	59
5.2.1. Mineralogia	59
5.2.1.1. Talco	59
5.2.1.2. Clorita	59
5.2.1.3. Antigorita	63
5.2.1.4. Tremolita	66
5.2.1.5. Hornblenda	66
5.2.1.6. Cummingtonita	67
5.2.1.7. Magnetita	67
5.2.1.8. Outros minerais	67
5.2.2. Petrografia	68
5.2.2.1. Talco xistos	68
5.2.2.2. Talco-tremolita xistos	69
5.2.2.3. Tremolita xistos	69
5.2.2.4. Antigorita-talco xistos	69
5.2.2.5. Cummingtonita-tremolita xistos	70
5.2.2.6. Clorita-talco xistos	70
5.2.3. Petrogênese	72
5.2.3.1. As transformações mineralógicas	72
5.2.3.2. Rochas originais, transformações químicas durante a esteatização e metamorfismo	74
5.3. Gnaisses e migmatitos	83
5.3.1. Mineralogia	83
5.3.1.1. Feldspato potássico	83
5.3.1.2. Plagioclásio	85
5.3.1.3. Quartzo	85
5.3.1.4. Biotita	85
5.3.1.5. Epídoto	86
5.3.1.6. Outros minerais	86
5.3.2. Petrografia	87
5.3.2.1. Gnaisses a oligoclásio-andesina	87
5.3.2.2. Gnaisses a albita	89
5.3.3. Relações entre gnaisses e granitos	90
5.4. Gonditos	92
5.4.1. Mineralogia	92
5.4.1.1. Granada	92
5.4.1.2. Anfibólio	92
5.4.1.3. Piroxênio	94
5.4.1.4. Quartzo	96
5.4.1.5. Outros minerais	96

5.4.2. Petrografia	97
5.4.3. Discussão	98
5.5. Quartzitos com magnetita	99
5.5.1. Mineralogia	99
5.5.1.1. Magnetita	99
5.5.1.2. Quartzo	99
5.5.1.3. Outros minerais	99
5.5.2. Petrografia	100
5.5.3. Discussão	100
5.6. Clorita xistos	102
5.6.1. Mineralogia	102
5.6.1.1. Clorita	102
5.6.1.2. Quartzo	105
5.6.1.3. Outros minerais	105
5.6.2. Petrografia	106
5.6.3. Discussão	106
5.7. O metamorfismo regressivo	109
6. SUMÁRIO E CONCLUSÕES	112
7. AGRADECIMENTOS	115
8. BIBLIOGRAFIA	116

ÍNDICE DAS ILUSTRAÇÕES

Figuras

Figura 1	- Mapa geológico regional situando a área Morretes-Antonina	11
Figura 2	- Mapa geológico da região Morretes-Antonina, Pr	23
Figura 3	- Mapa de localização das amostras estudadas e das zonas metamórficas	24
Figura 4	- Projeção dos índices N_y e dos ângulos $2V$ de actinolitas e hornblendas dos anfibolitos de Morretes-Antonina no diagrama de Shidô e Miyashiro(1959)	27
Figura 5	- Cloritas de rochas metamórficas da região Morretes-Antonina projetadas no diagrama de Hey (1954), reproduzido e modificado por Chidester (1962)	27
Figura 6	- Cloritas de rochas metamórficas da região Morretes-Antonina projetadas no diagrama de Petruk (1964), que relaciona $\frac{I_{002}+I_{004}}{I_{003}}$ e número de átomos pesados	33
Figura 7	- Cloritas de rochas metamórficas da região Morretes-Antonina projetadas no diagrama de Petruk (1964), que relaciona $\frac{I_{003}}{I_{005}}$ e grau de assimetria	34
Figura 8	- Relação entre teor de An dos plagioclásios e percentagem em volume de minerais dos anfibolitos	43
Figura 9	- Relação entre teor de An dos plagioclásios e quantidade de percentual de epidoto dos anfibolitos	44
Figura 10	- Diagrama teórico de equilíbrio entre plagioclásio e epidoto. Reproduzido de Noble (1962)	49
Figura 11	- Relação hipotética entre temperatura e composição de plagioclásios. Reproduzido de Crawford(1966)	49
Figura 12	- Relação entre números de Niggli dos anfibolitos	54
Figura 13	- Anfibolitos da região Morretes-Antonina colocados no diagrama MgO-CaO-FeO de Walker et al (1960)	57
Figura 14	- Gráfico correlacionando os números de Niggli c e mg - I - Doleritos do Karroo. II - Anfibolitos de Antonina-Morretes	57
Figura 15	- Difrátogramas de resíduo leve de xisto magnesiano	60
Figura 16	- Difrátogramas de xistos magnesianos	64
Figura 17	- Análises termo-diferenciais de xistos magnesianos	65
Figura 18	- Ordem de formação dos minerais dos xistos magnesianos	72
Figura 19	- Relação entre o número de átomos de H e número de átomos de Si, Ca, Mg, Al e Fe das M.S.C. em xistos magnesianos e olivina piroxenitos	79

Figura 20 - Relação entre temperatura de formação e triclinicidade de feldspatos potássicos de gnaisses e granitos	91
Figura 21 - Difratogramas de cloritas dos clorita xistos	103

Tabelas

Tabela 1 - Propriedades ópticas dos anfibólios dos anfibolitos	28
Tabela 2 - Dados ópticos, roentgenográficos e fórmulas químicas das cloritas dos anfibolitos	35
Tabela 3a- Análises modais dos anfibolitos	39
Tabela 3b- Análises modais dos anfibolitos	44
Tabela 4 - Origem e ocorrência dos principais minerais dos anfibolitos	46
Tabela 5 - Análises químicas dos anfibolitos	52
Tabela 6 - Números de Niggli dos anfibolitos	53
Tabela 7 - Dados ópticos e roentgenográficos das cloritas dos xistos magnesianos	61
Tabela 8 - Fórmulas químicas calculadas das cloritas dos xistos magnesianos	62
Tabela 9 - Dados ópticos das tremolitas dos xistos magnesianos	62
Tabela 10 - Análises modais dos xistos magnesianos	71
Tabela 11 - Análises químicas dos xistos magnesianos	76
Tabela 12 - Números de átomos das M.S.C. dos xistos magnesianos	77
Tabela 13 - Análises químicas e números de átomos das M.S.C. de olivina piroxenitos	81
Tabela 14 - Dados ópticos, químicos e de raios X dos feldspatos potássicos e percentagem de anortita dos plagioclásios pertencentes a gnaisses e granitos	84
Tabela 15 - Análises modais dos gnaisses	88
Tabela 16 - Propriedades físicas e químicas das granadas dos gonditos	93
Tabela 17 - Análise e fórmula química do anfibólio manganífero da série cummingtonita-grunerita - Gondito A-313	95
Tabela 18 - Análise e fórmula química do piroxênio salítico-Gondito A-340	95
Tabela 19 - Análises modais dos gonditos	97
Tabela 20 - Dados ópticos, roentgenográficos e fórmulas calculadas das cloritas dos clorita xistos	104
Tabela 21 - Análise e fórmula química de clorita dos clorita xistos - Amostra A-78	107
Tabela 22 - Análises modais dos clorita xistos	107

Fotomicrografias

Fotomicrografia	1 - Cristal de ilmenita parcialmente transformado em titanita. Rocha - anfibolito a albíta - Nícois descruzados. Aumento 200 x	124
Fotomicrografia	2 - Núcleo de hornblenda I(marrom)cercado por hornblenda II(verde). Rocha - anfibolito a oligoclásio-andesina. Nícois descruzados. Aumento 200 x	124
Fotomicrografia	3 - Núcleo residual de hornblenda II(verde) cercado por actinolita. Rocha - anfibolito a albíta. Nícois cruzados, Aumento 400 x	125
Fotomicrografia	4 - Hornblenda II(verde)parcialmente transformada em biotita, quartzo e epídoto. Rocha - anfibolito a albíta. Nícois descruzados. Aumento 200 x	125
Fotomicrografia	5 - Cristal de plagioclásio albitico quase totalmente preenchido por epídoto. Rocha - anfibolito a albíta. Nícois descruzados. Aumento 200 x	126
Fotomicrografia	6 - Hornblenda parcialmente transformada em clorita, quartzo, epídoto e titanita. Rocha - anfibolito a albíta. Nícois descruzados. Aumento 300 x	126
Fotomicrografia	7 - Núcleo remanescente de piroxênio cercado por tremolita. Rocha - tremolita xisto. Nícois descruzados. Aumento 300 x	127
Fotomicrografia	8 - Mineral máfico, talvez olivina, totalmente substituído por antigorita e magnetita. Rocha - antigorita-talco xisto. Nícois cruzados. Aumento 200 x	127
Fotomicrografia	9 - Cristal de tremolita quase completamente substituído por talco e clorita. TR = tremolita, CL = clorita. T = talco. Rocha - antigorita-talco xisto. Nícois cruzados. Aumento 300 x	128
Fotomicrografia	10 - Núcleos de cummingtonita cercados por tremolitas. Rocha - cummingtonita-tremolita xisto. Nícois cruzados. Aumento 200 x	128
Fotomicrografia	11 - Tremolita(branca) contendo núcleo (preto) clorítico. Rocha - clorita-talco xisto. Nícois cruzados. Aumento 230 x	129
Fotomicrografia	12 - Plagioclásios albiticos quase completamente preenchidos por epídotos. Rocha - gnaís a albíta. Nícois cruzados. Aumento 120 x	129
Fotomicrografia	13 - Piroxênio salítico mostrando partição segundo duas direções da forma (111). Rocha-gondito. Nícois descruzados. Aumento 100 x	130
Fotomicrografia	14 - Cisalhamento em quartzito com magnetita. Nícois cruzados. Aumento 80 x	130

- Fotomicrografia 15 - Cristais remanescentes de biotita cercados por cloritas. Rocha - clorita xisto. Nícois descruzados. Aumento 100 x 131
- Fotomicrografia 16 - Magnetita porfiroblástica "empurrando" faixas quartzosas e micáceas. Rocha - clorita xisto. Nícois descruzados. Aumento 100 x 131

1. INTRODUÇÃO

O mapa geológico da fôlha de Morretes (Cordani e Girardi, 1967) mostra extensa zona de migmatitos e gnaisses, nos quais se intercalam pequenas lentes concordantes de outras rochas metamórficas.

Na maior parte da fôlha, tais rochas podem ser enquadradas no fácies anfibolito (Turner e Verhoogen, 1960; Turner, 1968), sendo, nêsse aspecto, idênticas às da larga zona migmatítica regional. Na parte sudeste porém, próximo às cidades de Morretes e Antonina, ocorrem migmatitos e gnaisses com intercalações de anfibolitos, clorita xistos, quartzitos com magnetita e xistos magnesianos, cujo grau metamórfico é nitidamente inferior ao definido pelo fácies anfibolito.

Ocorrem portanto, duas faixas metamórficas de grau diverso. No presente trabalho procurou-se estudar detalhadamente a mineralogia e a petrologia das rochas metamórficas de ambas as zonas, com a finalidade de estabelecer a evolução metamórfica da região, a origem primária das rochas, as causas que determinaram a formação da zona de baixo grau e as temperaturas atingidas durante o processo.

Neste estudo, deu-se maior ênfase à análise dos anfibolitos e dos xistos magnesianos. Os anfibolitos foram tratados com maiores pormenores porque são susceptíveis às variações metamórficas, sendo, por isso, ótimos guias para a delimitação de graus e zonas de metamorfismo. Além disso, a origem primária dessas rochas, ígnea ou sedimentar, tem sido objeto de grande discussão e controvérsia, e constitui um dos assuntos mais interessantes em petrologia. Os xistos magnesianos também foram objeto de cuidado especial pois, exibem numerosas feições mineralógicas e texturais que permitem deduzir as transformações sofridas pelas rochas originais até atingirem a estabilidade em baixo grau metamórfico. Além disso, informações detalhadas sobre êsse tipo de rocha são relativamente escassas na bibliografia internacional e muito raras na nacional.

A região estudada é limitada aproximadamente pelos paralelos $25^{\circ}17'$ e $25^{\circ}30'$ de latitude sul e pelos meridianos $48^{\circ}53'$ e $48^{\circ}42'$ e está parcialmente contida na fôlha de Morretes (Cordani e Girardi, 1967). A região oriental do mapa, representado pela Figura

2, em cujo extremo sul situa-se a cidade de Antonina não consta daquela carta, tendo sido acrescentada na execução do presente trabalho.

No tocante às estradas, a região sul está favorecida. A existência de altos picos na Serra do Mar, presentes especialmente na região noroeste, explica a escassez de vias de acesso nesse local. Entre as estradas existentes, destacam-se como principais: a rodovia que passa por São João da Graciosa, e aí se bifurca, ligando esta localidade a Antonina e Morretes; a estrada que sai das proximidades de Antonina e atinge o Cacatu; a rodovia Morretes-Antonina, e o trecho que sai de Morretes e leva a Paranaguá. Existe também estrada de ferro que passa por Morretes e Antonina.

2. TRABALHOS ANTERIORES

Vários trabalhos geológicos atinentes à zona estudada e às áreas vizinhas foram publicados, datando o mais antigo do começo do século.

As ocorrências de minério de ferro e manganês têm despertado muito interesse. Vários Autores discutiram a gênese dos depósitos de ferro. Segundo Hussak (in Leonardos, 1938), a origem desse minério estaria ligada aos granitos. Roxo (1937) afirmou que a presença dos depósitos de magnetita em Antonina decorre de segregação magmática de rochas básicas mesozóicas. Leinz (1938) e Leonardos (1938) enumeraram várias ocorrências tais como Cacatu, Mergulhão, Anatinga, Matulão, Mundo Novo, Bom Retiro, Rio Vermelho, Curitibaíba e Boa Vista. Dessas, as cinco últimas são as mais importantes e constituem atualmente jazidas de valor econômico na região. Tais Autores discordaram dos anteriormente citados e atribuíram aos depósitos de ferro origem a partir de sedimentos metamorfizados.

Os gonditos da região mereceram também a atenção de Leinz (1939), que estudou várias ocorrências e descobriu nessas rochas natureza metassedimentar.

Maack (1947, 1953, 1961) publicou importantes trabalhos sobre a geologia do Estado; destacando-se o mapa geológico na escala de 1:750.000 e o estudo dos granitos alcalinos. Neste último trabalho, além de análises petrográficas e químicas, o Autor delimitou esquematicamente as áreas de ocorrência dos corpos graníticos.

Foram também executados vários estudos visando a caracterização geomorfológica da área. Domingues (1945) e Ruellan (1945) executaram trabalhos pioneiros na região. Ab'Saber e Bigarella (1961) estudaram a fisiografia da área. Os mesmos Autores (1961a) definiram e classificaram superfícies aplainadas do primeiro planalto paranaense.

Em 1967 os geólogos da Comissão da Carta Geológica do Paraná, J. J. Bigarella, R. A. Fuck, O. J. Marini, A. Muratori, R. Salamuni e E. Trein publicaram uma série de trabalhos reunidos em volume cujo título é "Geologia do pré-devoniano e intrusivas subsequentes no Estado do Paraná" (1967). Trata-se de estudo de grande importância científica, originado principalmente de mapeamento geológico em execução no Estado do Paraná.

Cordani e Girardi (1967) estudaram a geologia da fô-lha de Morretes. Nesse trabalho, além da execução do mapa geológico, foram tratados aspectos fisiográficos, geológicos e estruturais da região. Os recursos minerais foram também relacionados. Coutinho, Girardi e Oliveira (1967) analisaram singular partição em piroxênios dos gonditos. Granadas existentes nessas rochas foram descritas por Girardi et al. (1968).

3. METODOLOGIA

Diversos processos de separação de minerais foram utilizados visando a obtenção de concentrados puros, empregados na elaboração de análises químicas, nos estudos através dos raios X, e nas medidas de índice de refração. Para a obtenção das diversas frações foi usado o separador eletromagnético Franz, variando-se, de acordo com a substância trabalhada, a intensidade da corrente e as inclinações vertical e lateral. Esse processo foi auxiliado, na quase totalidade dos casos, pelo uso da solução de Clerici, bromofórmio e dimetil formamida. A mistura destes dois últimos componentes serviu especificamente para a separação de frações puras de feldspatos potássicos.

O peso específico das granadas foi obtido por meio de picnômetro, cuja capacidade é de 10 cc. A densidade das rochas foi medida por meio de balança tipo Stoe. As amostras permeáveis foram previamente recobertas com parafina.

Os estudos através de raios X foram efetuados em aparelho Philips Norelco. Na maioria dos casos, os dados foram obtidos por meio de difratogramas, utilizando-se velocidade de 1° por minuto. Na análise dos feldspatos potássicos porém, tornou-se indispensável maior precisão, diminuindo-se, por conseguinte a velocidade para $1/2^{\circ}$ por minuto.

A cela unitária das granadas foi determinada em câmara Debye-Scherrer, através do método analítico de Camargo e Inglez (1967). O erro das medidas é $\pm 0,003$.

Na identificação de minerais de estruturas semelhantes através dos raios X, foi necessário o emprêgo de métodos auxiliares, térmicos e químicos. Nesses casos, estão incluídos, por exemplo, os polimorfos do grupo da serpentina, e as cloritas de $14 \text{ \AA}$. Essas técnicas especiais serão descritas nos capítulos referentes à mineralogia.

As análises termo-diferenciais foram executadas em aparelho delta-therm, utilizando-se 50% de sua sensibilidade, e concentração de 50% na preparação da amostra.

Os estudos ópticos foram efetuados em microscópio Ortholux-pol, de fabricação Leitz. Os índices de refração foram medidos com luz de sódio. Essas determinações são passíveis de erros de

até 0,002 ou de até 0,005, se situadas respectivamente abaixo e acima de 1,800. As variações nos índices dos líquidos foram observadas em refratômetros tipo Abbe ou Leitz-Jelley.

Os ângulos axiais dos minerais foram obtidos em platina universal Leitz de cinco eixos, diretamente, ou por intermédio de projeção estereográfica. Medidas diretas em minerais incolores podem sofrer erro de até 3° . No caso de cristais coloridos, a imprecisão pode atingir até 5° . Os ângulos $Z \wedge c$ foram calculados através dos diagramas de Gazzi (1963). De acordo com este método, $Z \wedge c$ depende de $Z' \wedge c$ (medido em placas de clivagem), e do ângulo $2V$.

Estimou-se a composição dos plagioclásios de vários modos, variando o método de acordo com a secção observada:

a) Em cortes contendo geminação albita, utilizou-se o método de extinção máxima na zona (010), de acordo com os gráficos reproduzidos por Tröger (1956);

b) Em secções perpendiculares à bissetriz, empregou-se o gráfico de Fouqué-Köhler (in Tröger, 1956).

c) Em alguns casos foram medidos N_x e N_z , em placas (001) (Emmons in Heinrich, 1965).

As análises modais foram calculadas por meio do contador de pontos, utilizando-se em geral 1000 pontos por secção. A técnica é descrita por Chayes (1949).

Em algumas secções delgadas, a distinção entre feldspato potássico e cortes de plagioclásios isentos de geminação ofereciam dificuldades. Nesses casos, recorreu-se a ensaio químico (staining), que consiste em atacar os feldspatos com ácido fluorídrico e colorir os potássicos de amarelo com cobalto nitrito de sódio (Chayes, 1952).

As análises químicas de rochas e minerais foram efetuadas pelos processos clássicos: gravimétricos-volumétricos para SiO_2 , MgO , Al_2O_3 , CaO e CO_2 , colorimétricos para FeO , Fe_2O_3 , TiO_2 , MnO e P_2O_5 . Na dosagem de K_2O e Na_2O empregou-se fotometria de chama. Determinou-se H_2O^- em estufa até 120° e H_2O^+ em atmosfera inerte, em forno especial, a 1000°C .

As fórmulas químicas de granadas, piroxênios e anfíbios foram expressas, respectivamente, na base de vinte e quatro (Deer, Howie e Zussman, 1963), seis (Hess, 1949) e vinte e três (Binns, 1965) átomos de oxigênio. A clorita foi representada de acordo com a fórmula proposta por Forster (1962).

No presente trabalho, contou-se, infelizmente, com número reduzido de análises químicas de minerais. Assim, suas fórmulas foram calculadas, sempre que possível, através de medidas de propriedades ópticas, ou pela conjugação destas com dados de raios X. Este foi, por exemplo, o método empregado em cloritas, e que apresentou, nesse caso, resultados satisfatórios, a se julgar pela comparação dos resultados obtidos por esses meios com aqueles conseguidos através de análise química convencional.

As dosagens de K_2O e Na_2O em feldspatos potássicos propiciaram a determinação dos teores de albita e ortoclásio, necessários para o cálculo das temperaturas de formação das rochas (Barth, 1951, 1962). Esse processo será explicado detalhadamente no capítulo referente a migmatitos e gnaisses.

4. ASPECTOS GEOLÓGICOS REGIONAIS

O presente capítulo tem por finalidade situar a área Morretes-Antonina no contexto geológico regional. As principais unidades litológicas e os eventos geológicos regionais serão descritos sucintamente.

4.1. Migmatitos, gnaisses e rochas intercaladas

Os migmatitos e gnaisses regionais, cuja descrição se fundamenta nos trabalhos de Fuck, Trein e Marini (1967), e em Cordani e Girardi (1967), ocupam a porção sudeste da área representada pela Figura 1. Os migmatitos homogêneos são geralmente biotita gnaisses, nos quais a alternância de faixas contínuas quartzo-feldspáticas e micáceas não existe, ou é difusa e irregular. Em geral, a biotita aparece sob forma de cristais de hábito placóide, isolados ou agrupados, que se espalham pela massa quartzo-feldspática, frequentemente de maneira pouco regular. Essas rochas são claras em razão da pequena porcentagem de máficos. Os principais constituintes mineralógicos são feldspato potássico (em geral microclínio), quartzo e plagioclásio (comumente oligoclásio-andesina). Ocorrem intercrescimentos gráficas, pertíticos e anti-pertíticos. Biotita é o máfico mais comum, mostrando-se por vezes cloritizada. Zircão, allanita, epidoto, titanita, sericita, fluorita e opacos são os acessórios encontrados. Hornblenda ocorre em algumas amostras. Na maioria dos casos a textura é granoblástica e lepidoblástica equigranular. Em várias amostras, porém, ocorrem porfiroblastos de feldspato potássico.

Os migmatitos heterogêneos podem ser definidos pela nítida alternância de bandas máficas e félsicas, cujas espessuras são geralmente centimétricas. As faixas claras constituem-se de quartzo, feldspato potássico (em geral microclínio) e plagioclásio do tipo oligoclásio-andesina. As zonas escuras são formadas por biotita, hornblenda, epidoto, muscovita, titanita, opacos, allanita, zircão e clorita.

As diversas proporções em que os minerais ocorrem nas bandas claras e escuras definem petrograficamente vários tipos de gnaisses. Nos biotitas gnaisses as faixas claras podem ser graníticas, granodioríticas ou adamellíticas; enquanto que as escuras caracterizam-se pela predominância de biotita.

Nos biotita-hornblenda gnaisses as bandas claras são granodioríticas-adamellíticas, ou em alguns casos quartzo-dioríticas. Nas zonas escuras nota-se a presença de hornblenda, que pode atingir quantidades consideráveis, sendo porém, sempre subordinada à biotita. Titanita, opacos, epídoto e apatita são acessórios.

Um terceiro tipo, bem mais raro, pode ser denominado muscovita gnaisse. Caracteriza-se pela alternância entre faixas granito-adamellíticas e micáceas, onde predomina muscovita, ocorrendo biotita, epídoto, e demais acessórios em quantidades subordinadas.

Associadas aos gnaisses e migmatitos ocorrem intercalações concordantes de quartzitos, quartzo-muscovita xistos, anfíbolitos, xistos magnesianos, clorita xistos, quartzitos com magnetita e gonditos.

Os quartzitos, ocorrem geralmente sob forma de pequenas lentes. Possuem, em geral, granulação fina e textura granoblástica. Em alguns corpos nota-se também a presença de feldspato potássico, plagioclásio, biotita, zircão, granada, rutilo, opacos, clorita e muscovita. O aumento na proporção deste último mineral faz com que os quartzitos transformem-se em quartzo-muscovita xistos.

As demais rochas intercaladas nos migmatitos apresentam variações petrográficas bem representadas na região Morretes-Antonina. O estudo petrológico detalhado de anfíbolitos, xistos magnesianos, clorita xistos, quartzitos com magnetita e gonditos será objeto do capítulo 5. Também os migmatitos e gnaisses de baixo grau metamórfico, cuja principal área de ocorrência é Morretes-Antonina, serão analisados nesse capítulo.

As direções de gnaissificação são sempre NE, com mergulhos comumente fortes para NW ou SE. Dobras ptigmáticas ocorrem em várias localidades.

De modo geral, os gnaisses acima descritos enquadrar-se-iam no fácies anfíbolito (Turner e Verhoogen, 1960; Turner, 1968), à exceção dos portadores das associações clinopiroxênio-hornblenda-granada-andesina, que pertenceriam ao fácies granulito (Fuck, Trein e Marini, 1967), e dos situados na zona de baixo grau metamórfico.

4.2. Rochas epimetamórficas do Grupo Açungui

Os epimetamorfitos do Grupo Açungui estão representados no mapa da Figura 1 por larga faixa NE-SW.

Esses metassedimentos, cujas características indicam formação em ambiente marinho de geossinclinal, constituem um pacote de rochas de espessura superior a 10.000 m (Marini, Trein e Fuck, 1967). Esses Autores descreveram quatro unidades litostratigráficas, cujas principais características serão sumariamente citadas logo a seguir.

A Formação Setuva, unidade inferior do Grupo, é constituída por gnaisses, considerados metassedimentares, quartzitos, xistos e metabasitos. Sua espessura foi avaliada em cerca de 2.500 metros. A Formação Capiru assenta-se sobre a Setuva com discordância angular e é formada por dolomitos, quartzitos, filitos e metabasitos. Sua espessura atinge aproximadamente 2.000 m. Segue-se a ela a Formação Votuverava, cuja litologia inclui filitos, quartzitos, calcários, metaconglomerados e metabasitos. Esta é a Formação mais espessa, alcançando cerca de 3.500 m. A Formação Água Clara é a unidade superior do Grupo. Possui espessura estimada em 2.000 m e os tipos litológicos descritos são: calcários, filito-calcários e metabasitos.

Segundo Marini, Trein e Fuck (1967) existe diferença de grau metamórfico entre a Formação Setuva e as demais. Aquela enquadra-se nas fácies anfíbolito e albita-epídoto-anfíbolito, enquanto que as que se lhe sobrepõem pertencem ao fácies dos xistos verdes. Localmente, nas proximidades de certos corpos graníticos, desenvolveram-se, em rochas do Grupo Açungui, fenômenos de metamorfismo de contato, cujas associações mineralógicas atingiram os fácies piroxênio-hornfels e hornblenda-hornfels (Turner e Verhoogen, 1960).

Os epimetamorfitos do Grupo Açungui estão fortemente falhados e dobrados. A orientação geral dos eixos de dobramentos é NE-SW. A grande variedade litológica, que resulta em consideráveis diferenças na competência das rochas, causou o aparecimento de estruturas muito variadas e de grande complexidade.

MAPA GEOLÓGICO REGIONAL SITUANDO A ÁREA MORRETES - ANTONINA

Fig. 1

4.3. Granitos, granitos pórfiros e microgranitos

Vários maciços graníticos ocorrem associados aos migmatitos, gnaisses e aos metassedimentos epizonais do Grupo Açungui. Na Figura 1, estão representados os principais corpos graníticos da área. Os granitos Cunhaporanga, Varginha, Morro Grande, Piedade, Cerne e Anhangava foram estudados por Fuck, Marini e Trein (1967). O granito Três-Córregos, que no Paraná foi analisado por êsses Autores, em São Paulo recebeu o nome de Itapirapuã (Melfi et al, 1965). Os granitos Marumbi e Graciosa foram objeto de atenção de Maack (1961) e de Cordani e Girardi (1967). Em seguida serão descritas, sucinta - mente, as principais características dessas rochas, de acôrdõ com os trabalhos acima mencionados.

Os granitos Cunhaporanga, Três Córregos, Itaoca e Morro Grande exibem predominantemente caráter porfiróide, caracterizando-se pela presença de fenoçristais de feldspato potássico, em geral, microclínio, cujas dimensões são em média de 1 a 2 cm, em massa fundamental constituída por plagioclásio, quartzo e biotita. Hornblenda ocorre em alguns casos, em proporções restritas. Muscovita, fluorita, titanita, zircão, apatita, allanita, turmalina, opacos são acessórios. Clorita, epídoto, sericita e carbonatos são minerais de alteração.

Os granitos Piedade e do Cerne têm comumente textura hipidiomórfica granular. Feldspato potássico, quartzo, plagioclásio, biotita e hornblenda são os minerais predominantes. Opacos, titanita, zircão, apatita são acessórios. Clorita, epídoto, sericita e argilas são secundários.

O granito Varginha caracteriza-se por cataclase generalizada, que resultou em textura "mortar" em quartzo e feldspatos, forte extinção ondulante e ocorrência de pequeno ângulo 2V no quartzo. Este mineral, microclínio e oligoclásio são os componentes predominantes da rocha. Apatita, zircão, opacos, granada e titanita são acessórios.

As relações de campo dos maciços acima descritos evidenciaram fenômenos de tectônica de borda e metamorfismo de contato. Além disso é comum a presença de filões e apófises graníticas cortando os epimetamorfitos do Grupo Açungui. Em decorrência desses fatos, Fuck et al. (1967) atribuíram a êsses corpos caráter intrusivo post ou tardi-tectônico.

Os granitos Anhangava, Marumbi e Graciosa ocorrem

associados aos migmatitos e diferem dos acima mencionados em razão de características mineralógicas e petrográficas diferentes. Com efeito, em várias porções destes três últimos maciços constatou-se nítida tendência alcalina.

O granito Anhangava tem textura hipidiomórfica granular. Dois tipos petrográficos foram descritos: granitos alcalino, constituídos por quartzo, micropertita, albita, biotita, ferro-hastingsita e anfibólio sódico (possivelmente riebeckita), e granitos sub-alcalinos cuja composição mineralógica consiste de quartzo, micropertita, oligoclásio, biotita e hornblenda (ferro-hastingsita). No contato sul com os migmatitos existe enorme falha, sendo que nos demais limites do corpo as relações com as encaixantes são imprecisas.

Os granitos Marumbi e Graciosa ocorrem na área estudada (Figura 2), e por isso serão analisados com maiores pormenores. O granito Marumbi caracteriza-se pela presença de feldspato potássico, quartzo e plagioclásio (An_2 - An_8) como minerais essenciais. O feldspato potássico não mostra geminação em grade. Geminações segundo Carlsbad e Baveno foram observadas. Análises por raios X (Wright, 1968) mostraram tratar-se de ortoclásio micropertítico anômalo. Os ângulos 2V desses minerais mostram comumente valores de 73° e 74° . Inter-crescimentos pertíticos foram observados frequentemente. Os fêmicos estão representados por biotita. Fluorita, opacos, muscovita e zircão são acessórios. Segundo Maack (1961), o magma originário do granito Marumbi seria menos alcalino que o da Graciosa. O estudo petrográfico parece confirmar esse fato, devendo-se porém lembrar, que em várias regiões, o maciço da Graciosa não apresenta caráter alcalino tão nítido.

O granito Graciosa constitui corpo alongado na direção nordeste, grosso modo concordante com a estrutura das metamórficas regionais. A textura dessas rochas é, em geral, hipidiomórfica granular. Eventualmente, observam-se cristais centimétricos de feldspato potássico, englobando quartzo, biotita e plagioclásio.

Quartzo, feldspato potássico e plagioclásio são os minerais essenciais. O feldspato potássico está sempre isento de geminação em grade, e por vezes gemina-se segundo Carlsbad e Baveno. $2V_x$ mede comumente 77° e 78° . O exame aos raios X (Wright, 1968) permitiu classificar esses minerais como ortoclásios micropertíticos anômalos. O plagioclásio é albita (An_2 - An_{11}), e está presente em quantidades sempre subordinadas. Nas amostras em que se acentua a tendência al-

calina, é comum a riqueza em micropertita, ocorrendo também egirina e anfibólios sódicos. Nestes, a fórmula pleocróica é a seguinte: $X > Y > Z$, sendo X = azul escuro, Y = azul e Z = verde amarelado. X faz no alongamento do mineral e faz pequeno ângulo com c (5° a 8°). Associado à egirina foi determinado ainda outro tipo de anfibólio. Trata-se provavelmente de ferro-hastingsita verde escura a verde amarelada, com $2V_x = 51^\circ$ a 58° . Zircão, fluorita, biotita e clorita são acessórios. Além dessas regiões nitidamente alcalinas, ocorrem outras, onde esse caráter não é tão acentuado. Nesses casos, os minerais essenciais são: feldspato potássico, plagioclásio albitico e quartzo. Subordinadamente ocorrem biotita, zircão, epídoto, allanita, clorita, titanita, muscovita, opacos e apatita.

Os contatos de ambos os corpos, Graciosa e Marumbi, com os migmatitos são tectônicos, ocorrendo grandes falhas nesses locais.

No limite ocidental do granito Graciosa foram observados dois anfibolitos (A-379 e A-467) com sinais de metamorfismo de contato. Essas rochas serão descritas no capítulo 5, no item referente a anfibolitos a oligoclásio-andesina.

Os granitos pórfiros ocorrem geralmente sob a forma de pequenos diques ou stocks. Essas rochas acham-se, de preferência, perto dos maciços graníticos, e foram também assinaladas no Estado de São Paulo (Melcher, 1968). Sua textura é geralmente porfirítica ou glomeroporfirítica. Dentre os fenocristais, geralmente idiomórficos, cujas dimensões variam entre 0,03 mm e 1,7 mm, predomina o quartzo, ocorrendo subsidiariamente feldspato potássico, plagioclásio (oligoclásio), biotita, e mais raramente titanita. Os fenocristais de quartzo mostram sinais de corrosão magmática e suas formas parecem indicar que, por ocasião da consolidação da rocha esse mineral era do tipo beta. A geminação em grade dos fenocristais de feldspato potássico é muito mal definida e espalhada irregularmente. Em vários casos cortes que deveriam exibi-la, em se tratando de microclínios típicos, não mostram nem sinal dela. Esses fatos sugerem que o feldspato inicialmente formado seria de temperatura mais alta. Na massa fundamental, cujos constituintes afaníticos medem cerca de 0,03 mm nota-se a presença essencial de quartzo e feldspato potássico. Plagioclásio, opacos, sericita, allanita, apatita, zircão e epídoto ocorrem em quantidades subordinadas.

Um dique de microgranito, cuja direção é N10-N20E

foi assinalado na parte sudeste da fôlha de Morretes (Córdani e Girardi, 1967). Quartzo e feldspato potássico são os minerais essenciais, ocorrendo subordinadamente plagioclásio, epídoto, muscovita e opacos.

Granitos pórfiros e microgranitos, cortam as rochas encaixantes, em geral de modo discordante, evidenciando-se, dessa forma, o seu caráter post-tectônico.

4.4. Rochas intrusivas básicas e intermediárias

As rochas intrusivas básicas ocorrem geralmente sob forma de diques. Segundo Marini et al. (1967) a direção geral desses corpos no Estado do Paraná é N50-60W. Sua frequência média, computada em linha perpendicular à direção, é cerca de 1,5 diques/km, atingindo 4 diques/km nas zonas mais densas. Ocorrem quatro tipos petrográficos: diabásios, doritos pórfiros, dioritos e quartzo dioritos. Na Figura 1 essas rochas não foram representadas, pois o propósito desse mapa foi a colocação das rochas metamórficas e maciços graníticos, e a presença do enxame de diques existentes poderia deturpar a finalidade primordial da carta. Na região Morretes-Antonina (Figura 2) os diques mostram frequência notável, podendo seu número, em determinadas regiões, superar um por quilômetro. As espessuras médias nessa região são 20-50 m, podendo atingir até 100 m (Cordani e Girardi, 1967).

Diabásios são os tipos petrográficos mais comuns. Mineralogicamente caracterizam-se pela predominância de plagioclásios e clinopiroxênios. Hornblenda, biotita, epidoto, opacos, quartzo, feldspato potássico, apatita e mineral argiloso de alteração (nontronita?) ocorrem subsidiariamente. Os plagioclásios têm, em geral, composição entre An_{50} e An_{65} . Quando geminados, obedecem geralmente a lei da Albita e raramente Albita-Carlsbad ou ainda periclínio. Dentre os piroxênios, augita predomina sobre pigeonita, cujos cristais são, em geral, menores e mais idiomórficos. Hornblendas (Z = marrom a marrom-avermelhado, X = amarelo) são produtos da uralitização dos piroxênios. Biotitas, em geral avermelhadas, ocorrem intersticialmente. Cristais de quartzo são intersticiais ou formam, com feldspato potássico, intercrescimentos granofíricos.

Diques de diorito e de quartzo diorito são descritos por Marini et al. (1967). Os diques de diorito têm espessura sempre superior a 50 m, normalmente de 150 a 300 m. A textura dessas rochas é hipidiomórfica e alotriomórfica granular, ocorrendo por vezes a subofítica. Plagioclásios (An_{35} a An_{50} em média) e clinopiroxênios (augita e pigeonita) além de hornblenda, quartzo, biotita e opacos são os minerais predominantes. Feldspato potássico, apatita, opacos, zircão e titanita são acessórios. Prehnita, clorita, pistacita e por vezes, agulhas de actinolita provenientes da transformação de hornblendas são

secundárias.

A espessura dos diques de quartzo diorito varia entre 20 e 50 m. A textura é microporfirítica ou glomeroporfirítica, caracterizando-se pela presença de fenocristais de plagioclásio, anfibólio, biotita e piroxênio imersos em massa afanítica, que contém, além desses minerais, quartzo, feldspato alcalino, augita diopsídica, pigeonita, hornblenda, biotita, apatita, sericita, opacos, clorita, calcita, talco e prehnita.

Marini et al. (1967) e Cordani e Girardi (1967) descreveram diques de dioritos pórfiros. Na fôlha de Morretes, tais corpos têm espessuras de cerca de 100 metros, sendo mais possantes em outras regiões, onde alcançam em média 200 metros. A textura dessas rochas é porfirítica, ressaltando-se a presença de fenocristais de plagioclásio, piroxênio e opacos em massa afanítica, alotriomórfica e holocristalina. Nesta, predomina o plagioclásio, ocorrendo subsidiariamente quartzo, hornblenda, feldspato potássico, biotita, apatita, opacos e nontronita (?). Os plagioclásios da matriz variam de An_{25} a An_{48} e os que formam os fenocristais oscilam entre An_{35} e An_{61} . Estes são frequentemente zonados e geminam-se segundo as leis da Albita, Albita-Carlsbad, Baveno e periclínio. Dentre os piroxênios, augita predomina sobre pigeonita. Hornblenda é produto da uralitização dos piroxênios.

Amaral et al. (1966) e Melfi (1967) determinaram a idade das rochas básicas e intermediárias pelo método K-Ar, encontrando valores cujos limites situam-se em 117 e 147 milhões de anos.

A grande similaridade entre as composições mineralógicas dessas intrusões, aliadas a análogos modos de ocorrência e idades idênticas são os argumentos que indicam consangüinidade entre as rochas diabásicas e dioríticas. Os diversos tipos petrográficos devem ter-se originado por diferenciação magmática de material proveniente de mesma fonte (Marini et al, 1967), Cordani e Girardi (1967).

4.5. Resumo dos eventos geológicos regionais

Todos os Autores que analisaram as variações petrográficas, as estruturas, a estratigrafia, e as rochas magmáticas associadas, chegaram à conclusão de que os sedimentos originários dos epimetamorfitos do Grupo Açungui formaram-se em ambiente marinho de geossinclinal (Almeida in Marini et al, 1967; Bigarella e Salamuni, 1956; Maack, 1947; Melfi et al, 1965). Segundo Marini, Trein e Fuck (1967), os quartzitos da Formação Setuva e os calcoarenitos da Formação Votuverava poderiam indicar ambiente nerítico. Os filitos e metassiltitos da Formação Votuverava revelariam deposição em zonas mais distantes da costa. A Formação Água Clara, que se caracteriza pela presença de calcários impuros e sedimentos argilosos, ter-se-ia depositado em bacias de pouca profundidade na época em que o relêvo já se encontrava muito erodido, no fim do primeiro estágio do ciclo geossinclinal.

Os estudos de Fuck, Trein e Marini (1967) indicam que os migmatitos e gnaisses do Estado do Paraná formaram-se predominantemente a partir de rochas sedimentares depositadas em ambiente de geossinclinal. Na região Antonina-Morretes essa teoria é corroborada pela presença de intercalações parametamórficas concordantes, de quartzitos com magnetita e gonditos, (capítulo 5, itens... 5.4.3. e 5.5.3.). Na formação dos migmatitos e gnaisses contribuíram predominantemente três tipos de sedimentos: argilosos, calco-argilosos e arenosos. Sedimentos calcários puros devem ter sido raros, embora sua existência esteja representada em vários locais, pela presença de lentes calcárias. Intercalados nessa sequência, ocorrem produtos de atividade ígnea básica e ultrabásica, atualmente transformados em metabasitos, serpentinitos e xistos magnesianos. Após o evento do metamorfismo regional, ocorreram localmente fenômenos retro metamórficos, ressaltando-se, em importância, nesse aspecto, a região Morretes-Antonina, objeto do presente estudo.

De modo geral as direções estruturais dos migmatitos e epimetamorfitos são concordantes. Ocorrem intercalações de quartzitos, calcários, metabasitos, e de outras rochas tanto nos migmatitos quanto nos epimetamorfitos. No sul do Estado de São Paulo, Melfi et al (1965) descreveram contatos gradacionais entre essas rochas, o que levou esses Autores à conclusão de que uma parte dessas rochas

migmatíticas e gnaissicas, cuja quantidade pode ser considerável, anteriormente consideradas arqueanas, são contemporâneas aos metassedimentos do Grupo Açungui. Pertenceriam, nesse caso à unidade geotectônica denominada "Cinturão Orogenético Paraíba" (Cordani, Melcher e Almeida, 1968), que se estende desde o sul da Bahia até o Rio Grande do Sul e Uruguai.

No Estado do Paraná, as direções principais das estruturas e as intercalações também são as mesmas, tanto nos epimetamorfitos, quanto nos migmatitos e gnaisses. Embora os contatos, efetuam-se, geralmente, por meio de falhamentos, Cordani e Girardi (1967) estenderam para a região norte do Estado a mesma interpretação de Melfi et al (1965). Grande parte dos migmatitos e gnaisses representariam os sedimentos do Grupo Açungui metamorfizados em ambiente de mesozona, correspondendo de modo geral, ao fácies enfibolito (Turner e Verhoogen, 1960). Evidentemente, não está excluída a possibilidade de existirem núcleos migmatíticos mais antigos, representantes do antigo embasamento.

Os maciços graníticos são intrusivos nos metassedimentos do Grupo Açungui. Pertencem ao segundo estágio (orogênico) do desenvolvimento do geossinclínio Paraíba e acompanham os fenômenos tectônicos responsáveis por falhamentos e dobramentos nos metassedimentos. O caráter intrusivo da maioria dos corpos graníticos é evidenciado por relações de campo. Nos casos em que essas relações de campo são imprecisas, a exemplo dos maciços Marumbi e Graciosa, existem fenômenos, principalmente de natureza mineralógica, textural e química que permitem atribuir a esses corpos caráter intrusivo. Essas evidências serão tratadas pormenorizadamente no item 5.3.3., referente às relações entre gnaisses e granitos.

Esses fenômenos, atinentes à formação e evolução do geossinclínio Paraíba, foram objeto de várias dezenas de determinações geocronológicas, que visaram fundamentar com bases mais sólidas as evidências geológicas. Esses estudos foram realizados, em sua maior parte, no Centro de Pesquisas Geocronológicas da Fac. Fil. Ci. e Letras da USP, principalmente pelo método K-Ar. Existem também várias determinações efetuadas através dos métodos Rb-Sr e U-Pb. Grande parte dos resultados estão publicados na literatura especializada, podendo-se citar: Cordani, Melcher e Almeida (1968), Cordani e Bittencourt (1967), Tavora, Cordani e Kawashita (1967), Vândoros e Franco (1966), Coutinho (1968), Bartorelli, Minioli e Kawashita (em prepara-

ção), Cordani e Kawashita (em preparação), Ledent e Pasteels (1968).

De modo geral, as determinações em metassedimentos e anfíbolitos mostraram idades de 600-650 m. a. pelo método Rb-Sr em rocha total, cerca de 600 m. a. em anfibólitos por meio de análises K-Ar, e 600 a 450 m. a. em micas pelos métodos K-Ar e Rb-Sr. Nas rochas graníticas, as idades variaram também nesses intervalos.

Essas medidas datam eventos tectônicos (fases metamórficas e magmáticas), e permitem inferir que a sedimentação do geossinclínio Paraíba começou antes de 650 m. a., tendo suas fases evolutivas compreendido o período entre 650 e 450 m. a., correspondendo à parte final do pré-cambriano e início do paleozóico.

No trabalho sobre o Grupo Açungui, Cordani e Bittencourt (1967) esboçaram a sequência evolutiva dos eventos magmáticos do cinturão. Indicaram uma fase principal, sintectônica, entre 600 e 650 m. a., fase tardi ou post-tectônica entre 500 e 580 m. a., e eventos epirogenéticos relacionados com o levantamento de cadeia montanhosa até 450 m. a. Os mesmos Autores evidenciaram, outrossim, que o substrato siálico aflora em núcleos de anticlinórios nos quais se obteve idades que chegaram a superar 1.400 m. a.

No que se refere à região Morretes-Antonina, objeto do presente trabalho, foram analisadas, até agora, doze amostras pelo método K-Ar e nove pelo Rb-Sr. Todos esses dados serão publicados em Cordani e Kawashita (em preparação).

Os valores mais significativos do ponto de vista interpretativo, são os resultados das análises Rb-Sr, que, nos casos mais favoráveis, poderiam representar as idades primárias das rochas analisadas. Das nove amostras estudadas por este método, seis referem-se a rochas gnáissicas, e três a maciços graníticos intrusivos. Todos os dados obtidos situam-se próximos de linha isócrona de referência, mostrando idades pouco superiores a 500 m. a. Esse fato justifica a inclusão da área Morretes-Antonina no cinturão orogenético Paraíba. Duas das amostras analisadas apresentaram razão isotópica favorável, de corrente da riqueza em Rb. Consequentemente, suas idades foram determinadas independentemente do valor assumido para a razão inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$, obtendo-se nesses casos, 570 ± 30 m. a. para a amostra proveniente de gnaiss e 525 ± 30 m. a. para a rocha pertencente ao granito Marumbi. Este último valor mostra inteira concordância com a idade conseguida pelo método K-Ar em biotitas da mesma rocha, parecendo assim justificável assumir-se em cerca de 530 m. a. a época provável

para a formação dos granitos post-tectônicos regionais. Deve-se ressaltar que esses dados são semelhantes aos obtidos por Ledent e Passteels (1968) em granitos da Serra dos Órgãos, Estado do Rio de Janeiro, cujas relações estruturais com gnaisses e migmatitos são análogas às dos maciços graníticos da Serra do Mar, no Estado do Paraná.

Quase todos os dados obtidos pelo método K-Ar, especialmente os provenientes de anfibólitos de rochas metamórficas, revelaram idade de cerca de 600 m. a. Esses valores estariam relacionados com recristalizações mineralógicas ocorridas durante a fase principal do metamorfismo regional. Além dessas determinações, existem duas análises efetuadas em micas provenientes de migmatitos da região de Matinhos (Cordani e Girardi, 1967). Foram obtidas, nesse caso, idades aparentes mais recentes (cerca de 480 m. a.) que corresponderiam ao levantamento epigênético da cadeia montanhosa. Os únicos valores discordantes dos acima citados provêm de dois anfibólitos cujas análises revelaram idades próximas a 1.400 m. a. e 2.300 m. a. Posto que, até o momento, não são conhecidos casos comprovados de excesso de argônio em anfibólitos, tais rochas podem pertencer a porções do antigo embasamento do geossinclinal, que retiveram todo ou grande parte do argônio original, o qual não se desprende da estrutura dos minerais durante os eventos metamórficos posteriores. Núcleos antigos semelhantes, de comprovação praticamente impossível por levantamentos geológicos normais, e indicados somente por meio de determinações radiométricas, parecem existir em todo o cinturão orogênico Paraíba, fato já assinalado por Cordani e Bittencourt (1967), Coutinho (1968) e Bartorelli, Minioli e Kawashita (no prelo).

Resumindo-se os dados geocronológicos até agora existentes, poder-se-ia traçar a seguinte sequência de acontecimentos geológicos na região Morretes-Antonina:

- antes de 1.400 m. a. - Eventos relacionados à formação do embasamento sílico do geossinclínio Paraíba
- antes de 650 m. a. - Sedimentação em ambiente de geossinclinal
- cerca de 600 m. a. - Metamorfismo regional
- cerca de 530 m. a. - Intrusão de maciços graníticos - A formação de rochas retrometamórficas situar-se-ia nas proximidades deste evento.
- até 480 m. a. - Levantamento epigênético da cadeia montanhosa.

Em época bem posterior aos fenômenos geológicos relacionados com a formação do geossinclínio Paraíba ocorreu o vulcanismo básico cuja idade situa-se entre 117 e 147 m. a.

MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO DE MORRETES-ANTONINA, PR

Modificado e Ampliado de Cordani e Girardi (1967)

MAPA DE LOCALIZAÇÃO DAS AMOSTRAS ESTUDADAS E DAS ZONAS METAMÓRFICAS

5. PETROLOGIA DA SEQUÊNCIA METAMÓRFICA LOCAL

Na região de Morretes-Antonina, ocorrem, intercala dos aos gnaisses e migmatitos, corpos concordantes de anfibolitos, xis tos magnesianos, gonditos, clorita xistos e quartzitos com magnetita. O estudo petrológico de tôdas essas rochas será objeto do presente ca pítulo.

5.1. Anfibolitos

As intercalações anfibolíticas na região de Morretes-Antonina possuem espessuras geralmente centimétricas ou decimétricas. Em decorrência desse fato, tais corpos não foram delimitados no mapa geológico (Figura 2). As amostras estudadas, porém, constam da Figura 3.

5.1.1. Mineralogia

No estudo mineralógico, serão tratados com maiores detalhes os minerais mais importantes, característicos das principais variedades de anfibolitos.

Os anfibólios cálcicos foram agrupados em diversas ca tegorias, em decorrência de variações nos índices de refração, ângu los axiais, fórmulas pleocróicas, hábitos e cores. A divisão inicial foi efetuada em função do gráfico de Shidô e Miyashiro (1959), no qual a separação entre hornblendas e actinolitas fundamenta-se nos valores de $2V$ e N_y (Figura 4). Segundo esse método, ambos os tipos de anfibólio, ocorrem nos anfibolitos; e cada um deles pode ser subdividido.

5.1.1.1. Hornblenda

Foram observadas duas variedades de hornblenda, denominadas I e II, cujas cores e fórmulas pleocróicas são totalmente diferentes.

A hornblenda I tem pleocroismo Z = marrom (por vê zes com tons levemente esverdeados), Y = marrom (por vê zes esverdea do) e X = amarelo. O tamanho dos cristais varia entre 0,4 a 3mm, sen do que os maiores restringem-se aos anfibolitos de grau mais elevado, enquanto que os menores aparecem nos anfibolitos afetados pelo meta-

morfismo retrógrado. As medidas dos ângulos axiais situam-se, à excessão de uma amostra, entre 63° e 69° . N_y varia de 1,655 a 1,681 (Figura 4 e Tabela 1), e $Z \wedge c$ de 16° a 19° (Tabela 1). Quando presentes em anfibolitos de grau mais elevados, não atingidos pelo metamorfismo regressivo, êsses minerais apresentam forte tendência ao idiomorfismo e não mostram transformações, quer para outros tipos de anfibólios, quer para outros minerais. Nos anfibolitos retrometamorfizados, as hornblendas marrons, quando existentes, constituem restos, ora ocorrendo como núcleos de outros anfibólios, ora transformados em associações de diversos minerais.

A hornblenda II apresenta pleocroísmo Z = verde escuro (por vezes com leves tons marrons), Y = verde, X = amarelo. O tamanho dêsses minerais varia entre 0,1 a 2,5 mm; N_y situa-se entre 1,667 e 1,682, $Z \wedge c$ entre 16° e 18° e $2V_x$ entre 58° e 69° (Tabela 1). Esse tipo de hornblenda ocorre em diversas situações texturais. Foi encontrada em uma amostra de anfibolito de alto grau metamórfico sob forma de mineral primário inalterado. Nos anfibolitos de baixo grau, aparece de diversos modos: a) como produto de transformação da hornblenda I; b) sob forma de núcleo remanescente em actinolitas; e c) transformada quase inteiramente em associações de outros minerais secundários, nos quais se incluem clorita, biotita, quartzo, epídoto e titanita.

Vários estudos têm sido executados, visando a correlação entre propriedades físicas, composição química das hornblendas e grau de metamorfismo dos anfibolitos que as contêm. Deer (1938) observou que o aumento no conteúdo de titânio provoca a intensificação de cor marrom nesses minerais. Essa afirmativa foi corroborada por Binns (1965) e Engel e Engel (1962). Neste último trabalho os Autores observaram que os anfibolitos pertencentes ao fácies almandina-anfibolito contêm hornblenda verde-azul. Com o aumento do grau metamórfico essa cor se alterou, e no fácies hornblenda-granulito, tais minerais exibem cor marrom. As mudanças químicas que ocorreram com o advento do metamorfismo progressivo incluem aumento de Ti, Na, K, Cr, V e Sc e decréscimo em Mn, Zn, $OH + F + Cl$ e nas relações Fe_2O_3 / FeO e Fe / Mg .

Leake (1965) afirmou que em grande número de anfibolitos o conteúdo de titânio na hornblenda pode ser usado como medida de temperatura de cristalização.

No que diz respeito às hornblendas descritas, apesar

Figura 4 - Projeção dos índices N_y e dos ângulos $2V$ de actinolitas e hornblendas dos anfibolitos de Morretes-Antonina no diagrama de Shidô e Miyashiro (1959).

Figura 5 - Cloritas de rochas metamórficas da região Morretes-Antonina projetadas no diagrama de Hey (1954), reproduzido e modificado por Chidester (1962).

TABELA 1

Propriedades ópticas dos anfibólios dos anfibolitos

Amostra	Tipo de Anfibólio	$2V_x$	N_y	$Z \wedge C$
A-184	Hornblenda I	80°	1,655	19°
Mo-79	Hornblenda I	67°	1,667	17°
Mo-42	Hornblenda I	66°	1,678	-
A-500	Hornblenda I	69°	1,681	17°
Mo-231	Hornblenda I	63°	1,683	16°
A-420	Hornblenda I	65°	1,684	16°
A-306	Hornblenda II	60°	1,667	-
A-307	Hornblenda II	65°	1,667	-
A-378	Hornblenda II	66°	1,669	-
A-25a	Hornblenda II	-	1,668	-
Mo-42	Hornblenda II	-	1,670	-
A-467	Hornblenda II	62°	1,674	-
A-413	Hornblenda II	68°	1,674	-
A-337b	Hornblenda II	-	1,674	-
A-37a	Hornblenda II	58°	1,675	16°
A-420	Hornblenda II	68°	1,675	16°
A-370	Hornblenda II	60°	1,676	-
Mo-267	Hornblenda II	69°	1,676	18°
A-295a	Hornblenda II	58°	1,680	-
A-269	Hornblenda II	67°	1,681	-
Mo-249	Hornblenda II	58°	1,682	16°
A-25a	Actinolita I	71°	1,649	16°
Mo-267	Actinolita I	70°	1,652	17°
A-337b	Actinolita I	66°	1,653	-
Mo-249	Actinolita I	66°	1,654	16°
Mo-42	Actinolita I	72°	1,655	18°
A-37a	Actinolita I	71°	1,657	17°
A-269	Actinolita II	68°	1,642	-
A-337b	Actinolita II	68°	1,643	-
Mo-249	Actinolita II	72°	1,644	14°
A-500	Actinolita II	70°	1,645	-
Mo-42	Actinolita II	74°	1,646	17°
A-25a	Actinolita II	-	1,646	-
A-420	Actinolita II	-	1,649	-

da inexistência de análises químicas, fato que restringe sobremaneira o estudo, algumas observações podem ser efetuadas. Nos anfíbolitos a andesina-labradorita (item 5.1.2.1), cujo grau metamórfico é o mais elevado da região, as hornblendas são marrons. A única exceção refere-se a amostra A-378, na qual a hornblenda presente é verde escuro. Nos anfíbolitos retrometamórficos é nítida a instabilidade das hornblendas, em especial da hornblenda I (marrom) que sempre aparece sob forma de cristais reliquiais quase totalmente substituídos por actinolitas e por associações de outros minerais incluindo clorita, biotita, quartzo, epídoto e titanita. Deduz-se desses fenômenos que a hornblenda marrom é o mineral mais estável nas temperaturas mais elevadas, e a se julgar pelos trabalhos de Deer (1938), Binns (1965), Engel e Engel (1962) e Leake (1965), deve conter teor relativamente elevado de titânio.

5.1.1.2. Actinolita

Os minerais pertencentes ao grupo das actinolitas, de finidos de acordo com a Figura 4 de Shidô e Miyashiro (1959), foram subdivididos em actinolita ø I e actinolita II.

Actinolita I exibe pleocroísmo Z = verde claro (por vezes com tons azulados); Y = verde claro e X = amarelo. Frequentemente apresenta inclusões de quartzo e opacos. As dimensões dos cristais variam, em média, entre 0,3 e 1,5 mm. Os índices de refração N_y exibem valores entre 1,649 e 1,657; os ângulos 2V e Z $\wedge$ c medem, de 66° a 72° e de 16° a 18° respectivamente (Tabela 1).

A actinolita II mostra geralmente hábito fibroso. As dimensões de seus cristais, são, comumente as menores dentre os anfíbolios descritos, variando em média, entre 0,1 e 0,3 mm. Exibe cores claras: Z = verde pálido; Y = verde amarelado pálido; X = amarelo a incolor. As medidas para N_y situam-se entre 1,642 e 1,649; 2V varia entre 74° e 68°, e Z $\wedge$ c entre 14° e 17°. Geminação é rara nesses minerais.

A ocorrência das actinolitas está restrita aos anfíbolitos afetados pelo metamorfismo regressivo. Em várias secções as evidências texturais indicam sua proveniência a partir das hornblendas. São comuns os núcleos remanescentes de hornblendas cercados por actinolitas, que também estão presentes nas fendas e fraturas daqueles minerais. Em algumas amostras nota-se também a presença

de pseudomorfos de anfibólio, possivelmente antigas hornblendas, completamente preenchidas por agulhas de actinolita II.

Clorita, acompanhada de titanita e por vezes de quartzo são produtos de transformação das actinolitas.

O exame da Figura 4 evidencia os índices mais altos e 2V mais baixos das hornblendas em relação às actinolitas. Essa correlação é comum em anfibólios cálcicos e relaciona-se à diferenças nos teores de vários elementos nesses minerais, em particular ferro, alumínio, titânio, silício e magnésio. Enquanto as hornblendas verdes e marrons não evidenciaram diferenças muito nítidas em relação ao índice de refração, nas actinolitas essa propriedade separa nitidamente as variedades I e II.

5.1.1.3. Plagioclásio

As dimensões dos cristais de plagioclásio variam de 0,1 a 3 mm. Quando geminados obedecem geralmente a lei da albita. Albita-Carlsbad e periclínio são relativamente raros. Em várias secções, notou-se a ocorrência simultânea de albita e periclínio. A determinação do teor de anortita revelou a presença de três tipos de plagioclásios: An_{0-5} , An_{25-35} e An_{40-54} . Nas albitas, observou-se, em todos os casos, a presença de numerosas inclusões de epidoto. Essa feição foi também assinalada em vários plagioclásios do intervalo An_{25-35} . No grupo An_{40-54} porém, somente em uma amostra ocorrem raras inclusões de epidoto. A reação envolvendo plagioclásio e epidoto será analisada detalhadamente no item referente à petrogênese. Zoneamento e serititização são fenômenos relativamente raros.

5.1.1.4. Epidoto

Os epidotos são geralmente alongados e exibem forte tendência ao idiomorfismo. Esses minerais apresentam vários modos de ocorrência:

a) Estão presentes em quantidades pequenas, disseminados na rocha. Os epidotos desse grupo possuem dimensões relativamente grandes (0,1-0,4 mm) e muitas vezes são pleocróicos (X = incolor, Y = amarelo). Não parecem provir da alteração de outros minerais, sendo provavelmente primários.

b) Aparecem incluídos nos plagioclásios. Esse grupo é formado por epidotos incolores de dimensões reduzidas (0,02-0,07mm),

e ocorrem em vários oligoclásio-andesina anfibolitos (ítem 5.1.2.2.). O modo de ocorrência desses minerais indica sua proveniência a partir de plagioclásios cálcicos.

c) Constituem um dos produtos da transformação de anfibólios. Em numerosas secções de anfibolitos a albita (ítem 5.1.2.3) e em várias de oligoclásio-andesina anfibolitos notou-se a alteração retrometamórfica dos anfibólios, produzindo além de epídoto, clorita, biotita, titanita, e por vezes quartzo associado.

d) Ocorrem sob forma de veios, e são posteriores aos demais minerais da rocha.

A variedade pistacita predomina largamente sobre clinozoisita, que foi determinada somente em algumas secções. Os dados ópticos da pistacita são: $2V_x = 74^\circ$ e $N_y = 1,740$. No caso de clinozoisita os valores medidos são $2V_z = 89^\circ$ e $N_y = 1,710$. Segundo o diagrama de Tröger (1956) esses valores correspondem aproximadamente, a teores de 23% e 7% da molécula de $Ca_2Fe_3^{3+}Si_3O_{12}(OH)$, respectivamente.

5.1.1.5. Biotita

As dimensões das biotitas estão por volta de 0,1-0,3mm. São fortemente pleocróicas (Z = marrom, por vezes com tons avermelhados e X = amarelo). O índice de refração N_y varia de 1,622 a 1,636 e $2V$ é 0° . Esse mineral ocorre por vezes em cristais isolados e comumente em íntima associação com anfibólios e cloritas. A transformação anfibólio $\rightarrow$ biotita é evidenciada pelo fato deste último mineral ocupar fendas e fraturas dos anfibólios.

5.1.1.6. Clorita

As cloritas existentes nos anfibolitos possuem, em geral, dimensões reduzidas, ao redor de 0,08-0,12 mm. São pleocróicas, e suas cores variam de verde a amarelo. Os valores de N_y situam-se entre 1,616 a 1,628, a birrefringência é baixa, e cores anômalas de interferência são comuns.

Os difratogramas efetuados revelaram que os picos mais intensos correspondem às faces 002 e 004.

Existem vários minerais com estruturas semelhantes às cloritas. Nesses casos incluem-se vermiculitas, montmorillonitas, kan-ditas e septocloritas (Deer, Howie e Zussman, 1963). Todos esses minerais podem ser diferenciados das cloritas após aquecimento a $600^\circ C$;

pois enquanto o pico 001 da clorita é aumentado, os picos dos outros minerais permanecem inalterados ou são destruídos. Efetuado esse aquecimento nas amostras estudadas, verificou-se aumento no pico 001, provando serem esses minerais cloritas de 14 Å.

O grupo das cloritas é composto estruturalmente por camadas tetraédricas e octaédricas alternadas. O conjunto formado por uma camada octaédrica situada entre duas tetraédricas constitui uma unidade "do tipo mica". Entre duas dessas unidades ocorre uma do tipo "brucita", formada por uma camada octaédrica. Essa estrutura é representada pela fórmula geral $X_m Y_4 O_{10} (OH)_8$ (Forster, 1962). Nesta, X e Y representam cátions ocupando posições octaédricas e tetraédricas respectivamente. Al^{3+} , e provavelmente pequenas quantidades de Ti^{4+} , Fe^{3+} e Cr^{3+} substituem Si^{4+} nas camadas tetraédricas. Ions bivalentes e trivalentes como Mg^{2+} , Mn^{2+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} , Cr^{3+} e Al^{3+} substituem-se uns aos outros nas camadas octaédricas. O coeficiente m vale usualmente 6, às vezes menos (Forster, 1962).

O poder de difração dos átomos pesados, como ferro, manganês e cromo é aproximadamente duas vezes maior que a dos átomos leves, por exemplo, magnésio, silício e alumínio. Portanto, os raios X difratados das camadas basais, que representam zonas octaédricas e tetraédricas, sofrem forte influência dos átomos pesados. Petruk (1964), a partir da análise da estrutura da clorita e do poder de difração de seus átomos, chegou à conclusão que medindo-se a intensidade (altura menos "background") de determinados picos poder-se-ia:

a) determinar o "grau de assimetria" das cloritas, que corresponde à diferença entre o número de átomos pesados das zonas octaédricas pertencentes às camadas "tipo mica", e o número de átomos pesados das camadas "tipo brucita".

b) determinar o número de átomos pesados existentes nas camadas octaédricas das cloritas. Como o ferro é geralmente o átomo pesado largamente predominante nesses minerais, esse método possibilita a obtenção do conteúdo aproximado de ferro existente nas cloritas.

Para a obtenção do número aproximado dos átomos de ferro e do grau de assimetria, Petruk (1964) construiu dois gráficos, utilizando respectivamente as relações de intensidade $\frac{I_{002} + I_{004}}{I_{003}}$

(Figura 6) e $\frac{I_{003}}{I_{005}}$ (Figura 7). Hey (1954) elaborou diagrama relacio -

Figura 6 - Cloritas de rochas metamórficas da região Morretes-Antonia projetadas no diagrama de Petruk (1964), que relaciona $\frac{I_{002} + I_{004}}{I_{003}}$ e número de átomos pesados.

Figura 7 - Cloritas de rochas metamórficas da região Morretes-Antonina projetadas no diagrama de Petruk (1964), que relaciona

$\frac{I_{003}}{I_{005}}$ e grau de assimetria.

TABELA 2

Dados ópticos, roentgenográficos e fórmulas químicas calculadas das cloritas dos anfíbolitos

Amostra	$d(\text{\AA})$	hkl	$\frac{I_{003}}{I_{005}}$	grau de as simetria	$\frac{I_{002}+I_{004}}{I_{003}}$	nº de átomos pesados	N_y	sinal óptico
Mo-269	14,08	001	2,25	0,80	5,55	2,36	1,627	+
	7,07	002						
	4,69	003						
	3,47	004						
	2,82	005						
A-337b	14,08	001	-	-	6,05	2,60	1,622	-
	7,07	002						
	4,69	003						
	3,47	004						
Mo-42	14,08	001	2,60	0,45	5,51	2,30	1,616	-
	7,07	002						
	4,69	003						
	3,47	004						
	2,82	005						
A-420	14,08	001	3,00	0,20	5,11	2,15	1,620	+
	7,07	002						
	4,69	003						
	3,47	004						
	2,82	005						
Mo-269	(Mg _{2,26}	Fe _{2,36}	Al _{1,38}) ₆	(Al _{1,37}	Si _{2,63}) ₄	O ₁₀	(OH) ₈	
A-337b	(Mg _{2,48}	Fe _{2,60}	Al _{0,92}) ₆	(Al _{0,93}	Si _{3,07}) ₄	O ₁₀	(OH) ₈	
Mo-42	(Mg _{2,70}	Fe _{2,30}	Al _{1,00}) ₆	(Al _{0,95}	Si _{3,05}) ₄	O ₁₀	(OH) ₈	
A-420	(Mg _{2,60}	Fe _{2,15}	Al _{1,25}) ₆	(Al _{1,25}	Si _{2,75}) ₄	O ₁₀	(OH) ₈	

nando propriedades ópticas e fórmulas químicas das cloritas. Chidester (1962) acrescentou dados ao gráfico de Hey (Figura 5).

Utilizando-se os trabalhos dos Autores acima mencionados, procurou-se determinar a composição aproximada das cloritas dos anfibolitos. O número de átomos obtidos foi relacionado à fórmula $(\text{Mg, Fe, Al})_6(\text{Si, Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$. Nesta, não estão presentes Mn, Cr e Ti, pois geralmente ocorrem em quantidades diminutas, e por isso não foram representados.

Inicialmente, obteve-se, por meio da Figura 6, o número de átomos de ferro das cloritas. A colocação desses dados, acompanhados pelos respectivos índices de refração N_y (Tabela 2), no gráfico da Figura 5, propiciou a obtenção da quantidade dos demais átomos. Outras propriedades, tais como birrefringência e densidade, cujas medidas poderiam ser aproveitadas no diagrama da Figura 5, não o foram, em decorrência da dificuldade do cálculo de valores exatos. Para exemplificar o processo, mostrar-se-á o cálculo da fórmula da clorita pertencente à amostra Mo-269 considerando-se: $(\text{Mg}_x\text{Fe}_y\text{Al}_z)_6(\text{Al}_w\text{Si}_v)_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$ a fórmula das cloritas, onde $x+y+z = 6$ e $w+v = 4$. O coeficiente y , obtido por meio da Figura 6, é igual a 2,36. Em seguida, esse valor e o índice N_y são colocados na Figura 5, conseguindo-se assim os valores $z + w$, v , correspondentes, respectivamente, a 2,75 e 2,63. O coeficiente w será igual a $4-v$ ou seja $4 - 2,63 = 1,37$. Como se conhece o valor $z + w$ ou seja 2,75; z será igual a $2,75 - w$, $2,75 - 1,37 = 1,38$. Portanto, a única incógnita restante é x , que equivale a $6 - (z + y)$, ou seja $x = 6 - (1,38 + 2,36) = 2,26$. A fórmula calculada será então $(\text{Mg}_{2,26}\text{Fe}_{2,36}\text{Al}_{1,38})_6(\text{Al}_{1,37}\text{Si}_{2,63})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$.

O grau de assimetria das cloritas foi determinado por meio do gráfico de Petruk (1964) reproduzido na Figura 7. Os dados obtidos, constantes da Tabela 2, mostraram que esses valores variam de 0,20 a 0,80 e são positivos, evidenciando-se que o número de átomos pesados das camadas octaédrais do "tipo mica" supera o existente nas camadas "tipo brucita".

Quantidades significativas de cloritas restringem-se aos anfibolitos albiticos. Nos anfibolitos a oligoclásio-andesina ou a andesina-labradorita, esses minerais são inexistentes ou ocorrem em quantidades diminutas. Esse fenômeno prende-se a fato de que cloritas são produtos retrometamórficos de anfibólios ou biotitas e, portanto, aparecem em porcentagens consideráveis nos anfibolitos profundamente afetados pelo metamorfismo regressivo.

5.1.1.7. Quartzo

O quartzo está presente na maioria das amostras estudadas. Tem dimensões variáveis, entre 0,02 a 3 mm. Ocorre associado ao plagioclásio, em bandas alternadas com as de anfibólio, ou encontra-se disseminado na rocha. Além dêsses dois modos de ocorrência, notou-se a presença dêsse mineral incluído em actinolitas; ou, por vêzes associado a clorita, biotita, epídoto e titanita. Nestes dois últimos casos suas dimensões são geralmente muito reduzidas. Em algumas amostras exhibe sinais de deformação (extinção ondulante e fraturamento).

5.1.1.8. Titanita

A titanita apresenta diversos modos de ocorrência:

a) sob forma de mineral isolado, disseminado na rocha; b) em pequenos agregados, cujos cristais são xenomorfos; c) associada a opacos; d) incluída em cloritas. Neste último caso parece ser sub-produto da transformação de anfibólio em clorita. Sua origem dever-se-ia à liberação de titânio que não entrou na estrutura das cloritas.

5.1.1.9. Opacos

Para fins de identificação foram efetuados diversos difratogramas de resíduos opacos. Êsses gráficos revelaram a presença de magnetita e ilmenita. Em todos os anfibolitos albíticos e em alguns a oligoclásio-andesina, ocorrem núcleos residuais de ilmenitas cercados por titanitas (Fotomicrografia 1). Essa transformação é mais uma evidência do metamorfismo regressivo.

5.1.1.10. Piroxênio

Os piroxênios ocorrem em quatro amostras estudadas. Exhibem côr verde muito clara ou são incolores. Suas dimensões giram em tórno de 0,1-0,4 mm. Os valores de N_y , 1,709 a 1,720, e os de $2V_z$, 56° a 59° , respectivamente, indicam tratar-se de membro ferrosalítico da série diopsídio-hedenbergita (Hess, 1949). $Z \wedge c$ varia de 41° a 43° .

5.1.1.11. Outros minerais

Apatita é acessório relativamente comum. Geralmente idiomórfico possui dimensões ao redor de 0,1-0,2 mm.

O zircão é muito raro. Aparece sòmente em duas amostras. Geralmente é arredondado.

Sericita é produto secundário, proveniente da alteração

ração dos plagioclásios. Suas dimensões, estão ao redor de 0,3mm.

Granada foi determinada somente em um anfibolito a andesina-labradorita. O tamanho dos cristais é 0,3 mm, em média.

Carbonato está presente em uma única amostra, em quantidade insignificante. É intersticial e secundário.

A presença de feldspato potássico e prehnita está restrita à amostra A-379. O feldspato potássico forma intercrescimentos gráficos com o quartzo e ocorre sob forma de veios que cortam a rocha. Sua origem deve estar relacionada à ação metassomática do granito.

5.1.2. Petrografia

O estudo petrográfico dos anfibolitos da região Morretes-Antonina permitiu a classificação dessas rochas em três tipos diferentes. Essa divisão foi efetuada levando-se em conta, principalmente, o teor de anortita dos plagioclásios. Nos anfibolitos a andesina-labradorita, de grau metamórfico mais elevado, o teor de anortita varia de An_{40-54} ; os intermediários, intitulados anfibolitos a oligoclásio-andesina, possuem An_{25-35} . Os anfibolitos albíticos, mais fortemente afetados pelo metamorfismo regressivo, têm An_{0-5} . À medida que a basicidade do plagioclásio diminui, em consequência do retrometamorfismo, consideráveis alterações mineralógicas e texturais aparecem nessas rochas. A Figura 8, elaborada a partir das Tabelas 3a e 3b, exhibe as análises modais dos principais minerais dos três tipos de anfibolitos. A finalidade desse gráfico foi mostrar o comportamento modal desses minerais durante o evento retrometamórfico.

5.1.2.1. Anfibolitos a andesina-labradorita

Na região delimitada para estudo (Figura 3) ocorrem somente dois afloramentos de anfibolitos a andesina-labradorita (A-378 e A-184). Em decorrência desse fato, procurou-se encontrar, fora dessa zona, amostras adicionais, para tornar o estudo mais representativo. Essa é a razão pela qual as rochas Mo-79 e Mo-231, escolhidas para esse fim, não estão representadas na Figura 3. Ocorrem na extremidade noroeste da fôlha de Morretes (Cordani e Girardi, 1967), intercaladas nos migmatitos regionais.

Os anfibolitos a andesina-labradorita são comumente

TABELA 3a

Análises modais dos anfibolitos

	Anfibolitos a andesina-labradorita				Anfibolitos a oligoclásio-andesina						
	Mo-79	Mo-231	A-378	A-184	A-413	A-467	A-306	A-370	Mo-267	A-500	A-420
Actinolita	-	-	-	-	-	-	-	-	13,0	23,6	17,0
Hornblenda	67,0	34,4	74,8	60,2	68,8	75,5	53,7	39,6	50,0	17,6	39,0
Plagioclásio	29,6	40,4	12,6	28,2	17,4	2,6	25,3	24,0	25,0	35,2	14,6
Epídoto	Tr	3,8	7,2	8,7	6,2	1,2	12,0	11,3	4,0	18,4	11,4
Biotita	-	-	-	-	-	-	-	16,2	-	1,0	3,8
Clorita	0,8	Tr	-	-	-	-	-	-	-	1,2	2,8
Quartzo	0,8	8,0	4,4	1,7	3,5	10,8	3,2	5,2	6,0	Tr	9,6
Titanita	-	Tr	1,0	1,2	3,5	0,2	1,0	3,0	-	0,5	-
Opacos	Tr	7,4	Tr	-	0,2	0,5	4,7	0,2	1,0	2,5	1,8
Apatita	-	0,2	-	-	0,4	0,6	-	0,4	1,0	-	-
Zircão	1,8	-	-	-	-	Tr	-	-	-	-	-
Piroxênio	1,8	5,6	-	-	-	8,5	-	-	-	-	-
Granada	-	Tr	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Teor de An nos Plagioclásios	An ₄₆	An ₄₀	An ₅₀	An ₅₄	An ₃₄	An ₃₃	An ₃₅	An ₃₃	An ₂₇	An ₃₄	An ₂₅

equigranulares, nematoblásticos ou granoblásticos. A associação mineralógica característica constitui-se de hornblendas e plagioclásios (An_{40-54}). As hornblendas são predominantemente marrons, e não se transformaram em actinolitas ou biotitas, minerais inexistentes nessas rochas. As relações texturais mostraram que os clinopiroxênios existentes formaram-se contemporaneamente aos demais minerais primários. Portanto, sua presença deve-se a grau de metamorfismo regional mais elevado. Cloritas foram observadas em duas amostras, porém, em quantidades insignificantes, sendo este o único sinal da leve alteração dos anfibólios. O epídoto predominante nessas rochas é primário, pois não se notou a formação desse mineral a partir de plagioclásios e anfibólios. A única exceção refere-se à amostra A-184, onde alguns cristais de plagioclásio originaram reduzidíssima quantidade de epídoto. Foi registrada a presença das variedades pistacita e clinozoisita. Esta última ocorre em quantidades significativas somente nos anfibolitos a andesina-labradorita. Traços de granada foram observados em uma amostra.

As análises modais mostraram que essas rochas possuem quantidades de hornblenda e plagioclásio muito maiores que as existentes nos anfibolitos albiticos. Porém, titanita, clorita, e principalmente epídoto ocorrem em proporções bem menores que as dos demais tipos de anfibolitos (Tabelas 3a e 3b, Figuras 8 e 9). Piroxênios primários e granadas somente foram observados nos anfibolitos a andesina-labradorita. Actinolita e biotita inexistem nessas rochas.

Todos esses fenômenos atestam que o grau de metamorfismo dos anfibolitos a andesina-labradorita é mais alto que o dos demais, podendo ser enquadrados em limites elevados do fácies anfibolito (Turner, 1968).

5.1.2.2. Anfibolitos a oligoclásio-andesina

Os anfibolitos a oligoclásio-andesina, cujo teor de anortita medido nos plagioclásios varia de An_{25} a An_{35} , exibem alguns sinais de alteração retrometamórfica. Essas evidências distribuem-se heterogeneamente nas rochas desse grupo; pois enquanto algumas amostras exibem transformações mineralógicas similares às dos anfibolitos albiticos, outras mostram poucos sinais de alteração. Assim, enquanto na maioria das amostras não ocorre actinolita, em alguns casos a quantidade desse mineral é significativa. Biotitas e cloritas apare-

cem em algumas rochas e não existem em outras. Existem epídotos primários e secundários. Foram observados núcleos de hornblenda marrom cercados por hornblenda verde (Fotomicrografia 2).

A existência de piroxênios está restrita a duas amostras. Na A-379 esse mineral ocorre de modo particularmente curioso. Aparece em faixas quartzo-feldspáticas de textura micropegmatítica que cortam a rocha. Possui, neste caso, nítida tendência ao idimorfismo, e está completamente fresco, contrastando com anfibólios e plagioclásios, que apresentam fortes indícios de alteração. Como esta amostra acha-se em contato com o granito, é muito provável que as faixas micropegmatíticas portadoras de piroxênios devam-se a fenômenos de metamorfismo de contato. Os piroxênios que ocorrem no outro anfibolito a oligoclásio-andesina (A-467) são nitidamente posteriores aos anfibólios. Como essa rocha também ocorre no contato com o maciço granítico, a presença dos piroxênios deve ainda relacionar-se a efeitos termais dos granitos intrusivos.

Outras transformações envolvendo anfibólios, biotita, clorita, epídoto, quartzo, ilmenita e titanita, características dos anfibolitos albiticos, ocorrem em algumas seções de rochas deste grupo em quantidade relativamente pequena. Essas transformações serão descritas adiante.

As porcentagens modais médias destas rochas, embora se situem entre as dos anfibolitos albiticos, e as dos a andesina-labradorita, estão mais próximas destes, acentuando-se essa evidência no caso de actinolitas, hornblendas, epídotos, biotitas e cloritas (Figuras 8 e 9).

As características acima descritas definem esses anfibolitos como um grupo intermediário não muito homogêneo, ora portador de características dos anfibolitos de alto grau, ora possuidor de certas similaridades com os de baixo grau. Embora as transformações retrometamórficas existam nessas rochas, sua importância é relativamente pequena, de modo geral, muito menor que nos anfibolitos albiticos. Portanto, ocorreu somente um início de metamorfismo regressivo. Em termos de intensidade metamórfica, essas rochas pertenceriam ao fácies anfibolito, cujo grau seria, evidentemente inferior ao exibido pelo grupo andesina-labradorita.

5.1.2.3. Anfibolitos a albita

Nos anfibolitos albíticos o teor de An dos plagioclásios, varia de An_0 a An_5 . Essas rochas ocorrem associadas a gnaisses albíticos e xistos magnesianos e provêm da transformação retro-metamórfica de anfibolitos que teriam pertencido ao fácies anfibolito.

Os minerais predominantes são actinolita, albita e epídoto. Biotita, clorita, hornblenda, titanita e opacos ocorrem em quantidades subordinadas. Apatita é rara e carbonato foi observado sò mente em uma amostra.

A hornblenda existente nessas rochas é verde e ocorre geralmente sob forma de núcleos residuais. Sua transformação em actinolita foi evidenciada em grande número de secções (Fotomicrografia 3). Hornblendas geraram também associações que incluem biotita, epídoto e por vezes quartzo (Fotomicrografia 4). Cloritas, por vezes associadas a titanitas secundárias, provieram de anfibólios e biotitas. Em alguns casos observou-se a transformação de hornblenda em clorita, titanita e epídoto. A transformação ilmenita $\rightarrow$ titanita é muito co mum e evidencia-se pela presença de cristais remanescentes dos minerais opacos em cujas bordas formaram-se cordões de titanita (Fotomicrografia 1). Em todos os plagioclásios existentes nessas rochas, ocorrem numerosíssimos cristais de epídoto. Essas inclusões atingem a tais proporções, que na quase totalidade dos casos observam-se sò mente os contornos dos antigos feldspatos, além de raras "janelas albíticas" (Fotomicrografia 5). A transformação plagioclásio cálcico $\rightarrow$ albita + epídoto, além das anteriormente citadas, será co mentada detalhadamente no capítulo referente à petrogênese.

A observação da Figura 8 e da Tabela 3b mostra que a associação mineralógica característica dos estágios mais altos do metamorfismo regional sofreu fortes modificações. A hornblenda mar rom desapareceu. Hornblenda verde ocorre em quantidades muito pequenas, e é residual. Piroxênios e granadas não existem.

É notório o decréscimo sofrido pelos plagioclásios, tan to em quantidade quanto em teor de An. Esse é o resultado da formação de epídotos secundários, que se originaram, essencialmente, às ex pensas do plagioclásio cálcico inicial, e atingem, nos anfibolitos albíti cos, porcentagens muito elevadas. Na Figura 9 foram colocados os teo res de An de plagioclásio em abcissa, e porcentagens de epídoto em ordenada. A observação dêsse gráfico mostra evidente aumento na

Figura 8 - Relação entre o teor de An dos plagioclásios e a percentagem em volume de minerais dos anfibolitos.

TABELA 3b
Análises modais dos anfibolitos

	Anfibolitos a albita					
	A-337b	Mo-249	A-37a	Mo-269	A-481	A-478a
Actinolita	16,0	31,0	27,4	5,7	33,2	11,3
Hornblenda	5,0	3,4	4,8	25,6	4,8	4,0
Plagioclásio	11,6	15,0	8,1	36,3	11,0	10,0
Epídoto	39,0	37,2	36,6	15,0	41,4	29,0
Biotita	19,0	0,8	12,4	Tr	1,4	25,0
Clorita	3,8	4,0	-	10,2	-	1,5
Quartzo	1,3	1,2	3,5	4,0	1,4	13,3
Titanita	3,0	1,3	2,0	Tr	-	2,8
Opacos	1,3	5,8	5,2	2,2	6,8	2,7
Apatita	Tr	0,3	Tr	0,7	Tr	0,4
Carbonato	-	-	-	0,3	-	-
Teor de An nos Plagioclásios	An ₃	An ₄	An ₄	An ₄	An ₁	An ₅

Figura 9 - Relação entre o teor de An dos plagioclásios e a quantidade percentual de epídoto dos anfibolitos.

quantidade de epídoto concomitante com a diminuição do teor de An. A dispersão de pontos que se nota em relação a uma possível reta teórica deve-se ao fato de existirem epídotos de outras origens (primária e a partir de anfibólitos) embora estes ocorram em quantidades relativamente pequenas.

Actinolita, epídoto, biotita, clorita, titanita, minerais formados totalmente, ou em grande parte, da degradação dos minerais primários, atingem teores máximos nessas rochas (Figura 8 e Tabela 3b).

A associação mineralógica característica destes anfibolitos classifica-os no fácies dos xistos verdes (Turner e Verhoogen, 1960; Turner, 1968).

5.2.3. Petrogênese

5.2.3.1. As transformações mineralógicas

Durante os estágios mais altos do metamorfismo regional normal, as rochas anfibolíticas alcançaram grau elevado do fácies anfibolito. Não existem, infelizmente, dados mais precisos para se avaliar as máximas temperaturas atingidas. Se fôr válida uma comparação entre os anfibolitos descritos e os estudados por Engel e Engel (1962), poder-se-ia estimar que as máximas temperaturas alcançadas teriam sido da ordem de 550°-575°C.

O evento do metamorfismo regressivo caracterizou-se por várias transformações mineralógicas dos minerais primários. Essas alterações foram parciais ou completas, dependendo de vários fatores, sendo os mais importantes a temperatura e a abundância de fluidos. Na Tabela 4 estão relacionados os principais minerais e suas origens. Minerais primários são os formados durante o metamorfismo regional normal. Denominam-se secundários os que provêm da ação do metamorfismo regressivo sobre rochas pré-existentes.

Em seguida serão analisadas as principais transformações mineralógicas, responsáveis por associações observadas nos anfibolitos retrometamorfizados.

5.1.3.1.1. Plagioclásio cálcico $\rightarrow$ plagioclásio sódico+epídoto.

Nos anfibolitos da região foram determinados: a) plagioclásios An₀₋₅, contendo numerosos cristais de epídoto; b) plagioclásios An₂₅₋₃₅, nos quais essas inclusões ocorrem por vizes; c) plagioclásios An₄₀₋₅₄, cujos cristais estão completamente isentos

TABELA 4

Origem e ocorrência dos principais minerais dos anfibolitos

MINERAL	ORIGEM	OCORRÊNCIA
Hornblenda I	Primária.	Anfibolitos a andesina-labradorita Anfibolitos a oligoclásio-andesina
Hornblenda II	Primária. Secundária a partir de hornblenda I.	Anfibolitos a andesina-labradorita Anfibolitos a oligoclásio-andesina Anfibolitos a albita
Actinolita I	Secundária a partir de hornblenda I e de hornblenda II.	Anfibolitos a oligoclásio-andesina Anfibolitos a albita
Actinolita II	Secundária a partir de hornblenda I e de hornblenda II.	Anfibolitos a oligoclásio-andesina Anfibolitos a albita
Plagioclásio	Primário. Secundário, associado com epídoto.	Anfibolitos a andesina-labradorita Anfibolitos a oligoclásio-andesina Anfibolitos a albita
Epídoto	Primário. Secundário. Formado a partir de plagioclásio e de anfibólio. Neste caso associado a biotita, clorita, quartzo e titanita.	Anfibolitos a andesina-labradorita Anfibolitos a oligoclásio-andesina Anfibolitos a albita
Biotita	Secundária. Formada a partir de anfibólio e associada a epídoto, quartzo, clorita e titanita.	Anfibolitos a oligoclásio-andesina Anfibolitos a albita
Clorita	Secundária. Formada a partir de anfibólio e biotita. Associada a titanita, epídoto, quartzo.	Anfibolitos a andesina-labradorita Anfibolitos a oligoclásio-andesina Anfibolitos a albita
Quartzo	Primário. Secundário. Sub-produto da transformação do anfibólio. Associado a biotita, clorita, epídoto, titanita.	Anfibolitos a andesina-labradorita Anfibolitos a oligoclásio-andesina Anfibolitos a albita
Piroxênio	Primário.	Anfibolitos a andesina-labradorita Anfibolitos a oligoclásio-andesina
Titanita	Primária. Secundária. Formada a partir de ilmenita Secundária. Provém da degradação de anfibólio. Associada a clorita, epídoto e quartzo.	Anfibolitos a andesina-labradorita Anfibolitos a oligoclásio-andesina Anfibolitos a albita

de epídotos inclusos. Nota-se, portanto, que a inexistência de plagioclásios com teores de An entre 5% e 25%. A explicação teórica desse fato tem sido discutida por vários Autores, assim como as relações de estabilidade entre plagioclásio e epídoto.

O primeiro Autor que tentou estabelecer um diagrama de estabilidade entre esses dois minerais foi Ramberg (1944), que se baseou em dados empíricos.

Plagioclásios constituídos por intercrescimentos microscópicos de lamelas sódicas e cálcicas, foram descritos por Bogild (in Christie, 1959) que os denominou "peristerites". Chao e Taylor (1940) sugeriram que alguns plagioclásios intermediários de baixa temperatura, constituíam-se, em verdade, de dois tipos de lamelas, pobres e ricas em anortita, sendo portanto, "peristerites". Os estudos roentgenográficos de Laves (1954) foram mais explícitos e indicaram a presença de uma zona de exsolução compreendida entre An_5 e An_{17} . Gay e Smith (1955) confirmam o fato e estenderam esse campo entre An_5 e An_{23} . Christie (1959) modificou o diagrama inicial de Ramberg, introduzindo o campo de imiscibilidade a baixas temperaturas, envolvendo o intervalo aproximado entre An_5 e An_{20} . Noble (1962) propôs que o limite inferior do fácies anfibolito em rochas básicas, semi-pelíticas e quartzo-feldspáticas fosse marcado pelo aparecimento de associações mineralógicas possuidoras de albita de baixa temperatura. A Figura 10 mostra o diagrama de Ramberg (1944) contendo as modificações propostas por Christie (1959) e Noble (1962). Segundo este Autor, partindo-se de um plagioclásio cálcico, acima da curva de equilíbrio (Figura 10), e fazendo-se baixar a temperatura, a primeira fase de transformação constitui-se de plagioclásio em equilíbrio com epídoto. Em seguida, à medida que a temperatura diminui, o plagioclásio torna-se gradativamente mais sódico. Quando a temperatura T é alcançada, o plagioclásio se demistura; a fase cálcica reage com epídoto até que se forme albita + epídoto. Nesse ponto, a temperatura começa a cair abaixo de T .

Crawford (1966) introduziu novas modificações no diagrama plagioclásio - epídoto. Essa Autora examinou plagioclásios pertencentes a duas faixas metamórficas de grau diferente, delimitadas pelas isógradas da almandina e da biotita. Nesta, de temperaturas e pressões mais baixas, Crawford determinou a presença de albita An_{0-2} coexistindo com epídoto. Na zona de grau mais elevado, delimitada pela isógrada da almandina, constatou-se a existência de plagioclásios

An₀₋₂, An₂₀₋₂₇ e epídoto. Baseada nesses dados e em reações experimentais, a Autora construiu o esquema da Figura 11. A observação desse gráfico mostra que enquanto a pressão (P_{H_2O}) aumenta, a linha de reação entre plagioclásio e epídoto intercepta a curva de demisturação ("peristerite solvus") a temperaturas sucessivamente mais altas, indicadas na Figura por 1, 2 e 3. Ficam estabelecidos, portanto, dois campos: um constituído de dois plagioclásios + epídoto, demarcado pelo limite superior da curva de demisturação, e pelas linhas 1, 2 ou 3; e outro, contendo um plagioclásio mais epídoto, a temperaturas e pressões mais baixas, delimitado pelas linhas 1, 2 ou 3, correspondentes à isógrada de almandina.

Aplicando-se êstes princípios no caso específico dos anfibolitos estudados, pode-se deduzir que os anfibolitos a andesina-labradorita formaram-se a temperaturas altas, acima da curva de conversão plagioclásio + H₂O → epídoto + plagioclásio (Figura 10). Com o evento do metamorfismo regressivo, o plagioclásio cálcico original, que perdeu CaO, SiO₂ e Al₂O₃, gerou a associação plagioclásio sódico + epídoto, cuja temperatura de formação foi mais baixa que a do plagioclásio cálcico inicial. Correlacionando-se essa associação mineralógica com a estudada por Crawford na Nova Zelândia, poder-se-ia concluir que os anfibolitos albiticos cristalizaram-se em temperaturas a pressões inferiores às delimitadas pela isógrada da almandina. Essa faixa metamórfica está contida no fácies dos xistos verdes (Turner e Verhoogen, 1960), cuja temperatura, segundo êsses Autores, varia de 300 a 500°C. Adiciona-se a êsse fato os dados obtidos por MacKenzie (1957) e McConnell e McKie (1960). Segundo êsses Autores a albite ("low albite") pura é instável acima de 400-450°C.

5.1.3.1.2. Hornblenda → actinolita

Como já foi citado em capítulos anteriores são muito comuns nos anfibolitos retrometamorfizados as evidências da transformação de hornblenda em actinolita (Fotomicrografia 3). A inexistência de análises químicas dos minerais restringirá as considerações sobre esta transformação mineralógica a dados de natureza teórica baseados em observações de outros Autores, procurando-se, na medida do possível, aplicar êsses conhecimentos ao caso estudado. Interpretando as considerações de Deer, Howie e Zussman (1963) sobre a distribuição e substituição dos ions no grupo dos anfibólios, conclui-se

Figura 10 - Diagrama teórico de equilíbrio entre plagioclásio e epídoto. Reproduzido de Noble (1962).

Figura 11 - Relação hipotética entre temperatura e composição dos plagioclásios. Reproduzido de Crawford (1966).

que na transformação de hornblenda para actinolita podem ocorrer teoricamente os seguintes fatos:

- 1) Saída de Na e substituição de Al por Si. Este seria o caso da transformação de um termo edenítico - ferroedenítico $\text{NaCa}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_5(\text{Si}_7\text{AlO}_{22})(\text{OH})_2$ em tremolita $\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$.
- 2) Substituição de Al por Si e Mg, do tipo $\text{AlAl} \rightleftharpoons \text{SiMg}$. Este fenômeno ocorreria na transformação de uma hornblenda comum $\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_4(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})(\text{Si}_7\text{AlO}_{22})(\text{OH})_2$ ou de um termo tschermakítico $\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_3(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_2(\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22})(\text{OH})_2$ em tremolita.

A associação íntima entre actinolita e hornblenda foi observada no distrito de Nakoso por Shidô (in Deer, et al, 1963). A associação de fibras actinolíticas e hornblêndicas foi interpretada como resultante da falta de miscibilidade total ("miscibility gap") entre os dois anfibólios, sob as condições metamórficas em que se cristalizaram. Tais minerais ocorrem em xistos básicos de baixo grau, caracterizados pela associação epídoto-clorita-actinolita. Miyashiro (in Deer, et al, 1963) observou fenômeno semelhante em rochas do distrito de Gosaisyo-Takaruki, Japão, e observou que, à semelhança do que ocorre no distrito de Nakoso, o "miscibility" gap desaparece em rochas de grau metamórfico mais alto, e hornblenda torna-se o único anfibólio estável.

As observações desses Autores vêm corroborar a teoria segundo a qual, na região Morretes-Antonina, hornblenda era o único anfibólio estável nas temperaturas atingidas durante o metamorfismo regional, normal; e o aparecimento de actinolita resultou de transformação mineralógica ocorrida a temperaturas mais baixas, decorrentes do metamorfismo regressivo.

5.1.3.1.3. Hornblenda $\rightarrow$ biotita + epídoto + quartzo

e
Hornblenda $\rightarrow$ clorita + epídoto + quartzo + titanita

As análises dessas duas reações são, infelizmente, prejudicadas pela inexistência de dados químicos dos minerais envolvidos. Portanto, as considerações efetuadas serão de natureza teórica, fundamentadas em observação de secções delgadas.

Na transformação de hornblenda em biotita, os íons de cálcio liberados, que não se fixam na estrutura do mineral micáceo, ligar-se-iam a SiO_2 , Al_2O_3 e Fe_2O_3 provenientes do anfibólio e originariam minerais do grupo do epídoto. Nos anfibólitos de baixo grau mais

ricos em biotita, parte do, potássio poderia presumivelmente provir de soluções metassomáticas originadas de reações em rochas vizinhas ricas em potássio, caso específico dos gnaisses. A formação de quartzo, que nem sempre ocorre, deve-se naturalmente à presença de excesso de SiO_2 liberado.

Na segunda reação pode haver transformação direta de hornblenda em clorita + titanita + epídoto + quartzo, ou clorita pode derivar de biotita. O TiO_2 necessário para a formação de titanita existe no retículo de hornblenda. Ambas as transformações comentadas estão representadas pelas Fotomicrografias 4 e 6.

5.1.3.1.4. Ilmenita $\rightarrow$ titanita

A transformação de ilmenita em titanita (Fotomicrografia 1), fenômeno comum nos anfibolitos retrometamorfizados, caracteriza também abaixamento de temperatura e de grau metamórfico. A explicação desse fenômeno prende-se ao fato de que, dentre os minerais de titânio, titanita é o que aparece nas rochas de grau mais baixo, ocorrendo ilmenita e rutilo em rochas de PT mais elevado.

Segundo Leake (1965) na transformação de ilmenita em titanita, o cálcio necessário proviria da sericitização do plagioclásio. Simultaneamente com a transformação plagioclásio $\rightarrow$ muscovita, haveria a liberação de cálcio, que reagindo com ilmenita, provocaria formação de titanita. Como no caso estudado, a sericitização dos plagioclásios é fenômeno de pouca expressão, é possível que parte do cálcio provenha também da degradação dos anfibólios.

5.1.3.2. Variação na composição química e origem dos anfibolitos

As análises químicas das nove amostras dos diversos tipos de anfibolitos mostraram, de modo geral, pequenas variações nos teores dos diferentes elementos (Tabela 5). A partir desses dados foram calculados os números de Niggli (Tabela 6). Com a finalidade de se observar a extensão de possíveis variações químicas nos diferentes grupos de anfibolitos, relacionaram-se os valores de si com mg, alk, k, fm, al e c (Figura 12). Observou-se, de modo geral, que os anfibolitos albiticos têm valores de si, alk e k levemente superiores e quantidades de mg inferiores às dos anfibolitos a andesina-labradorita.

Vários métodos, incluindo estudo de associações mineralógicas, relações de campo, dosagem de elementos maiores e menores

TABELA 5
Análises químicas dos anfibolitos

	A			B			C		
	Mo-79	Mo-231	A-378	A-184	A-267	A-337b	Mo-249	A-37a	A-478a
SiO ₂	48,90	48,70	47,10	51,79	49,17	52,30	50,05	49,38	51,78
Al ₂ O ₃	17,40	16,30	16,10	12,95	15,70	14,32	13,91	13,65	14,63
Fe ₂ O ₃	3,08	5,57	3,38	1,95	1,96	4,88	2,11	10,01	5,05
FeO	7,60	9,29	8,57	8,84	9,61	6,85	9,91	5,96	7,16
TiO ₂	0,88	2,30	0,90	0,35	1,22	1,47	3,27	1,96	1,65
CaO	10,30	8,67	12,50	10,99	8,68	10,03	10,33	9,38	9,26
MgO	6,72	3,15	8,02	8,22	4,65	3,84	3,79	4,71	3,26
MnO	0,12	0,18	0,20	0,17	0,25	0,21	0,26	0,14	0,19
Na ₂ O	2,80	3,29	2,32	1,64	3,72	2,18	2,95	2,48	2,42
K ₂ O	1,26	1,17	0,43	0,49	1,05	2,07	1,25	1,31	2,53
P ₂ O ₅	0,07	0,21	0,04	-	-	-	-	-	-
CO ₂	0,11	0,04	0,18	0,14	0,17	0,13	0,15	-	0,12
H ₂ O ⁽⁺⁾	1,60	1,04	0,49	1,85	3,20	2,18	2,32	1,20	1,47
H ₂ O ⁽⁻⁾	-	-	-	0,18	0,15	0,17	0,09	0,17	0,18
Total	100,84	99,91	100,23	99,56	99,53	100,63	100,39	100,35	99,70
A - Anfibolitos a andesina-labradorita B - Anfibolito a oligoclásio-andesina C - Anfibolitos a albita									

TABELA 6
Números de Niggli dos anfibolitos

	A				B		C		
	Mo-79	Mo-231	A-378	A-184	Mo-267	A-337b	Mo-249	A-37a	A-478a
	112	123	99,7	122	125	142	129	120	139
si									
al	23,5	24,2	20,3	17,9	23,5	22,8	21,1	19,6	23,0
fm	42,8	42,4	46,2	50,0	42,1	41,7	40,8	48,1	39,9
c	25,3	23,5	28,3	27,7	23,6	26,2	28,6	24,4	26,5
alk	8,0	9,8	5,3	4,4	10,8	9,3	9,5	7,9	10,6
ti	1,5	4,3	1,4	0,6	2,3	2,9	6,5	3,5	3,4
P	-	0,1	-	-	-	-	-	-	-
k	0,27	0,18	0,12	0,16	0,15	0,39	0,21	0,26	0,41
mg	0,54	0,28	0,55	0,58	0,42	0,37	0,36	0,36	0,33
CO ₂	0,27	-	0,51	0,40	0,61	0,48	0,46	-	0,45

A - Anfibolitos a andesina-labradorita

B - Anfibolito a oligoclásio-andesina

C - Anfibolitos a albita

Figura 12 - Relação entre os números de Niggli dos anfibolitos. Correlacionou-se mg, alk, k, fm, al e c com si.

têm sido aplicados para a determinação da origem dos anfibolitos. Apesar disso, a literatura mostra que esse assunto é muito controvertido. Em grande número de casos essas rochas estão associadas a sequências metamórficas que sofreram fenômenos metassomáticos, e esse fato contribui para dificultar a solução do problema.

Segundo Heinrich (1956) certas feições mineralógicas podem, em determinados casos, separar para e ortoanfibolitos. De acordo com esse Autor, zoneamento normal de plagioclásios, texturas diabásicas, porfiríticas e granitóides reliquias, ausência de bandejamento, núcleos de augita e hiperstênio em hornblendas indicariam origem ígnea; enquanto que abundância de quartzo, biotita, microclínio, presença de escapolita, turmalina e de bandejamento favoreceriam proveniência sedimentar. Segundo Walker et al (1960) o bandejamento seria fator importante no reconhecimento de paraanfibolitos. A associação com rochas de origem reconhecidamente sedimentar, como mármore, seria outro argumento importante para a indicação dessa origem (Heier, 1962).

Walker et al (1960) construíram gráfico relacionando MgO-CaO-FeO. Foram aí colocadas cinquenta e cinco análises de rochas ígneas básicas e seus derivados metamórficos e metassomáticos; trinta e quatro análises de rochas calcárias, paraanfibolitos e hornfels; e sete anfibolitos de origem desconhecida. A partir desses pontos, os Autores delimitaram os campos ígneo e metamórfico (Figura 13).

Para a resolução do problema, foram utilizadas, por vários Autores, comparações envolvendo elementos maiores e menores. Anfibolitos ricos em titânio seriam de origem ígnea, enquanto que os pobres nesse elemento proviriam de rochas sedimentares. Lapadu-Hargues (1958) propôs o valor crítico de separação de 0,8% de TiO_2 . Snelting (1958) concluiu pela origem sedimentar de anfibolitos em razão de teores baixos em Cr, Ni e Co. Milovikii (1964) separou orto e paraanfibolitos baseado em dosagens de Cr, V e Ni. Evans e Leake (1960) publicaram importante trabalho sobre o assunto. Esses Autores, estudando anfibolitos da região de Connemara, Irlanda, concluíram, a partir de análises químicas de elementos maiores e menores, que, apesar de associação dessas rochas com mármore e quartzitos, sua origem resultou de intrusões básicas. O caráter bandado decorreu de processos tectônicos e metamórficos não relacionados com as feições originais. Leake (1964) concluiu que, embora ortoanfibolitos sejam frequentemente diferenciados de paraanfibolitos em razão de seus altos conteúdos de

Cr, Ni e Ti e de baixos valores k de Niggli, êsse critério não pode ser aplicado sempre, porque muitas rochas ígneas são pobres em Cr, Ti e Ni e o metassomatismo alcalino frequentemente perturba a relação k. Critério de grande valia, segundo êsse Autor, baseia nas tendências (trends) de variação de rochas ígneas e sedimentares. Naquele trabalho são comparadas análises químicas de vários anfibolitos com o "trend" estabelecido nos doleritos do Karroo.

No caso dos anfibolitos de Antoniaa-Morretes, ocorrem vários problemas que dificultam a determinação da gênese: completa ausência de texturas que poderiam indicar origem sedimentar ou ígnea; ausência de análises de elementos menores, tais como Cr, Ni e Co; e do pequeno número de análises de elementos maiores. Além disso, verificou-se que, após o metamorfismo regional, época da formação dos anfibolitos, ocorreu metamorfismo regressivo, que poderia ter afetado a composição química dos anfibolitos primários. Felizmente, a comparação dêstes com os retrometamorfizados revelou variações químicas relativamente pequenas. Esse fato assegura, portanto, alguma margem de segurança nas considerações sôbre a origem primária dessas rochas.

De modo geral, resumindo-se os dados existentes, poder-se-ia tecer os seguintes comentários:

1) Os anfibolitos da região acham-se intercalados aos gnaisses, formando faixas em geral decímétricas. Esse caráter, poderia, segundo vários Autores indicar origem sedimentar. Segundo Evans e Leake (1960) e Leake (1964), tal aspecto não serve, absolutamente, para a distinção de orto e paranfibolitos.

2) Os valores de k, que variam de 0,12 a 0,41 são baixos, quando comparados com os de pelitos. Segundo Shaw (1956) a média dêstes teores nos pelitos situa-se em 0,50. Esse argumento favorece a origem ígnea.

3) Os teores de TiO_2 variam de 0,88 a 3,27, ocorrendo sômente em uma amostra valor menor, igual a 0,35. Segundo Shaw (op. cit.) a média de TiO_2 nos pelitos é 0,82%; e de acôrdo com Lapadu-Hargues (op. cit.) anfibolitos com mais de 0,80% de TiO_2 são ortometamórficos. Esse fato também parece favorecer a origem ígnea.

4) No gráfico que relaciona c com mg nota-se que os anfibolitos estudados situam-se dentro do "trend" de variação dos doleritos de Karroo (Figura 14), havendo de modo geral constância nos valores de c, e empobrecimento de mg nos anfibolitos retrometamor-

Figura 13 - Anfibolitos da região Morretes-Antonina colocados no diagrama de Walker et al (1960) - I - campo ígneo. II - campo sedimentar.

Figura 14 - Gráfico correlacionando os números de Niggli c e mg. A li nha que marca o trend do Karroo (reproduzido de Leake, 1964) foi transportada de I para II. Em II foram colocados os pontos relativos aos anfibolitos de Antonina-Morretes.

fizados. Segundo Evans e Leake (op.cit.) e Leake (op.cit.) essa diminuição de mg resulta de diferenciação magmática.

5) Os anfibolitos de Antonina-Morretes foram colocados no diagrama MgO-CaO-FeO de Walker et al (op.cit.). O exame desses pontos (Figura 13) revela que três dos anfibolitos a andesina-labradorita situam-se em região comum a rochas ígneas e sedimentares, enquanto que os restantes localizam-se no campo ígneo. Esse fato também favorece a proveniência ortometamórfica.

Em resumo, os dados existentes favorecem origem ortometamórfica, embora não sejam absolutamente conclusivos, em decorrência dos fatores já mencionados.

5.2. Xistos magnesianos

Os corpos de xistos magnesianos situam-se ao longo de uma faixa cuja direção é N-10-20E. Estão intercalados nos gnaiss regionais, e ocorrem dentro da zona profundamente afetada pelo metamorfismo regressivo (Figuras 2 e 3). Associam-se a gnaisses e anfibolitos albíticos. É comum a presença de diversas variedades petrográficas em um mesmo corpo. A descrição desses diferentes tipos será objeto do item 5.2.2.

5.2.1. Mineralogia

5.2.1.1. Talco

Talco é mineral muito comum nos xistos magnesianos. Ocorre sob forma de delgadas placas incolores, cujas dimensões variam de 0,02 mm a 0,11 mm. As medidas do índice de refração N_y mostraram valores situados entre 1,589 e 1,593. O ângulo entre os eixos ópticos é comumente 0° . Em apenas um caso notou-se valor pouco maior, estimado em aproximadamente 5° . Embora não seja possível uma avaliação das variações químicas nesses minerais através dos dados ópticos, é de se supor grande uniformidade química nos talcos, dados os idênticos valores ópticos obtidos.

5.2.1.2. Clorita

As cloritas dos xistos magnesianos ocorrem geralmente sob a forma de delgadas placas cujas dimensões variam entre 0,06 mm e 0,1 mm. Em alguns xistos esses minerais constituem porfiroblastos com cerca de 0,3 a 0,8 mm. Comumente esses minerais mostram fraco pleocroísmo (X = verde-claro, Z = amarelo) e são positivos. Os índices de refração variam entre 1,588 e 1,603 (Tabela 7). Na Figura 15 estão representados dois difratogramas de um dos xistos magnesianos, denominado clorita-talco xisto (item 5.2.2.6.). A Figura 15 I representa o diagrama efetuado após simples moagem; e 15 II corresponde ao gráfico realizado após aquecimento a 600°C . Comparando-se I e II nota-se, nesta última, forte aumento na intensidade do pico 001 das cloritas. Esse resultado foi obtido em todas as amostras de xistos magnesianos portadores de cloritas, o que mostra que esses minerais são cloritas verdadeiras, ou seja, de $14 \text{ \AA}$.

Figura 15 - Difractogramas do resíduo leve do xisto magnesiano. Amostra Mo-47b. Efetuados antes (I) e após (II) aquecimento a 600°C . T = talco. CL = clorita.

TABELA 7
Dados ópticos e roentgenográficos das cloritas dos xistos magnesianos

Amostra	$\theta(\text{\AA})$	hkl	$\frac{I_{003}}{I_{005}}$	grau de asimetria	$\frac{I_{002}+I_{004}}{I_{003}}$	nº de átomos pesados	N _y	sinal óptico
Mo-47b	14,24	001	4,17	-0,59	3,26	1,00	1,592	+
	7,12	002						
	4,74	003						
	3,56	004						
	2,85	005						
A-442	14,28	001	2,56	+0,59	3,96	1,43	1,596	+
	7,14	002						
	4,73	003						
	3,53	004						
	2,96	005						
A-450a	14,21	001	3,21	+0,09	2,38	0,30	1,595	+
	7,10	002						
	4,74	003						
	3,54	004						
	2,83	005						
A-404	14,01	001	1,33	+2,00	2,91	0,72	1,600	+
	7,02	002						
	4,70	003						
	3,53	004						
	2,93	005						
A-352	14,26	001	5,00	-1,00	3,16	0,92	1,588	+
	7,13	002						
	4,74	003						
	3,56	004						
	2,81	005						
A-444	14,24	001	2,91	+0,25	2,66	0,53	1,592	+
	7,13	002						
	4,74	003						
	3,55	004						
	2,85	005						
A-444a	14,13	001	-	-	2,82	0,65	1,603	+
	7,06	002						
	4,71	003						
	3,53	004						

TABELA 8

Fórmulas químicas calculadas das cloritas dos xistos magnesianos

Amostra	Fórmula
A-442	$(\text{Mg}_{3,77} \text{ Fe}_{1,43} \text{ Al}_{0,80})_6 (\text{Al}_{0,90} \text{ Si}_{3,10})_4 \text{ O}_{10} (\text{OH})_8$
Mo-47b	$(\text{Mg}_{3,90} \text{ Fe}_{1,00} \text{ Al}_{1,10})_6 (\text{Al}_{1,10} \text{ Si}_{2,90})_4 \text{ O}_{10} (\text{OH})_8$
A-352	$(\text{Mg}_{4,11} \text{ Fe}_{0,92} \text{ Al}_{0,97})_6 (\text{Al}_{0,97} \text{ Si}_{3,03})_4 \text{ O}_{10} (\text{OH})_8$
A-404	$(\text{Mg}_{3,68} \text{ Fe}_{0,72} \text{ Al}_{1,60})_6 (\text{Al}_{1,60} \text{ Si}_{2,40})_4 \text{ O}_{10} (\text{OH})_8$
A-444a	$(\text{Mg}_{3,63} \text{ Fe}_{0,65} \text{ Al}_{1,72})_6 (\text{Al}_{1,68} \text{ Si}_{2,32})_4 \text{ O}_{10} (\text{OH})_8$
A-444	$(\text{Mg}_{4,05} \text{ Fe}_{0,53} \text{ Al}_{1,42})_6 (\text{Al}_{1,42} \text{ Si}_{2,58})_4 \text{ O}_{10} (\text{OH})_8$
A-450a	$(\text{Mg}_{3,98} \text{ Fe}_{0,30} \text{ Al}_{1,72})_6 (\text{Al}_{1,70} \text{ Si}_{2,30})_4 \text{ O}_{10} (\text{OH})_8$

TABELA 9

Dados ópticos das tremolitas dos xistos magnesianos

Amostra	$2V_x$	N_y	$Z \wedge C$
A-450a	85°	1,625	17°
A-451	79°	1,630	15°
A-404	82°	1,630	16°
A-450	78°	1,629	17°
A-444a	80°	1,628	16°
A-352	78°	1,622	17°
A-442	82°	1,627	17°

O número de átomos pesados, que corresponde com grande aproximação ao número de átomos de ferro, foi obtido por meio da Figura 6 (Petruk, 1964), e varia entre 0,30 e 1,43. Esses valores e os índices de refração foram colocados no gráfico da Figura 5. Desse modo, foram calculadas as fórmulas químicas das cloritas das sete amostras estudadas, que constam da Tabela 8.

O grau de assimetria foi determinado através do gráfico de Petruk (1964) reproduzido na Figura 7. Os dados apresentam variação grande. Na maioria das cloritas estudadas o número de átomos pesados das camadas octaédrais da unidade "tipo mica" supera a existente nas camadas "tipo brucita", fato evidenciado pela presença de valores positivos que variam de +0,09 a +2,00. Em duas amostras porém, esse fenômeno não ocorre, e o número de átomos pesados da camada brucita é maior. Nesses casos os índices de assimetria determinados foram - 0,59 e - 1,00.

5.2.1.3. Antigorita

Os principais minerais do grupo das serpentinas têm a composição aproximada $Mg_3Si_2O_5(OH)_4$. Ferro bivalente ou trivalente, em pequena quantidade pode substituir Mg, e considera-se que o Al pode substituir Si ou Mg. Os três principais polimorfos do grupo são: antigorita, lizardita e crisotilo. Embora alguns minerais serpentínicos sejam fibrosos, descobriu-se que suas estruturas são formadas por camadas do tipo semelhante às de caulinita (Whittaker, 1953). As relações químicas entre as três variedades não estão bem esclarecidas. Foi sugerido que nas serpentinas placóides o conteúdo de ions trivalentes (particularmente alumínio) é maior que nos crisotilos (Deer et al, 1963). Dentre as três variedades, crisotilo é a mais bem estudada. A identificação dos polimorfos pode apresentar problemas, particularmente quando se trata de material onde separação e concentração são praticamente impossíveis. Nestes casos, torna-se aconselhável o emprêgo simultâneo de várias técnicas de identificação: por meio de raios X, análises termo-diferenciais e ópticas.

Os minerais de serpentina em Antonina-Morretes foram determinados somente em duas amostras; associadas, em um dos casos a talco e clorita, e no outro a talco. Os cristais são incolores, de birrefringência baixa, exibindo por vezes cores anômalas (azuis) de interferência. Comumente possuem dimensões pequenas (0,05 a 0,13 mm). Numa das amostras mediu-se N_z , obtendo-se 1,568.

Figura 16 - Difractogramas de xistos magnesianos. Os de números IV e V referem-se ao resíduo leve da amostra Mo-46b. IV = antes do ataque com HCl e V = após ataque com HCl. O gráfico VI representa o resíduo pesado da amostra A-117. A = antigorita; T = talco; M = magnetita.

Figura 17 - Análise termo diferencial de xistos magnesianos. Amostras Mo-46b e A-462.

As análises roentgenográficas desses minerais consistiram de difratogramas e filmes. O difratograma registrado após simples moagem do material foi comparado com outro, obtido após tratamento da amostra com HCl 1 N a 100°C por uma hora. Esse estudo foi efetuado em decorrência do trabalho de Nagy e Bates (1952). Segundo esses Autores, lizardita e antigorita não são afetadas por esse tratamento. Crisotilo porém, é prontamente atacado, e os picos desaparecem.

No caso estudado, os difratogramas não mostraram qualquer diferença. As Figuras 16 IV e 16V reproduzem, respectivamente, difratogramas da amostra Mo-46b antes e depois do tratamento com HCl.

De acordo com os filmes e difratogramas, esses minerais foram denominados antigoritas (Whittaker e Zussman, 1956).

Para confirmar a identificação obtida através dos raios X, efetuaram-se análises termo-diferenciais. Segundo Deer, Howie e Zussman (1963) antigorita produz pico endotérmico entre 750°C e 780°C. Em se tratando de crisotilo e lizardita, esse pico se situa entre 680°C e 750°C. No caso estudado, observou-se a presença de pronunciado pico endotérmico em torno de 760°C (Figura 17), em uma das amostras, e pouco aquém de 780°C na outra. A presença desse pico corresponde à expulsão da "água estrutural", e é seguido muito de perto por um pico exotérmico, que se relaciona à formação da olivina. No caso estudado, esse pico aparece próximo de 800°C em ambas as amostras.

5.2.1.4. Tremolita

Tremolita é o anfibólio predominante nos xistos magnesianos. Possui dimensões que variam entre 0,12 e 1,5 mm. Seus cristais são incolores, e de modo geral, mostram tendência ao idiomorfismo. A análise da Tabela 9 mostra pequena variação nos dados ópticos. Com efeito, $2V_x$ varia de 78° a 85°, N_y de 1,622 a 1,630 e $Z \wedge C$ de 15° a 17°. Esses valores evidenciam que o mineral possui pequena variação química; e indicam que a composição varia de tremolita quase pura até $Ca_2(Mg_{4,3}Fe^{2+}_{0,7})Si_8O_{22}(OH)_2$, tórmo que corresponde a 86% de tremolita e 14% de actinolita (Tröger, 1956).

5.2.1.5. Hornblenda

Está presente sempre em quantidades pequenas, e ocorre comumente sob forma de núcleos residuais na tremolita. Seus cris-

tais medem geralmente entre 0,2 e 0,5 mm e apresentam fraco pleocroismo (Z = verde claro, X = amarelo). Levando-se em consideração os dados ópticos obtidos ($N_y = 1,654$, $2V_x = 80^\circ$), trata-se de hornblenda fortemente magnesiânica (Deer, Howie e Zussman, 1963).

5.2.1.6. Cummingtonita

Cummingtonita ocorre somente em um dos anfibolitos magnesianos da região. Na amostra A-450, aparece geralmente sob forma de núcleos residuais envolvidos por tremolita. Possui leve pleocroismo (Z = verde claro; X = amarelo claro) e seus cristais possuem dimensões que variam entre 0,18 e 0,72 mm. A se julgar pelos dados ópticos medidos ($N_z = 1,659$, $Z \wedge c = 20^\circ$ e $2V_z = 77^\circ$), trata-se de termo fortemente magnesiânico da série cummingtonita-grunerita, correspondendo aproximadamente a $(Mg_{4,7} Fe^{2+}_{2,3})_7 Si_8 O_{22} (OH)_2$ (Deer, Howie e Zussman, 1963).

5.2.1.7. Magnetita

Os dezoito difratogramas dos resíduos opacos mostram que magnetita ocorre em quase todas as amostras. Este mineral é quase sempre xenomórfico e exibe granulação variável, entre 0,03 mm a 0,15 mm, em média. Por vezes altera-se, dando origem a óxidos de ferro de cor vermelha, que tingem as rochas. A Figura 16 VI reproduz o difratograma da fração opaca de uma das amostras, a A-177. Um dos picos deve-se a impurezas de talco.

5.2.1.8. Outros minerais

Hematita foi determinada, por meio de raios X, somente em uma amostra, a de número A-116. Está presente sob forma de cristais xenomorfos, cujas dimensões variam entre 0,06 e 0,1 mm.

Piroxênio está presente somente em duas amostras. Ocorre sob forma de cristais remanescentes, em quantidades insignificantes (0,2% e traços). Esses minerais são incolores e têm $2V(+)$ médio. Infelizmente, a quantidade escassa impediu a determinação exata das propriedades ópticas. Parece, todavia, tratar-se de diopsídio ou de augita diopsídica.

Rutilo ocorre sob forma de cristais prismáticos diminutos ($\pm 0,02$ mm), raros, de cor amarela.

Constatou-se a presença de quantidades mínimas de biotita em duas amostras. Seus cristais são pleocróicos (Z = marrom, X = amarelo) e têm dimensões pequenas ($\pm 0,03$ mm).

Apatita está presente em duas amostras. Seus cristais são incolores e medem cerca de 0,03 mm.

5.2.2. Petrografia

Os xistos magnesianos foram divididos em seis categorias. A divisão dos grupos e os nomes atribuídos às variedades decorreram de características texturais diferentes e da presença dos minerais mais abundantes. Assim, convencionou-se adotar valor mínimo de 20% em volume, para que os minerais fizessem parte do nome das rochas. De modo geral, a designação do mineral mais abundante aparece junto da rocha, sendo precedido pela espécie mineralógica presente em quantidade subordinada. Existem duas exceções, referentes às amostras A-352 e Mo-46b, que, de acordo com este critério, dever-se-iam denominar, respectivamente tremolita-talco xisto e talco-antigorita xisto, porém, como as suas características texturais são muito semelhantes às dos talco-tremolita xistos e às dos antigorita-talco xistos respectivamente, aquelas amostras foram incluídas nesses grupos.

Tôdas essas rochas são caracterizadas, macroscopicamente, por cores claras (branco, verde claro, amarelo) e pela presença de nítida xistosidade.

5.2.2.1. Talco xistos

Os talco xistos constituem o grupo mais numeroso dentre as rochas magnesianas (Tabela 10). Talco, o componente principal, nunca ocorre em proporções inferior a 87,5%. Clorita também está sempre presente, embora em porcentagens relativamente pequenas. Magnetita é o mineral opaco comum a tôdas as rochas, à exceção de uma, onde aparece hematita. Quantidades muito pequenas de tremolita, rutilo, apatita e zircão foram determinadas em algumas rochas.

Em várias secções delgadas observou-se a presença de talco, clorita e opacos em agregados pseudomorfos sobre minerais anteriores, possivelmente olivinas ou piroxênios.

A textura dessas rochas é lepidoblástica e a granulação é fina, oscilando por volta de 0,04 - 0,1 mm.

5.2.2.2. Talco-tremolita xistos

As análises modais das rochas que representam este grupo (Tabela 10) caracterizam-se pela larga predominância de talco e tremolita sobre os demais constituintes. Dentre estes, clorita aparece em proporções significativas em duas das amostras. Magnetita ocorre em todas elas, enquanto traços de apatita e biotita estão presentes respectivamente em A-451 e A-442. A principal característica textural é definida pela presença de pequenos porfiroblastos de tremolita (0,12 - 0,3 mm) imersos em fina matriz (0,03 - 0,06 mm) constituída por talco e demais acessórios. Em algumas secções verificou-se a transformação de tremolita em clorita.

5.2.2.3. Tremolita xistos

Além da presença predominante de tremolita, foram constatadas, nessas rochas, quantidades subordinadas de magnetita e clorita. Talco, piroxênio e apatita foram determinados em uma amostra e estão ausentes na outra. Foram observadas nas secções delgadas algumas particularidades texturais importantes para o esclarecimento das transformações mineralógicas efetuadas durante o processo de formação dos xistos magnesianos. Com efeito, as hornblendas constituem sempre núcleos residuais dentro de tremolitas. Os raros piroxênios existentes ocorrem também sob forma de cristais residuais envolvidos por tremolita (Fotomicrografia 7). As cloritas ora se associam com magnetita constituindo pseudomorfos sobre minerais cujos contornos lembram minerais máficos (anfibólios?), ora ocorrem como produtos de alteração das hornblendas.

A textura dessas rochas é nematoblástica, e a granulação é fina, girando em torno de 0,3 - 0,8 mm.

5.2.2.4. Antigorita-talco xistos

A presença de antigorita foi assinalada somente em duas amostras. Como esse mineral apresenta grande importância petrogenética, serão analisadas em seguida as relações texturais entre ele e os demais componentes mineralógicos de ambas as amostras.

Na rocha Mo-46b talco e antigorita ocorrem em proporções aproximadamente equivalentes. O mineral de serpentina é pseudomorfo sobre cristais, cujos contornos são idênticos aos de olivina. Os opacos, representados por magnetita, ocorrem, por vezes

disseminados na rocha, e, mais comumente associados à serpentina. Neste caso, devem ser subprodutos da transformação dos máficos em antigorita (Fotomicrografia 8). As relações entre talco e tremolita não são claras. Em certos trechos, filetes talcosos parecem cortar as antigoritas.

Na outra amostra, A-462, ocorrem, além da antigorita, talco, clorita, tremolita, hornblenda, clinopiroxênio e magnetita. Dentre todas as seções delgadas estudadas, as pertencentes a este afloramento são as mais esclarecedoras das transformações mineralógicas efetuadas durante a formação dos xistos magnesianos. Restos de piroxênio, aparecem transformados em talco e antigorita. As hornblendas existentes constituem sempre núcleos residuais das tremolitas. Estas, estão frequentemente transformadas em talco e clorita (Fotomicrografia 9). Em vários trechos das seções delgadas parece que as tremolitas originaram também antigorita. Antigos minerais máficos (olivinas? piroxênios?) estão completamente substituídos por mistura de antigorita e magnetita.

A textura das rochas desse grupo é comumente lepidoblástica e a granulação varia entre 0,07 e 0,7 mm.

5.2.2.5. Cummingtonita-tremolita xisto

Essa variedade foi observada somente em um afloramento (A-450). Tremolita é o mineral mais abundante, ocorrendo cummingtonita em quantidade subordinada. Talco aparece em porcentagem inferior à dos anfibólios. Clorita, biotita e rutilo são acessórios. Texturalmente, essa rocha caracteriza-se pela presença de núcleos residuais de cummingtonita inseridos em cristais de tremolita, evidenciando-se assim a transformação da cummingtonita inicial em tremolita (Fotomicrografia 10). O talco e demais acessórios são intersticiais. Em vários trechos das seções delgadas nota-se também incipiente transformação dos núcleos cummingtoníticos em clorita. A granulação dessas rochas varia comumente entre 0,4 e 0,8 mm e a textura é nematoblástica.

5.2.2.6. Clorita-talco xistos

As cloritas, minerais comuns, porém geralmente escassos nos xistos magnesianos, ocupam, neste grupo, posição de destaque. Constituem, ao lado do talco, os minerais mais frequentes. Tre

TABELA 10

Análises modais dos xistos magnesianos

	Talco	Tremolita	Hornblenda	Cummingtonita	Clorita	Antigorita	Opacos	Piroxênio	Rutilo	Biotita	Apatita	Zircão
A-450	11,7	57,9	-	27,4	2,6	-	-	-	0,3	0,1	-	-
A-444a	1,4	89,0	4,7	-	1,6	-	3,1	0,2	-	-	Tr	-
A-404	-	86,3	5,1	-	3,5	-	5,1	-	-	-	-	-
A-451	41,1	58,7	-	-	-	-	0,1	-	-	-	0,1	-
A-442	35,4	51,0	-	-	6,8	-	6,8	-	-	Tr	-	-
A-352	52,8	25,7	-	-	15,9	-	5,6	-	-	-	-	-
A-444	87,5	-	-	-	7,4	-	5,0	-	-	-	-	0,1
A-117	91,2	3,0	-	-	4,0	-	1,7	-	Tr	-	-	-
A-116	92,2	-	-	-	4,5	-	3,3	-	Tr	-	-	-
Mo-45a	91,0	Tr	-	-	7,0	-	2,0	-	-	-	-	-
Mo-45b	93,0	-	-	-	4,0	-	3,0	-	-	-	Tr	-
Mo-47b	72,8	-	-	-	25,2	-	1,8	-	0,2	-	Tr	-
A-450a	53,9	19,6	-	-	21,5	-	5,0	-	-	-	-	-
Mo-46b	42,0	-	-	-	-	50,6	7,4	-	-	-	-	-
A-462	43,2	2,2	Tr	-	18,0	28,8	7,8	Tr	-	-	-	-

Cummingtonita-tremolita xisto - A-450

Tremolita xistos - A-444a - A-404

Talco-tremolita xistos - A-451 - A-442 - A-352

Talco xistos - A-444 - A-117 - A-116 - Mo-45a - Mo-45b

Clorita-talco xistos - Mo-47b - A-450a

Antigorita-talco xistos - Mo-46b - A-462

molita, magnetita e apatita ocorrem em quantidades subordinadas. Na Tabela 10 essas rochas estão representadas pelas amostras Mo-47b e A-450a. Esta última ocorre junto à A-450 e mostra indícios interessantes para o esclarecimento da sequência de formação dos minerais. Em meio à massa talcosa ocorrem cristais de clorita envolvidos por tremolita (Fotomicrografia 11). As características texturais da associação clorita-tremolita desta amostra são idênticas às exibidas por cummingtonita-tremolita na amostra A-450, tanto na forma, como no tamanho, ou no englobamento de um mineral pelo outro. Esse fenômeno pode ser facilmente notado comparando-se as fotomicrografias 10 e 11. Daí deduz-se que após a transformação de cummingtonita em tremolita, os núcleos residuais cummingtoníticos sofreram nova transformação, cujo resultado final foi clorita.

Na amostra Mo-47b as cloritas parecem ser pseudo-mórficas de antigos máficos.

5.2.3. Petrogênese

5.2.3.1. As transformações mineralógicas

A análise das relações texturais entre os minerais dos xistos magnesianos da região Morretes-Antonina permitiu a elaboração da Figura 18, que procura, de modo geral, definir a ordem de formação dos principais minerais, embora existam vários problemas e imprecisões.

Figura 18 - Ordem de formação dos minerais dos xistos magnesianos.

Olivina fresca não foi determinada em nenhuma das

secções estudadas. Sua presença foi inferida em decorrência da presença de pseudomorfos atualmente constituídos de antigorita, à qual se associa comumente magnetita. Em uma das amostras notou-se a transformação de piroxênio e de tremolita em antigorita.

As cloritas podem provir de hornblenda, cummingtonita ou tremolita.

Talco pode se originar a partir de piroxênios ou de tremolitas. Nos talco-tremolita xistos, porém, ocorrem microporfiroblastos de tremolita em massa talcosa, e as relações de transformação entre os dois minerais não são evidentes, sugerindo a possibilidade da existência de mais de uma geração do anfibólio.

A formação de tremolita a partir de piroxênios, hornblendas ou cummingtonitas é visível em várias secções.

Outro problema existente refere-se à natureza de hornblenda e cummingtonita. A se julgar pelas relações texturais, não é possível decidir sobre a origem primária ou secundária desses anfibólios.

A fase final do processo de transformação mineralógica conduziu à formação de rochas ricas em talco, clorita e antigorita. As relações entre esses três minerais são imprecisas, não se podendo estabelecer com certeza, a sequência de formação guardada entre eles.

Modernamente, os trabalhos em petrologia experimental referentes ao estabelecimento teórico dos campos de estabilidade de diversos minerais envolvidos na esteatização, têm contribuído para o esclarecimento da formação dessas rochas. Bowen e Tuttle (1949) e Bennington (1956) mostraram que o talco é estável a qualquer temperatura abaixo de 800°C . Já a serpentina só aparece abaixo de 500°C , e quando formada diretamente sob a ação de água sobre forsterita, seu limite máximo de estabilidade é de 400°C . Utilizando um sistema de três componentes: FeO , MgO e SiO_2 , Hellner et al. (1965) sintetizaram antofilita, e provaram que esse mineral só ocorre a temperaturas superiores a $520^{\circ}\text{C} \pm 10^{\circ}\text{C}$. Segundo Mueller (1960) a introdução de cálcio nesse sistema provoca o aparecimento de cummingtonita.

Adicionando-se esses dados às relações texturais observadas, torna-se evidente que as transformações mineralógicas ocorreram com decréscimo de temperaturas, dada, principalmente, a presença de antigorita como um dos produtos finais da evolução metamórfica dos xistos magnesianos.

5.2.3.2. Rochas originais, transformações químicas durante a esteatização e metamorfismo

Antes de tratarmos das rochas originais dos xistos magnesianos em estudo, faz-se mister breve revisão bibliográfica, pois os trabalhos sobre esse assunto são escassos e, em vários aspectos, controvertidos.

De modo geral, duas são as origens atribuídas a essas rochas (Wilk, 1953). A primeira explica a esteatização por meio de descarbonatização ou silicificação de rochas sedimentares carbonáticas, de natureza dolomítica. Nesses casos, raros na literatura, os esteatitos estão associados, no campo, a rochas carbonáticas. Wright (1950) e Engel (1949) descreveram duas ocorrências desse tipo. Um exemplo brasileiro é citado por Marini e Leprevost (1967). Segundo esses Autores, as ocorrências de talco, cuja maior concentração situa-se junto ao limite sul de Abapã, Nho Paraná, são produtos de transformação de camadas dolomíticas pertencentes aos epimetamorfitos do Grupo Açungui.

Explica-se a grande maioria dos xistos magnesianos como decorrente da esteatização de rochas ultrabásicas. Deve-se aqui ressaltar um aspecto que se encontra comumente confuso na literatura. Grande parte dos Autores não distingue os fenômenos de alteração talco-carbonática e de esteatização em rochas ultrabásicas, unindo-os num mesmo processo. Waldrett (1966) esclarece bem esse ponto: "A alteração talco-carbonato tem como produtos essenciais talco e carbonato; enquanto que talco é o principal produto da esteatização, sendo serpentina, clorita e carbonato acessórios. Os dois processos não ocorrem necessariamente juntos".

Hess (1933) publicou trabalho clássico sobre esteatização de rochas ultrabásicas. A sequência olivina $\rightarrow$ hornblenda $\rightarrow$ actinolita $\rightarrow$ clorita $\rightarrow$ talco + carbonato foi estabelecida pelo Autor durante a evolução petrogenética.

Em várias ocorrências citadas na literatura foram assinalados processos de serpentização e de esteatização afetando as mesmas rochas. Muitos Autores acreditam que a serpentização precedeu a esteatização (Hess, 1933; Du Rietz, 1935; Haapala, 1936; Wilk, 1953; Chidester, 1962). Em alguns casos porém, notou-se que a ordem desses fenômenos encontrava-se invertida (Versalo, 1965).

A causa da esteatização é outro assunto que tem gerado

muita discussão. Hess (1933) acha que o processo é autometamórfico. Bowen e Tuttle (1949) acreditam que essa hipótese não é plausível e atribuem a soluções externas a responsabilidade pelo fenômeno. Segundo Du Rietz (1935) os esteatitos situados a nordeste da Suécia sofreram forte influência de soluções hidrotermais provenientes de pegmatitos. Em várias ocorrências, intrusões graníticas têm sido responsabilizadas pelo fenômeno (Cech, in Versalo, 1965). Em algumas regiões, porém a ausência de possíveis fontes externas tornaram impossível essa explicação. Em decorrência disso, a hipótese autometamórfica de Hess (1933) tem sido utilizada por vários Autores (Versalo, 1965).

No caso examinado no presente trabalho, o mapa geológico mostrou a total inexistência de qualquer rocha carbonática na região. Os estudos mineralógicos e químicos evidenciaram ausência de minerais carbonáticos e presença insignificante de CO_2 . A análise microscópica evidenciou restos e pseudomorfos de olivinas e piroxênios, associação mineralógica comum em rochas ultrabásicas.

Esses argumentos excluem origem a partir de rochas sedimentares carbonáticas, e apontam a presença de rochas ultrabásicas como material original dos xistos magnesianos da região Morretes-Antonina.

A ausência de carbonatos aliada à riqueza em tremolitas vêm confirmar as observações de Wilk (1953), segundo as quais esses minerais não ocorrem juntos em esteatitos.

Aliás, essa ausência em minerais portadores de CO_2 , fenômeno em geral, raro na esteatização, pode dar margem à observações no que tange à fonte causadora de soluções. Segundo Wilk (1953) existem duas hipóteses para explicar o fenômeno: a temperatura reinante durante os fenômenos metassomáticos não permitiu a formação de carbonato; ou CO_2 não estava originalmente presente nas soluções. Esta última alternativa ocorre, segundo esse Autor, em áreas onde granitos são abundantes, ou em esteatitos próximos a contatos intrusivos. No caso em questão, os xistos magnesianos ocorrem próximos a grandes batólitos graníticos, o que favorece a hipótese segundo a qual teria havido contribuição de soluções, pobres em CO_2 , provenientes dos granitos.

Foram efetuadas nove análises químicas dos xistos magnesianos (Tabela 11), com a finalidade de se tentar estabelecer as modificações químicas efetuadas durante a esteatização.

Barth (1948) estabeleceu método para a comparação de

TABELA 11

Análises químicas dos xistos magnesianos

	A-444a	A-404	A-450	A-116	A-442	A-444	Mo-47b	A-450a	Mo-46b
SiO ₂	52,00	51,80	49,10	58,20	51,00	54,30	52,10	48,00	46,40
Al ₂ O ₃	2,60	3,08	4,40	2,48	5,00	3,03	3,95	4,24	3,70
Fe ₂ O ₃	2,15	3,87	6,72	6,00	7,02	6,83	2,02	6,70	5,38
FeO	6,80	5,83	3,34	2,08	1,89	2,91	5,43	2,57	2,68
CaO	12,40	11,90	9,65	Tr	5,25	0,20	Tr	3,97	Tr
TiO ₂	0,44	0,35	1,55	0,16	0,15	0,37	0,24	0,40	0,30
MgO	21,80	20,90	21,50	26,30	24,50	26,50	30,70	27,40	33,00
MnO	0,56	0,34	0,20	0,06	0,17	0,17	0,08	0,11	0,16
Na ₂ O	0,37	0,16	0,40	0,10	0,10	0,06	0,12	0,09	0,03
K ₂ O	0,24	0,08	0,14	0,11	0,06	0,04	0,04	0,04	0,05
P ₂ O ₅	0,01	0,04	0,03	0,01	0,02	0,06	0,02	0,01	0,03
H ₂ O ⁺	0,70	2,21	2,61	4,58	4,88	5,25	5,56	6,11	7,78
CO ₂	0,22	0,29	0,14	0,11	0,07	0,11	0,11	0,15	0,22
Total	100,29	100,85	99,78	100,19	100,11	99,83	100,37	99,79	99,73
Densidade	3,01	2,94	2,94	2,75	2,66	2,82	2,80	2,90	2,54

TABELA 12

Número de átomos das M.S.C. dos xistos magnesianos

	A-444a	A-404	A-450	A-116	A-442	A-444	Mo-47b	A-450a	Mo-46b
Si	53,7	51,9	49,7	54,9	46,7	52,8	49,9	48,0	40,7
Al	3,2	3,6	5,2	2,7	5,4	3,4	4,4	4,9	3,7
Fe ³⁺	1,9	2,8	5,1	4,3	4,8	4,9	1,5	5,0	3,6
Fe ²⁺	5,8	4,9	2,8	1,6	1,4	2,4	4,3	2,2	2,0
Ti	0,3	0,2	1,2	0,1	0,1	0,3	0,2	0,3	0,2
Ca	13,7	12,7	10,4	-	5,2	0,2	-	4,3	-
Mg	33,8	31,5	32,7	37,2	33,6	38,6	44,2	39,5	43,4
Mn	0,4	0,3	0,2	-	0,1	0,1	-	-	0,1
Na	0,7	0,2	0,8	0,2	0,2	-	0,2	-	-
K	0,2	0,2	0,2	0,1	-	-	-	-	-
P	-	-	-	-	-	-	-	-	-
H	4,8	14,8	17,6	28,2	29,7	31,0	35,6	40,7	45,4
C	0,2	0,3	0,2	0,1	-	0,2	0,1	0,2	0,3
Fe total	7,7	7,7	7,9	5,9	6,2	7,3	5,8	7,2	5,6

análises químicas de rochas metamórficas. Modernamente, acredita-se que grande parte das substituições metassomáticas ocorrem sem grande mudança de volume nas rochas. Por isso, são empregadas comparações entre unidades de volumes iguais, de rochas diferentes. Assim, Barth introduziu o conceito de "standard cell". Esta é definida como uma unidade de rocha contendo 160 oxigênios. O método baseia-se na observação de que o oxigênio constitui, aproximadamente, 94% do volume da rocha. Portanto, são praticamente iguais os volumes de rochas com igual conteúdo de oxigênio. A cela de 160 oxigênios foi escolhida por conter, aproximadamente, 100 ions eletropositivos. Chidester (1962), baseado na cela de Barth, formulou o conceito da "modified standard cell" (MSC). Segundo esse Autor, os minerais que participam de certas alterações, afetando principalmente rochas ultramáficas, podem apresentar grandes diferenças em volume, e nesse caso o emprego da cela de Barth acarretaria comparação de volumes diferentes. Por este motivo, Chidester aperfeiçoou o método, propondo a comparação do número de ions existentes em determinado volume de rocha. O volume proposto equivale a $2064,8 \times N^{-1} \text{ cc}$, onde N é o número de Avogadro. Esse valor caracteriza a M.S.C. Os resultados das análises dos xistos magnesianos e das M.S.C. constam respectivamente das Tabelas 11 e 12. Os valores das M.S.C. possibilitaram a elaboração de gráficos que procuram mostrar as tendências dos diversos elementos envolvidos no processo. Deve-se ressaltar que infelizmente não se encontrou, em qualquer dos afloramentos visitados, sequer restos da rocha ultrabásica inicial, portadora, ao que se supõe, de piroxênios, olivinas e talvez anfibólios. Olivina fresca não foi observada; e somente em duas amostras determinou-se a presença de restos de clinopiroxênio em quantidades insignificantes. O que se tentou determinar foi a transformação dos anfibólio xistos magnesianos em xistos talcosos, cloríticos e serpentínicos. Como já se ressaltou anteriormente foi reconhecida a natureza secundária das tremolitas, não havendo porém argumentos decisivos para o estabelecimento da origem primária ou secundária de hornblenda e cummingtonita. Os estudos mineralógicos e químicos demonstraram que a evolução metamórfica ocorreu com considerável adição de H_2O , e conseqüente formação de minerais fortemente hidratados. Assim, os valores dos elementos que possuem expressão no processo (Si, Al, Ca, Fe e Mg) foram relacionados com teores de H. De modo geral, a Figura 19 mostra que, à exceção do cálcio, os outros elementos pouco ou nada variaram durante o fenômeno. As pequenas inclinações exibidas

Figura 19 - Relação entre o número de átomos de H e o número de átomos de Si, Ca, Mg, Al e Fe das M.S.C. em xistos magnesianos e olivina piroxenitos.

pelas linhas de Si e Mg, que expressariam pequena tendência de aumento em Mg e diminuição de Si não parece ter significado estatístico considerável. Esses dois cátions são os mais abundantes nos minerais primários e têm grande facilidade de fixação nos retículos dos filossilicatos resultantes do processo metamórfico. A linha do alumínio é também horizontal, mostrando que esse elemento, anteriormente contido nos anfibólios e atualmente incorporado na estrutura das cloritas não sofreu perdas ou ganhos consideráveis. Embora as evidências do comportamento desse elemento se limitem à transformação de anfibólio para clorita, é possível que o teor de alumínio, elemento pouco móvel, não tenha sofrido grandes alterações mesmo nas fases iniciais do processo. Essa conjectura é corroborada pelo fato de que clinopiroxênios e eventuais anfibólios primários de rochas ultrabásicas podem conter alumínio. Enquanto que a quantidade de ferro se manteve também praticamente constante, grande variação ocorreu no conteúdo de cálcio. Esse elemento, presente em teores relativamente altos nos anfibólios, foi expelido durante o processo final, estando praticamente ausente nos xistos talcosos, cloríticos e serpentínicos, pois nenhum desses minerais admite cálcio em seu retículo cristalino. A proporção de cálcio constatada nos xistos anfibolíticos faz entrever a hipótese de que minerais da rocha original poderiam ser responsáveis pelo fato. Se essa assertiva for válida, o material primário deveria conter quantidade significativa de clinopiroxênios calco-magnesianos, e talvez de anfibólios ricos em Ca e Mg, caso estes minerais fossem primários.

Efetuada essas considerações, procurou-se descobrir qual é o tipo de rocha ultramáfica, cuja composição química melhor se ajusta ao gráfico referente ao comportamento dos elementos (Figura 19), e que, conseqüentemente, se aproximaria da composição química média teórica das rochas geradoras dos xistos magnesianos de Morretes-Antonina.

Após várias tentativas concluiu-se que olivina piroxenito seria a rocha parental mais provável, pois é a que melhor se adapta às tendências (trends) exibidas pelos principais elementos dos xistos estudados. Assim, foram colocados no gráfico da Figura 19 os valores de M.S.C. relativos a um olivina piroxenito de Union Bay (Rucknick e Noble, 1959) e à média de nove olivina piroxenitos dos Urais (Duparc in Wyllie, 1967). As análises químicas e os valores de M.S.C. dessas rochas constam da Tabela 13.

TABELA 13

Análises químicas e número de átomos da M.S.C. de olivina piroxenitos

	1	2		1	2
SiO ₂	47, 2	48, 4	Si	57, 8	56, 9
Al ₂ O ₃	2, 4	2, 9	Al	3, 3	3, 9
Fe ₂ O ₃	2, 0	2, 5	Fe	8, 4	8, 1
FeO	6, 8	6, 1	Mg	33, 6	33, 5
MgO	19, 1	19, 1	Ca	23, 8	25, 1
CaO	18, 9	20, 1	Na	0, 4	0, 5
Na ₂ O	0, 2	0, 3	K	0, 1	0, 1
K ₂ O	0, 1	0, 1	Mn	0, 2	-
MnO	0, 2	-	Ti	0, 1	0, 4
TiO ₂	0, 2	0, 5	H	4, 6	5, 3
H ₂ O ⁺	0, 6	0, 8			

1 - Olivina piroxenito de Union Bay (Ruckmick e Noble, 1959)

2 - Olivina piroxenito dos Urais (média de 9 análises, Duparc in Wyllie, 1967).

Como já foi visto no capítulo referente aos anfibolitos, o metamorfismo regional de fácies anfibolitos, foi seguido por metamorfismo regressivo. Esse fenômeno, cujas evidências serão confirmadas em capítulos posteriores, afetou principalmente a região I (Figura 3).

A primeira fase de alteração das rochas ultramáficas resultou principalmente na formação de anfibólio xistos, de natureza predominantemente tremolítica. A evolução final do processo provocou a cristalização de xistos talcosos, cloríticos e serpentínicos. É provável que o metamorfismo regional inicial tenha afetado as rochas ultramáficas. Infelizmente não existem dados que permitam avaliar a intensidade alcançada pelo fenômeno. O que se sabe, porém, é que os xistos magnesianos associam-se a anfibolitos e gnaisses retrometamorfizados. Embora algumas amostras como a A-450 e a A-444a, indiquem transição entre fácies anfibolito e fácies dos xistos verdes, o conjunto dos xistos magnesianos, a exemplo dos gnaisses e anfibolitos albiticos, pode ser enquadrado no fácies dos xistos verdes (Turner e Verhoogen, 1960).

Assim, pode-se deduzir que o processo de formação dos xistos magnesianos, cujos produtos finais consistem em filossilicatos hidratados, formados com abaixamento de temperatura, foi fortemente afetado pelo metamorfismo regressivo.

Os maciços graníticos da região são posteriores ao metamorfismo regional. É possível que tais batólitos tenham cedido soluções, pobres em CO_2 , que contribuíram para a hidratação dos minerais.

5.3. Gnaisses e migmatitos

Gnaisses e migmatitos são as rochas metamórficas mais comuns na região Morretes-Antonina (Figura 2). A direção predominante de gnaissificação é N-10-20E. Os mergulhos são sempre fortes, ora para NW, ora para SE.

5.3.1. Mineralogia

5.3.1.1. Feldspato potássico

Estudos efetuados por vários Autores mostraram que as características estruturais e ópticas dos feldspatos potássicos permitem agrupá-los em quatro séries: "high-sanidine-high albite", "sanidine-high albite", "orthoclase-low albite" e "microcline-low albite". Goldsmith e Laves (1954) mostraram que podem existir variações na estrutura do microclínio. Dentre esses minerais, ocorrem desde espécimes de baixa triclinicidade, cuja estrutura aproxima-se da monoclinica, até cristais caracteristicamente triclinicos. Estes últimos são denominados microclínios máximos ("maximum microclines").

Existem vários métodos para a determinação de feldspato potássico. Um dos mais, senão o mais recente, foi elaborado por Wright (1968). Consiste na determinação do ângulo 2θ dos picos ($\bar{2}01$), (002), ($\bar{1}13$), (060) e ($\bar{2}04$). O feldspato alcalino pode ser determinado por meio de gráfico que relaciona 2θ (060) e 2θ ($\bar{2}04$). Essa figura permite também verificar se as dimensões da cela do mineral em questão têm tamanho normal ou não. Neste último caso, os feldspatos são denominados anômalos. Caso as dimensões da cela sejam normais, pode-se estimar a porcentagem de Or por meio do valor de 2θ ($\bar{2}01$).

Goldsmith e Laves (1954) estabeleceram método para avaliar o grau de afastamento dos feldspatos da estrutura monoclinica. Esse valor denomina-se triclinicidade e é obtido através da fórmula $\Delta = 12,5 (d_{131} - d_{\bar{1}\bar{3}\bar{1}})$.

O método de Wright (1968) aplicado aos feldspatos dos gnaisses e migmatitos da região Morretes-Antonina revelou os microclínios máximos. As medidas de triclinicidade apontaram 0,76 e 0,85 para gnaisses albiticos e 0,94 e 0,95 para gnaisses a oligoclásio-andesina. Houve alguma discrepância entre os teores de Or determinados por análises químicas e por raios X (Tabela 14).

TABELA 14

Dados ópticos, químicos e de raios X dos feldspatos potássicos e percentagem de anortita dos plagioclásios pertencentes a gnaisses e granitos

	Amostra	Feldspato K	K ₂ O	Na ₂ O	2V _x (feldsp. K)	% de Ab (feldsp. K)	% de Or (an. química)	% de Or (raios X)	% de An no plagioclásio	T° C (Barth)	Triclinicidade
Mo-47	Gnaiss a albita	Microclínio	13,874	1,282	76°	12,4	87,6	96	An ₆	390	0,95
A-251	Gnaiss a albita	Microclínio	12,647	1,425	86°	14,6	85,4	anômalo	An ₄	420	0,94
A-285	Gnaiss a oligoclásio -andesina	Microclínio	13,520	1,532	90°	14,8	85,2	92	An ₃₃	520	0,85
A-393	Gnaiss a oligoclásio -andesina	Microclínio	13,239	1,390	81°-87°	13,5	86,5	90	An ₂₈	480	0,76
Mo-157	Granito Marumbi	Ortoclásio- microperítico	9,604	4,529	72°	41,7	58,3	anômalo	An ₄	700	0
Mo-56e	Granito Marumbi	Ortoclásio- microperítico	10,154	6,079	74°	47,6	52,4	anômalo	An ₃	750	0
Mo-257	Granito Marumbi	Ortoclásio- microperítico	8,997	5,188	73°	46,7	53,3	anômalo	An ₃	740	0
Mo-66	Granito Graciosa	Ortoclásio microperítico	8,388	4,977	76°	47,3	52,7	anômalo	An ₂	730	0
Mo-133	Granito Graciosa	Ortoclásio microperítico	8,800	5,603	75°	46,6	53,4	anômalo	An ₁	730	0

Os estudos ópticos revelaram que êsses microclínios medem geralmente entre 0,3 e 1 mm. Quando ocorrem sob forma de porfiroblastos, suas dimensões atingem até 1,5 cm. Observou-se muitas vezes a presença de geminação em grade. Geminados segundo Carlsbad são bem mais raros. $2V_x$ varia de 76° a 90° .

5.3.1.2. Plagioclásio

Os plagioclásios ocorrem sob forma de cristais cujas dimensões variam, comumente, entre 0,2 e 0,8 mm. Constituem, muitas vezes, porfiroblastos cujos tamanhos alcançam, em média, 1,5 a 5 mm. As geminações comumente observadas obedecem às leis de albita, albita-Carlsbad e periclínio. Em diversas amostras, albita e periclínio ocorrem num mesmo cristal. No que se refere ao teor de anortita, distinguem-se nesses minerais dois grupos distintos. Em um deles o plagioclásio varia de An_0 a An_7 e no outro entre An_{24} e An_{36} . A exemplo do que ocorre com os anfíbolitos, as albitas são ricas em inclusões de epídoto (Fotomicrografia 12), que se originaram da reação plagioclásio cálcico $\rightarrow$ plagioclásio sódico + epídoto, cujos detalhes foram discutidos no capítulo referente aos anfíbolitos. Zoneamento é fenômeno relativamente raro nesses minerais e está restrito aos plagioclásios An_{24-36} . Na maior parte das vezes o zoneamento é normal, isto é, os centros são mais cálcicos e as bordas mais sódicas. Em alguns casos, porém, observou-se zoneamento inverso com An_{36} nas bordas e An_{22} no centro. Sericitização ocorre por vezes. Intercrescimentos pertíticos, antipertíticos e mirmequíticos não são raros.

5.3.1.3. Quartzo

As dimensões do quartzo variam normalmente entre 0,1 a 0,4 mm. Em amostras cataclasadas, porém, o tamanho desses mineral chega a atingir 0,02 mm. É, muitas vezes, o mineral mais comum nas faixas claras, orientando-se paralelamente à direção de xistosidade.

5.3.1.4. Biotita

Biotita é o máfico mais comum; ocorre, por vezes, em quantidades consideráveis. Seus cristais são pleocróicos, (Z=marrom, X = amarelo) e têm dimensões ao redor de 0,1 - 0,5 mm. O ângulo $2V$ mede 0° e N_y varia de 1,628 a 1,632.

5.3.1.5. Epídoto

Os epídotos das rochas gnaíssicas pertencem à variedade pistacita e exibem vários modos de ocorrência:

a) Estão presentes em quantidades pequenas, disseminados nas rochas. Nesse caso possuem dimensões variáveis entre 0,1 a 0,3 mm, e mostram muitas vezes fraco pleocroísmo de amarelo a incolor. Não provieram da alteração de outros minerais, e devem, portanto, ser de origem primária.

b) Estão incluídos em plagioclásios albíticos. São incolores, têm dimensões reduzidas (0,03 - 0,08 mm) e resultam da reação plagioclásio cálcico $\rightarrow$ plagioclásio sódico + epídoto. Esse grupo de epídotos têm grande expressão nos gnaisses albíticos, particularmente nos ricos em biotita.

c) Aparecem sob forma de veios que cortam as rochas, e são posteriores aos demais minerais. Esse modo de ocorrência é raro e está presente somente em duas das amostras estudadas.

5.3.1.6. Outros minerais

Muscovita ocorre sob a forma de placas incolores cujas dimensões variam de 0,1 - 0,5 mm. Quantidades grandes somente foram observadas em alguns gnaisses albíticos.

Hornblenda é mineral raro nos gnaisses. Sua presença foi constatada somente nos gnaisses a oligoclásio-andesina. As dimensões dos cristais giram ao redor de 0,3 mm. As hornblendas são pleocróicas (Z = verde-escuro, X = amarelo) e N_y é igual a 1,67%.

As titanitas exibem dois modos de ocorrência: sob forma de pequenos cristais de origem primária, disseminados na rocha; e ocupando as bordas de ilmenitas. Neste caso, sua origem deve-se à transformação do mineral opaco. Essas titanitas secundárias ocorrem somente nos gnaisses albíticos, e sua formação deve-se ao evento do metamorfismo regressivo.

Os difratogramas efetuados revelaram a presença de dois tipos de minerais opacos: magnetita e ilmenita.

Zircão ocorre raramente. Em geral possui forte arredondamento, e suas dimensões estão por volta de 0,05 mm.

Apatita é acessório comum nos gnaisses albíticos. Constitui cristais idiomórficos cujas dimensões estão ao redor de 0,05 mm.

Allanita é mineral muito raro. Foi encontrada sòmente em duas amostras e aparece cercada por epídoto.

Clorita ocorre raramente. É pleocróica (X = verde, Z = amarelo), positiva, e provém da alteração da biotita. O índice de refração N_y varia de 1,615 a 1,620.

Carbonato está presente em apenas uma amostra. É intersticial e secundário.

5.3.2. Petrografia

Distinguem-se na região dois grupos principais de gnaisses. Os de grau mais alto, pertencentes ao fácies anfibolito, denominam-se gnaisses a oligoclásio-andesina; e os de grau mais baixo, resultantes de efeitos retrometamórficos, intitulam-se gnaisses a albita e pertencem ao fácies dos xistos verdes (Turner e Verhoogen, 1960).

5.3.2.1. Gnaisses a oligoclásio-andesina

Essas rochas localizam-se na zona II da Figura 3 e contêm intercalações de anfibolitos a oligoclásio-andesina, anfibolitos a andesina-labradorita e gonditos. Dois grupos podem ser distinguidos: um deles é rico em máficos, representados principalmente por biotita. Nesse caso faixas relativamente espessas desse mineral alternam-se com as camadas quartzo-feldspáticas. Epídoto primário, titanita e opacos ocorrem associados às biotitas. Hornblenda está presente em quantidades subordinadas. A porcentagem de plagioclásios é sempre superior à dos feldspatos potássicos. Nos gnaisses quartzo-feldspáticos as faixas biotíticas são finas e raras. Epídoto ocorre em quantidade menor que nos gnaisses biotíticos. Muscovita, embora em proporções reduzidas, é comum nessas rochas. Quanto aos feldspatos, ora predomina o potássico ora o plagioclásio. Hornblenda não foi determinada (Tabela 15).

Em ambos os tipos descritos, a textura das faixas quartzo-feldspáticas é predominantemente granoblástica. Quartzo principalmente, e por vezes, feldspatos alongam-se no sentido da gnaissificação. Ocorrem porfiroblastos de plagioclásio e de feldspato potássico, por vezes arredondados. Em várias amostras notam-se também grandes cristais de feldspato potássico englobando os demais minerais, comumente quartzo e plagioclásio. Nesses casos, evidencia-se a existência de uma geração posterior de feldspato potássico. Intercresci -

TABELA 15

Análises modais dos gnaisses

Gnaisses a albíta

	A-200	A-207	A-202	A-251	A-338	A-256	A-37
Quartzo	15,7	18,0	34,5	44,8	51,0	37,3	49,7
Plagioclásio	5,3	14,0	24,5	3,0	10,0	4,7	6,3
Microclínio	1,0	1,7	-	12,8	4,0	16,3	21,0
Biotita	37,4	31,0	12,0	4,9	-	2,7	2,3
Epídoto	35,7	28,7	23,0	10,5	9,0	11,0	7,7
Muscovita	-	3,0	6,0	20,2	23,0	24,0	12,7
Titanita	-	1,7	-	2,3	-	2,7	-
Opacos	3,0	1,2	-	1,0	3,0	1,3	-
Zircão	0,2	-	-	-	-	-	-
Apatita	1,6	0,7	-	0,5	-	-	-
Allanita	-	-	-	-	-	-	Tr
Clorita	Tr	Tr	-	-	-	-	0,3

Gnaisses a oligoclásio-andesina

	A-308	A-294	A-466	A-412	A-295b	A-286	A-414	A-285	A-299
Quartzo	42,7	32,0	28,0	27,6	41,3	34,0	39,3	44,3	29,3
Plagioclásio	32,2	38,5	39,0	32,7	38,7	42,3	20,7	13,7	56,7
Microclínio	2,7	9,0	16,5	10,0	20,0	19,3	35,7	38,3	11,0
Biotita	18,5	19,0	16,5	20,0	Tr	Tr	2,5	3,0	1,0
Epídoto	2,2	1,5	-	4,5	-	0,6	0,3	0,3	1,7
Hornblenda	0,7	-	-	-	-	-	-	-	-
Muscovita	0,5	-	-	3,2	-	0,3	0,2	0,3	0,3
Titanita	0,2	-	-	2,0	Tr	-	0,6	-	-
Opacos	0,2	-	Tr	-	Tr	-	0,7	-	-
Zircão	Tr	-	-	-	Tr	-	-	-	-
Apatita	-	-	-	-	-	0,3	-	-	-
Allanita	-	-	-	-	-	0,2	-	-	-
Clorita	Tr	-	-	-	-	3,0	-	-	-

mentos pertíticos são muito comuns; em alguns porfiroblastos foram observadas antepertitas. Intercrescimentos mirmequíticos são mais raros, e geralmente intersticiais.

5.3.2.2. Gnaisses a albita

Os gnaisses albiticos restringem-se à zona profundamente afetada pelo retrometamorfismo (zona I da Figura 3). Associam-se a clorita xistos, quartzitos com magnetita, anfibolitos albiticos e xistos magnesianos. As análises modais (Tabela 15) mostram que esse grupo pode ser subdividido em dois outros. Num deles biotita e epidoto predominam intensamente. A quantidade de plagioclásios supera nitidamente a de feldspato potássico, e muscovita, embora existente, ocorre em quantidades relativamente pequenas, sempre subordinada à biotita. No outro, a muscovita assume proporções significativas, predominando nitidamente sobre a biotita. O teor de epidoto, embora grande, é menor que no caso anterior, e o feldspato potássico, à exceção de uma amostra, predomina sobre o plagioclásio. O teor de quartzo também aumenta consideravelmente em relação ao das amostras do grupo biotítico.

Hornblenda não está presente nos gnaisses albiticos. O epidoto primário associa-se comumente às zonas micáceas, e ocorre em proporção bem inferior ao secundário que está incluído nas albitas e deriva da reação plagioclásio cálcico $\rightarrow$ plagioclásio sódico + epidoto. A transformação de ilmenita em titanita é comum nas rochas deste grupo.

Existe nessas rochas nítida alternância entre zonas micáceas e quartzo-feldspáticas. Estas são predominantemente granoblásticas e equigranulares, não obstante, ocorra em várias amostras, a presença de porfiroblastos de plagioclásio e de feldspato potássico, estes, por vezes, pertíticos.

Os gnaisses albiticos, especialmente os ricos em muscovita, mostram fortes sinais de cisalhamento, que acarretou fragmentação dos cristais, textura "mortar" em quartzo e feldspatos e forte extinção ondulante no quartzo. Em algumas amostras, verificou-se que a direção do fraturamento dos cristais de quartzo forma ângulo de 30° a 40° com a direção das faixas micáceas, que refletem a direção da xistosidade primitiva.

As zonas cisalhadas permitiram a percolação de soluções que provocaram reações mineralógicas características do meta

morfismo regressivo. No caso dos gnaisses albiticos essas reações envolvem transformação de plagioclásio e ilmenita, além de, provávelmente, causar formação de microclínio de temperatura mais baixa e triclinicidade maior. Este problema, envolvendo temperatura de feldspatos potássicos, será tratado em seguida.

5.3.3. Relações entre gnaisses e granitos

A temperatura de formação dos gnaisses e dos granitos pode oferecer subsídios para o estabelecimento de interrelações genéticas. O estado estrutural e a composição química dos feldspatos potássicos têm sido utilizados para esse fim. Barth (1951, 1962) utilizando a relação

$$K = \frac{\text{fração molecular da albita em feldspatos alcalinos}}{\text{fração molecular da albita em plagioclásios}}$$

em rochas onde feldspato potássico e plagioclásio ocorrem simultaneamente, construiu um termômetro geológico. Este Autor demonstrou que a temperatura é, provavelmente, o principal fator que controla a quantidade de albita distribuída nos feldspatos potássicos e plagioclásios. Algumas incertezas sobre o método foram levantadas por Dietrich (1961). Segundo este Autor, variações referentes à pressão e à composição original das rochas não foram levadas em consideração. De acordo com Dietrich (op. cit.), os valores obtidos com a aplicação do método resultam das temperaturas finais, e conseqüentemente mais baixas, atingidas na cristalização dos feldspatos potássicos. Ponderou-se que as temperaturas obtidas, especialmente em microclínios, são muito baixas. Heier (1961), um dos veementes defensores do processo, determinou microclínios formados por volta de 400°C e até 300°C. Trabalhos experimentais modernos mostraram microclínios cristalizados a 470°C, 450°C, 400°C e 485°C (Tomisaka, 1962). Segundo Steiger e Hart (1967), a transição microclínio-ortoclásio em auréola de contato provocada pela intrusão de pegmatitos em Front Range, Colorado, ocorreu por volta ou abaixo de 400°C. Esses dados têm demonstrado que as temperaturas determinadas pelo método, apesar das naturais limitações, podem ser levadas em consideração.

Utilizando-se o método de Barth (1962), procedeu-se à comparação entre a temperatura de formação dos migmatitos e granitos. Os valores obtidos para os feldspatos dos gnaisses a albita foram

390°C e 420°C. Nos gnaisses a oligoclásio-andesina, 480°C e 520°C foram os resultados conseguidos (Tabela 14).

A aplicação do método de Wright (1968) evidenciou que os feldspatos potássicos dos granitos Marumbi e Graciosa são ortoclásios micropertíticos anômalos. A porcentagem de Or nesses minerais varia de 52,4% a 58,3%. As temperaturas obtidas através do método de Barth (op. cit.) variam entre 700°C e 750°C (Tabela 14). Na Figura 20 correlacionou-se temperatura de formação e triclinicidade de feldspatos potássicos. Verificou-se que o decréscimo de temperatura provoca a formação de feldspatos de alta triclinicidade.

O estudo geocronológico mostrou que os granitos Marumbi e Graciosa são mais jovens que os gnaisses regionais (item 4.5.). Além disso, dois anfibolitos próximos àqueles granitos ostentam sinais de metamorfismo de contato.

Em conclusão, deve-se assinalar que as relações entre os granitos Marumbi e Graciosa e os gnaisses regionais evidenciaram os seguintes resultados: textural, mineralógica e provavelmente quimicamente gnaisses e granitos são muito diferentes. Os gnaisses a oligoclásio-andesina formaram-se por volta de 480°C e 520°C, segundo o método de Barth. Posteriormente, houve a intrusão dos corpos graníticos, cuja cristalização teria ocorrido a temperaturas entre 700°C e 750°C. É possível que a intrusão desses maciços se relacione com a abertura de fraturas por onde percolaram soluções, causando transformações mineralógicas que caracterizaram o metamorfismo regressivo. Os gnaisses albiticos formados nessa fase indicam temperaturas que oscilam em torno de 390°C e 420°C.

Figura 20 - Relação entre temperatura de formação e triclinicidade de feldspatos potássicos de gnaisses e granitos.

5.4. Gonditos

Vários nomes têm sido aplicados a protominérios de manganês de natureza metamórfica. O trabalho de Roy (1965) visou disciplinar o uso dessa nomenclatura. De acordo com essa publicação, as rochas manganíferas de Morretes-Antonina devem ser denominadas gonditos, pois não possuem carbonatos ou sulfetos; e contêm quantidades consideráveis de silicatos e óxidos de manganês.

As quatro ocorrências de gonditos observadas na região Morretes-Antonina associam-se a gnaisses do fácies anfibólito (Figura 2). Os afloramentos estudados constam da Figura 3.

5.4.1. Mineralogia

5.4.1.1. Granada

As granadas exibem, comumente, contornos idiomórficos. Suas dimensões, variam, em média, de 0,4 a 0,9 mm. As fraturas desses minerais são geralmente preenchidas por óxido de manganês. Nas quatro amostras estudadas os valores obtidos para índice de refração, parâmetro de cela unitária e peso específico são semelhantes, o que indica variação restrita nas propriedades químicas (Girardi et al, 1968).

Foram efetuadas análises químicas nas granadas das amostras MÔ-52 e A-313. Em ambas é notório o predomínio do componente espessartítico sobre os demais. Calculou-se também o número de ions na base de 24 oxigênios, obtendo-se boa aproximação com a relação teórica 6:4:6 de $RO_2:R_2O_3:RO$.

As análises químicas das granadas, o número de ions obtidos, as proporções moleculares e as propriedades físicas constam da Tabela 16.

5.4.1.2. Anfibólio

Em três das amostras estudadas foram observadas expressivas quantidades de anfibólio. Estes minerais variam de incolor a verde claro, não exibem pleocroísmo, e muitas vezes têm hábito acicular. Geminação (100) foi observada em alguns cristais, sendo por vezes polissintética. As propriedades ópticas medidas, constantes do quadro abaixo, poderiam situar esses anfibólios tanto no grupo tremolita-actinolita como na série cummingtonita-grunerita.

TABELA 16

Propriedades químicas e físicas das granadas dos gonditos

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	FeO	CaO	MgO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O ⁽⁺⁾	Total
Mo-52	36,40	19,00	4,58	0,11	7,57	7,05	2,88	21,70	0,11	0,14	0,06	0,18	0,89	100,67
A-313	36,40	19,90	3,00	0,72	10,60	6,09	2,42	21,00	0,13	0,17	Tr	0,18	-	100,61

Fórmulas químicas (na base de 24 oxigênios)

	Si	Al	Al	Fe ³⁺	Ti	Fe ³⁺	Ca	Mg	Mn	Na	K
Mo-52	5,890	0,110	3,500	0,563	0,010	1,011	1,223	0,699	2,970	0,039	0,019
A-313	5,850	0,150	3,609	0,366	0,087	1,417	1,050	0,578	2,853	0,038	0,038
	R O ₂			R ₂ O ₃			R O				

Mo-52	6,000	4,073	5,961
A-313	6,000	4,062	5,974

Porcentagem molecular

	Espessartita	Almandina	Piropo	Andradita	Grossulária
Mo-52	50,3	17,2	11,8	14,3	6,4
A-313	48,6	24,0	9,8	9,3	8,3

Propriedades físicas

	n	a _o	D
Mo-52	1,815	11,657	3,990
A-313	1,808	11,613	4,002
A-340	1,819	11,676	3,980
A-475	1,800	11,609	4,004

Amostra	N _y	2V _x	Z∧C
A-313	1,660-1,662	72°	14°
A-475	1,657	88°	17°
Mo-52	1,647	78°	17°

Em decorrência disso, analisou-se quimicamente o mineral. O resultado obtido mostrou claramente tratar-se de trmo fortemente manganfero pertencente srie cummingtonita-grunerita. A pesquisa bibliogrfica mostrou que essa variedade relativamente rara. Sundius (1931) denominou dannemorita a um tipo de cummingtonita-grunerita contendo 7,38% de MnO. Leinz (1939) descreveu dannemoritas em gonditos no rio So Joo Feliz, na fazenda tala, e no rio Mergulho. Door et al(1956) citaram a presena de mangano-cummingtonita asbestiforme no protominrio manganfero, do tipo slico-carbontico, de Minas Gerais. Gomes, Coutinho e Oliveira (1964) determinaram dannemorita contendo 7,10% de MnO em xistos da regio de Guarulhos. Porm, so raros os anfiblios analisados dessa srie cujas porcentagens de MnO sejam semelhantes obtida na amostra analisada, destacando-se, nesse particular os exemplos descritos por Klein (1964, 1968) e por Yoshima e Shirzu (in Deer, Howie e Zussman, 1963). Klein (op.cit.) descreveu cummingtonitas-gruneritas magnesianas pertencentes a rochas metamrficas de alto grau da "Washbush iron formation" com 13,17% a 16,62% de MnO; enquanto Yoshima e Shirzu (op.cit.) determinaram 14,8% de MnO em anfiblios dsse tipo nos depsitos de mangans da regio de Yamaguti, Japo.

Os anfiblios da amostra A-313 so mais ricos em Al₂O₃, TiO₂ e Fe₂O₃ e mais pobres em MgO do que os estudados por Klein. Os teores de CaO so semelhantes em ambos os casos, e atingem no mineral de Morretes-Antonina 1,24%, valor mais elevado que nas cummingtonitas e gruneritas comuns. Segundo Klein, sse fenmeno deve-se maior solubilidade de clcio nas cummingtonitas-gruneritas manganferas. Os resultados da anlise qumica e a distribuio de ons na base de 23 oxignios, segundo Binns (1965), esto expostos na Tabela 17.

5.4.1.3. Piroxnio

Piroxnio est presente smente em uma das amostras estudadas. Ocorre, neste caso, em grande quantidade, e possui granulao ao redor de 0,65 - 0,80 mm. Exibe, alm da partio (100), ou-

TABELA 17

Análise e fórmula química do anfibólio manganífero da série cumming
tonita-grunerita

(Gondito A-313)

% em peso		número de íons			
SiO ₂	54,40	Si	7,98	Z	- 8,00
Al ₂ O ₃	4,04	Al	0,02		
TiO ₂	0,12				
Fe ₂ O ₃	4,08	Al	0,68		
FeO	13,04	Ti	0,20		
CaO	1,24	Fe ³⁺	0,46		
MgO	8,15	Fe ²⁺	1,59		
MnO	13,98	Ca	0,19	WXY	- 6,74
Na ₂ O	0,06	Mg	1,80		
K ₂ O	0,02	Mn	1,73		
H ₂ O ⁽⁺⁾	0,60	Na	0,09		
H ₂ O ⁽⁻⁾	0,21				
Total	99,94	$\frac{100 \text{ Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn}} = 32,2$			

TABELA 18

Análise e fórmula química do piroxênio salítico

(Gondito A-340)

% em peso		número de íons	
SiO ₂	52,10	Si	1,943
Al ₂ O ₃	3,71	Al	0,105
TiO ₂	-	Al	0,058
Fe ₂ O ₃	3,22	Fe ³⁺	0,089
FeO	9,00	Fe ²⁺	0,280
MnO	-	Mn	- 1,902
MgO	11,61	Mg	0,649
CaO	19,60	Ca	0,783
Na ₂ O	0,54	Na	0,038
K ₂ O	0,10	K	0,005
H ₂ O ⁺	0,56	Ti	-
Total	100,44	Ca	= 43,5
		Mg	= 36,0
		Fe	= 20,5

tro sistema regular e incomum de fraturas. Em decorrência desse fato, o mineral foi estudado por Coutinho, Girardi e Oliveira (1967), chegando-se à conclusão de que as partições ocorrem segundo duas direções da forma $(\bar{1}11)$, (Fotomicrografia 13). Os ângulos entre $(\bar{1}11)$ e (010) e entre $(\bar{1}11)$ e (001) , determinados em platina universal, medem respectivamente $76^{\circ}30'$ e 42° . Seus valores teóricos respectivos correspondem a $76^{\circ}34'$ e $42^{\circ}2'$.

Os dados ópticos observados, $2V(+) = 59^{\circ}$, $N_z = 1,710$, $N_x = 1,707$, $Z \wedge C = 45^{\circ}$, situaram o mineral na série diopsídio-hedenbergita. A projeção de N_y e $2V$ no diagrama de Muir e Hess, publicado por Tröger (1956) define a composição como $Wo_{47}En_{23}Fs_{30}$, dentro do campo da ferrosalita de Hess (1949). De acordo porém com a análise química (Tabela 18), a posição do piroxênio nesse diagrama é ligeiramente diferente. Situa-se, nesse caso, no campo da augita, junto ao limite com o da salita.

5.4.1.4. Quartzo

Quartzo ocorre em todas as amostras. Suas quantidades são variáveis; muito pequena na rocha portadora de piroxênio, e mais abundante nos gonditos anfibólicos, particularmente em A-313 e A-475. As dimensões variam comumente entre 0,2 - 0,7 mm, atingindo, raramente, 1,5 mm. Dificilmente é encontrado sob forma de cristais isolados; constituindo, geralmente, pequenas faixas, cujos cristais imbricados em mosaico, são alongados e exibem extinção ondulante.

5.4.1.5. Outros minerais

As magnetitas foram determinadas por meio de difratogramas. Constituem cristais xenomórficos e alteram-se, por vezes, em óxidos de ferro de cor vermelha que tingem as rochas.

Além de magnetitas, ocorrem, nessas rochas, outros minerais opacos, facilmente separáveis do óxido de ferro em decorrência de diferença em susceptibilidade magnética. Os difratogramas efetuados revelaram que tais espécies minerais são psilomelanas.

Foram determinadas quantidades insignificantes de apatita em duas amostras. Ocorrem sob forma de cristais idiomórficos, cuja granulação varia ao redor de 0,2 mm.

Traços de biotita estão presentes na amostra A-313.

Esses minerais são fortemente pleocróicos (Z = verde-escuro, X=amarelo) e suas dimensões estão por volta de 0,2 mm.

No gondito A-340 determinou-se a presença de pequena quantidade de mineral completamente alterado, cuja forma externa lembra olivina. Sua determinação não foi possível, tendo, por isso, sido denominado mineral X.

5.4.2. Petrografia

Macroscopicamente os gonditos caracterizam-se pela alta densidade, aspecto maciço e coloração cinza-escuro. As análises modais mostraram que granadas e opacos ocorrem em proporções consideráveis em todas as amostras. Três das ocorrências descritas exibem quantidades significativas de anfibólio. Piroxênio foi determinado somente em A-340. Apatita, biotita e o mineral X são acessórios, ora presentes, ora ausentes (Tabela 19).

TABELA 19

	Análises modais dos gonditos			
	A-313	A-475	Mo-52	A-340
Anfibólio	37,6	13,0	26,4	Tr
Granada	20,8	36,7	37,4	20,1
Piroxênio	-	-	-	50,7
Quartzo	15,6	22,8	2,2	Tr
Apatita	Tr	Tr	1,0	-
Opacos	26,0	27,5	33,0	27,3
Biotita	Tr	-	-	-
Mineral X	-	-	-	1,9

A textura predominante é granoblástica, com tendência a porfiroblástica, em decorrência do aumento dos cristais de granada, em geral, predominantes nas amostras.

Por vezes, os principais componentes dos gonditos (granadas, anfibólios, piroxênios e opacos) constituem pequenas faixas uniminerálicas. Esse aspecto é relativamente restrito, sendo comum a ausência dessa segregação. A granulação observada nos gonditos varia, usualmente, entre 0,2 e 1 mm.

5.4.3. Discussão

As quatro ocorrências de gonditos observadas na região intercalam-se nos migmatitos regionais. Estes, encontram-se fora da zona retrometamórfica e só foram atingidos pelo metamorfismo regional de fácies anfibolito. Assim, os gonditos inclusos não exibem sinais de metamorfismo retrógrado. De modo geral, as características dessas rochas, são semelhantes às descritas por Leinz (1939) em outras ocorrências da região. Esse conjunto de dados confirma a teoria desse Autor, segundo a qual os gonditos teriam se originado de sedimentos metamorfizados.

Tentou-se descobrir na literatura algum estudo relativo a campo de estabilidade e temperatura de formação dos minerais dos gonditos. Essa pesquisa foi inútil. Embora haja estudos relacionando variação química de granadas e grau de metamorfismo, essas análises não são conclusivas (Atherton, 1965) e foram efetuadas somente em granadas de xistos pelíticos.

A ausência de manganês nos piroxênios (Tabela 18) constitui fenômeno curioso e inesperado. Sabendo-se que a rocha original deveria ter sido rica desse elemento, seria lícito esperar, a exemplo do que ocorre nas granadas e anfibólios, que o manganês entrasse na estrutura do piroxênio. Existem vários exemplos desse fenômeno na literatura. Deer, Howie e Zussman (1963) citam diopsídios e salitas ricas de Mn, onde ocorrem substituição de Mg e Fe^{2+} por Mn.

5.5. Quartzitos com magnetita

Os quartzitos com magnetita constituem lentes concordantes intercaladas nos migmatitos regionais. Ocorrem em uma faixa com aproximadamente 5 km de comprimento por algumas centenas de metros de largura, desde o vale do rio Mundo Novo, com direção aproximada NNE-SSW, até o vale do rio Sapetanduva. A espessura das lentes atinge até algumas dezenas de metros. São mais resistentes que os migmatitos regionais, e por isso salientam-se na topografia (Cordani e Girardi, 1967). Associam-se a rochas afetadas pelo metamorfismo regressivo, e situam-se dentro da zona I da Figura 3.

5.5.1. Mineralogia

5.5.1.1. Magnetita

A magnetita ocorre sob forma de cristais xenomorfos, cujas dimensões variam, geralmente entre 0,3 e 5 mm. As secções polidas evidenciaram sinais de martitização. Análises espectrográficas de três amostras finas do mineral mostraram teores de TiO_2 de 0,05%, 0,1% e 0,5% (Cordani e Girardi, 1967).

5.5.1.2. Quartzo

Os cristais de quartzo são sempre xenomorfos. Em decorrência do cisalhamento a que foram submetidos, exibem feições características tais como: forte extinção ondulante, textura "mortar" e fraturamento. As dimensões dos cristais são muito variáveis, geralmente entre 0,1 mm e 1,5 mm. Em algumas secções delgadas nota-se a ocorrência de geração posterior ao cisalhamento. Neste caso, os cristais alcançam dimensões maiores, ao redor de 2,5 a 4 mm.

5.5.1.3. Outros minerais

Foram observados cristais de hematita, resultante da martitização da magnetita.

As lamelas de ilmenita são raras, e ocorrem dentro dos cristais de magnetita.

Na amostra A-326a ocorrem traços de anfibólio. Seus

cristais têm hábito acicular, são incolores, òpticamente negativos, e suas dimensões não ultrapassam 0,04 mm. A quantidade muito escassa aliada ao tamanho diminuto impediram identificação mais precisa.

Raros cristais de zircão estão presentes nessas rochas. São arredondados e suas dimensões variam ao redor de 0,03 mm.

Placas incolores de sericita, medindo aproximadamente 0,04 mm, foram determinadas em algumas amostras. Ocorrem sempre em quantidades muito pequenas.

Raras apatitas idiomorfas estão presentes esporadicamente.

5.5.2. Petrografia

As diversas proporções em que os dois principais componentes, quartzo e magnetita ocorrem, provocam diferentes aspectos macroscópicos nessas rochas. Existem desde quartzitos claros, quase puros, nos quais magnetita é mero acessório, até amostras escuras, de elevado pêso específico, constituídas essencialmente por magnetita, ocorrendo quartzo e demais acessórios em quantidades mínimas. Essas lentes de magnetita compacta, que podem atingir vários metros de espessura, são os corpos de minério mais importantes.

A textura dessas rochas é granoblástica. Existem nítidos sinais de cisalhamento, evidenciados principalmente pelo quartzo, em quase tôdas as amostras analisadas (Fotomicrografia 14).

5.5.3. Discussão

As lentes de magnetita foram objeto de diferentes interpretações genéticas. Roxo (1937) atribuiu sua origem à segregação magmática de rochas básicas mesozóicas. Essa hipótese não é plausível, pois os diques de diabásio cortam as rochas regionais e o minério, sendo-lhes, portanto, posteriores. Determinações geocronológicas evidenciaram grande diferença de idade entre o complexo metamórfico regional, no qual estão encaixados os corpos de minério, e as rochas basálticas. Hussak (in Leonardos, 1938) determinou a presença dos seguintes acessórios: ilmenita, quartzo, zircão e espinélio verde. Em decorrência da presença desses minerais, esse Autor afirmou que o minério de ferro derivou-se das rochas graníticas. O argumento não é conclusivo, pois esses minerais podem também ocorrer em sedimentos. Além disso, existem quartzitos ri

cos em magnetita situados a distâncias não muito próximas do granito, enquanto que grande número de intercalações quartzíticas, dispostas ao longo do contato com os batólitos graníticos, não são portadoras de magnetita.

Outrossim, observou-se que o minério ocorre sempre associado a quartzitos de textura granoblástica característica, ou a pequenas lentes de clorita xistos intercaladas. Existe completa graduação entre quartzitos claros, nas quais magnetita não passa de mero acessório, e lentes de magnetita compacta. Além disso, tais corpos estão sempre concordantes com as metamórficas regionais. Todos êses fatos indicam claramente origem sedimentar de acôrd com a teoria de Leonardos (1938) e Leinz (1938) corroborada por Cordani e Girardi (1967).

As lentes de quartzito com magnetita estudadas situam-se na zona retrometamórfica e estão sempre associadas a gnais-ses e anfibolitos albiticos. Portanto, tais corpos, formados durante o metamorfismo regional, a partir de sedimentos sílico-ferruginosos, sofreram posteriormente metamorfismo regressivo e conseqüente cisalhamento e introdução de soluções. Esses fenômenos provocaram o aparecimento de texturas cataclásticas e transformações parciais de magnetita em hematita. Segundo Ruckmick (1963) êsse fenômeno indica que magnetita teve comportamento estável durante as fases de maior intensidade metamórfica, sendo oxidada para hematita nos estágios posteriores regressivos. No caso descrito, essa explicação é também adtada.

5.6. Clorita xistos

Os cloritas xistos formam pequenas lentes, cujas espessuras não excedem alguns metros. Ocorrem sempre intercalados nos quartzitos com magnetita.

5.6.1. Mineralogia

5.6.1.1. Clorita

As cloritas têm geralmente granulação fina. O tamanho de seus cristais gira em torno de 0,1 mm. São ópticamente positivas e pleocróicas (X = verde, Z = amarelo). Os índices de refração mostram pequena variação, sendo seus valores extremos 1,616 e 1,601 (Tabela 20).

O aquecimento a 600°C provocou aumento na intensidade do pico (001) (Figura 21). Esse fenômeno prova que os minerais em questão são cloritas verdadeiras, ou seja, cloritas de 14 Å.

O grau de assimetria foi determinado segundo o gráfico de Petruk (1964) reproduzido na Figura 7. Os valores obtidos variam de 0,35 a 1,65 e são sempre positivos, o que prova que o número de átomos pesados das camadas octaédrais da unidade "tipo mica" supera o existente nas camadas "tipo brucita".

A composição química dos cloritas foi obtida através do emprêgo dos gráficos de Petruk (1964) (Figura 6), e de Hey modificado por Chidester (1962) (Figura 5). O manejo desses processos já foi explicado quando da descrição das cloritas dos anfibolitos e dos xistos magnesianos. Os dados utilizados e as fórmulas químicas obtidas constam da Tabela 20.

Com a finalidade de se efetuar comparação entre as fórmulas obtidas com o emprêgo de técnicas ópticas e de raios X, com as conseguidas por via química comum, elaborou-se análise química da amostra A-78 (Tabela 21). A fórmula estrutura determinada pelo método químico (Forster, 1962) foi a seguinte:

A fórmula calculada por meios ópticos e de raios X foi

Figura 21 - Difractogramas das cloritas dos clorita xistos - I - Diagrama efetuado após simples trituração do mineral. II - Gráfico realizado após aquecimento a 600°C .

TABELA 20

Dados ópticos, roentgenográficos e fórmulas calculadas das cloritas dos clorita xistos

Amostra	$d(\text{\AA})$	hkl	$\frac{I_{003}}{I_{005}}$	grau de asimetria	$\frac{I_{002}+I_{004}}{I_{003}}$	nº de átomos pesados	N_y	sinal óptico
A-241	14,08	001						
	7,04	002						
	4,71	003	1,60	1,65	4,93	2,04	1,616	+
	3,53	004						
	2,81	005						
A-238a	14,08	001						
	7,04	002						
	4,71	003	2,20	1,05	4,20	1,64	1,601	+
	3,53	004						
	2,81	005						
A-78	14,08	001						
	7,07	002						
	4,72	003	2,30	0,89	4,35	1,73	1,612	+
	3,52	004						
	2,82	005						
A-240	14,08	001						
	7,04	002						
	4,71	003	2,77	0,35	4,32	1,72	1,613	+
	3,53	004						
	2,82	005						
A-241	(Mg _{2,82}	Fe _{2,04}	Al _{1,14}) ₆	(Al _{1,16}	Si _{2,84}) ₄	O ₁₀ (OH) ₈		
A-238a	(Mg _{3,45}	Fe _{1,64}	Al _{0,91}) ₆	(Al _{0,93}	Si _{3,07}) ₄	O ₁₀ (OH) ₈		
A-78	(Mg _{3,06}	Fe _{1,73}	Al _{1,21}) ₆	(Al _{1,22}	Si _{2,78}) ₄	O ₁₀ (OH) ₈		
A-240	(Mg _{3,03}	Fe _{1,72}	Al _{1,25}) ₆	(Al _{1,25}	Si _{2,75}) ₄	O ₁₀ (OH) ₈		

a seguinte:

A comparação desses dados evidencia a grande semelhança existente entre as fórmulas obtidas pelos dois diferentes processos, e a consequente validade na aplicação da combinação de métodos ópticos e de raios X no cálculo das fórmulas das cloritas. Com efeito, as diferenças existentes nos teores de três dos principais íons existentes, Si, Al e Fe, são mínimas. O método óptico-roentgenográfico torna-se mais útil nos casos em que é impraticável a obtenção de quantidades apreciáveis de clorita pura. É inaplicável, entretanto, quando se suspeita da existência de raras cloritas especiais, onde elementos usualmente muito escassos, tais como cromo e manganês, assumem proporções consideráveis.

5.6.1.2. Quartzo

A exemplo do que ocorre nos quartzitos com magnetita, quartzo está presente em duas gerações; a primeira é constituída por cristais fraturados, com extinção ondulante e textura "mortar" cuja granulção média varia entre 0,2 a 1 mm; e a segunda é formada por minerais com cerca de 2 a 4 mm, isentos de cisalhamento.

5.6.1.3. Outros minerais

Magnetita ocorre em quantidades subordinadas, à exceção de uma amostra, a A-240 onde assume maior importância. Parece haver duas gerações desse mineral, que serão descritas adiante.

Foram observadas pequenas quantidades de plagioclásio em duas amostras analisadas. Sua composição varia de An_0 a An_7 . Quando geminados obedecem à lei da albita. Sinais de deformação são evidenciados pela presença de lamelas retorcidas e encurvadas.

A biotita aparece sob forma de pequenos cristais (0,04 mm) pleocróicos (Z = marrom, X = amarelo). As evidências texturais mostram que tais minerais são remanescentes, não transformados em cloritas.

Pequenas quantidades de pirita foram observadas nessas rochas. Suas dimensões giram em torno de 0,3 - 0,6 mm.

Além desses minerais, quantidades insignificantes de apatita, zircão, epidoto e sericita foram constatadas.

5.6.2. Petrografia

As análises modais (Tabela 22) mostram que, de modo geral, clorita é mineral largamente predominante. Quartzo ocorre em quantidades subordinadas, e os opacos tem expressão geralmente restrita.

Quartzo e clorita constituem, geralmente, faixas alternadas. Os minerais opacos ocorrem disseminados em ambas. Nas camadas cloríticas observa-se a presença de biotita reliquiar cercada por clorita (Fotomicrografia 15). As bandas claras mostram cristais de quartzo alongados, imbricados e fortemente deformados. É evidente ter ocorrido forte cisalhamento, que apesar de ter afetado toda a rocha, é mais visível no quartzo. Posteriormente à deformação, formaram-se outros cristais maiores de quartzo, que constituem porfiroblastos e englobam, por vezes, outros minerais, tais como opacos, clorita, biotita e zircão. Também as magnetitas parecem ocorrer em duas gerações: uma deformada e contemporânea a quartzo e mica, e outra posterior, formada por cristais idiomórficos que "empurraram" as demais camadas quartzosas e cloríticas (Fotomicrografia 16).

5.6.3. Discussão

O modo de ocorrência indica que os clorita xistos constituíam originalmente sedimentos pelíticos intercalados aos sílico-ferruginosos. Durante o metamorfismo regional, os últimos originaram os quartzitos com magnetita enquanto que os pelitos, portadores de impurezas ferruginosas, geraram clorita xistos. A presença de biotita remanescente nessas rochas demonstra que foi alcançado um grau metamórfico mais alto que o registrado atualmente. Assim, as biotitas, inicialmente formadas, transformaram-se em cloritas em decorrência do metamorfismo regressivo.

Schwartz (1958) estudou a alteração da biotita sob condições hidrotermais; e analisou o processo de formação dos diversos minerais resultantes.

Harker (1950) assinalou que as cloritas são menos ferríferas do que as biotitas das quais derivam, e o ferro liberado na reação forma magnetita.

Aplicando-se as conclusões desses Autores no caso pre-

TABELA 21

Análise e fórmula química de clorita dos clorita xistos

(Amostra A-78)

	% em peso	número de ions	
SiO ₂	28,54	Si	2,82
Al ₂ O ₃	20,36	Al	1,18
TiO ₂	0,11		
CaO	-	Al	1,19
MgO	18,91	Ti	0,01
MnO	0,09	Mg	2,81
Fe ₂ O ₃	5,46	Mn	0,01
FeO	16,66		
K ₂ O	0,01	Fe ³⁺	0,40
Na ₂ O	0,03	Fe ²⁺	1,37
H ₂ O ⁽⁺⁾	9,57		
H ₂ O ⁽⁻⁾	0,11		
Total	99,85		

Y - 4,00

X - 5,79

TABELA 22

Análises modais dos clorita xistos

	A-241	A-78	A-238a	A-240
Clorita	56,3	61,2	62,6	26,5
Quartzo	34,7	34,5	29,3	21,9
Opacos	6,0	4,2	8,0	44,0
Plagioclásio	1,9	-	-	5,3
Biotita	0,8	Tr	Tr	0,7
Apatita	Tr	-	Tr	1,6
Zircão	0,2	Tr	Tr	-
Epídoto	Tr	-	-	-
Sericita	Tr	-	-	Tr

sente, verifica-se que as soluções que atacaram as biotitas devem ter retirado quase todo o potássio, pois somente traços de sericita foram observados nos cloritas xistos. A existência de cristais de magnetita, cujas características texturais, indicam pertencer a uma segunda geração, poderia ser explicada pela teoria de Harker (op. cit.).

Das cloritas citadas por Deer, Howie e Zussman (1963), duas pertencem a associações mineralógicas semelhantes à descrita. Esses minerais, analisados por Engelhart, possuem teores de ferro total de 46,66% e 41,12% e associam-se, respectivamente, a quartzo e magnetita, e a quartzo, magnetita e siderita. No caso estudado o teor de ferro total na amostra analisada é de 22,12% (Tabela 21). Essa comparação, que, se efetuada isoladamente, não serviria absolutamente como prova, pode, no caso estudado, em decorrência dos demais argumentos, corroborar a possível perda de ferro na transformação de biotita para clorita.

5.7. O metamorfismo regressivo

Segundo Turner e Verhoogen (1960), metamorfismo regressivo é "um reajustamento de associações mineralógicas de alta temperatura em temperaturas mais baixas. É geralmente atribuído a deformações ou atividades hidrotermais posteriores às fases principais do metamorfismo".

Evidentemente, após atingidos os mais altos estágios do metamorfismo progressivo normal, a temperatura declina. No entanto, os minerais formados durante as fases de pressões e temperaturas mais altas normalmente permanecem, pois o evento retrometamórfico é relativamente raro. Segundo Turner (1948), a velocidade de ajustamento químico, sob temperatura decrescente, em associações mineralógicas ricas em silicatos, é extremamente baixa. Assim, as associações formadas em altas temperaturas permanecem estáveis, salvo se, durante os estágios posteriores ocorrerem fenômenos que acelerem as reações de baixa temperatura. Além disso, deve-se considerar a frequente ausência de água, já expulsa do sistema durante as reações anteriores, ocorridas durante o metamorfismo progressivo, que acarretaram a formação de silicatos anidros (Turner e Verhoogen, 1960).

Na região de Morretes-Antonina, após a fase mais intensa de metamorfismo regional progressivo, onde temperatura e pressão atingiram valores máximos, iniciou-se o natural declínio de temperatura, estágio ao que se acredita, longo, em rochas de grande profundidade (Wyckoff, 1952). Durante esse período, corpos graníticos introduziram-se nas rochas metamórficas. Provavelmente ocorreram deformações sincrônicas em várias regiões ocupadas pelas encaixantes, especialmente na parte central da região I (Figura 3), rica de quartzitos com magnetita e clorita xistos. Essas regiões cisalhadas favoreceram a percolação de soluções.

O metamorfismo regressivo provoca, geralmente, cristalização de minerais mais hidratados que os anteriores. No caso estudado, os xistos magnesianos, principalmente, e os clorita xistos, em segundo lugar, necessitaram de consideráveis quantidades de H_2O para sua formação. Assim, é possível que as soluções percolantes tenham sido, pelo menos em parte, provenientes de fases hidrotermais relacionadas aos granitos.

Na zona afetada pelo metamorfismo regressivo existem anfibolitos, xistos magnesianos, gnaisses, clorita xistos e quartzitos com magnetita.

Nos anfibolitos, foram observadas transformações de hornblenda em actinolita; de hornblenda em biotita, epidoto e quartzo; de hornblenda em clorita, epidoto, quartzo e titanita; de ilmenita em titanita e de plagioclásio cálcico em albita e epidoto. Os estudos de Crawford (1966) situam esta última reação entre as isógradas da biotita e da almandina, e o campo de estabilidade da albita limita a temperatura dessa transformação a 400° - 450° C no máximo (MacKenzie, 1957, McConnel e McKie, 1960). A comparação química entre os anfibolitos a andesina-labradorita e os albiticos revelou pequenas diferenças. Os anfibolitos a albita mostraram teores de alk e k levemente superiores, e valores de mg inferiores aos anfibolitos a andesina-labradorita.

Como foi assinalado no capítulo de petrogênese, não se pode precisar até que ponto o metamorfismo regional normal afetou as rochas ultramáficas formadoras dos xistos magnesianos. Porém, as associações de xistos magnesianos com gnaisses e anfibolitos albiticos e a presença de antigorita nos produtos finais, indicando temperaturas máximas de 400° C - 500° C (Bowen e Tuttle, 1949), mostram que a evolução final dessas rochas deu-se durante o metamorfismo regressivo. Várias transformações mineralógicas ocorreram (Figura 18), sendo talco, clorita e antigorita os produtos finais. A evolução química final dos xistos magnesianos ocorreu com considerável adição de água e perda de cálcio. À exceção de H e Ca, os demais elementos importantes (Si, Al, Fe e Mg) pouco ou nada variaram durante o processo.

Nos gnaisses, as principais reações retrometamórficas observadas foram: transformação do plagioclásio cálcico em albita e epidoto, e de ilmenita em titanita. As temperaturas alcançadas pelos gnaisses albiticos, estimadas pelo método de Barth (1951, 1962), acusaram valores de 390° C e 420° C. O estudo experimental do campo de estabilidade da albita, já referido, indicaria temperaturas de até 400° C - 450° C.

Nos quartzitos com magnetita, o evento do metamorfismo regressivo provocou cataclase generalizada e martitização parcial da magnetita.

Os clorita xistos mostram cristais remanescentes de biotita. Na transformação deste mineral em clorita, além da retirada de potássio, parece ter ocorrido perda de ferro, que teria originado segunda geração de magnetita porfiroblástica.

Na Figura 3 foram delimitadas duas zonas: a zona I compreende rochas profundamente afetadas pelo metamorfismo retrógrado e a zona II inclui amostras onde a ação do metamorfismo regressivo foi incipiente ou inexistente. Deve-se ressaltar que a divisão efetuada é muito esquemática, e deve ser encarada como uma tentativa. Isto porque o número de afloramentos existentes é pequeno, provocando incerteza no traçado da linha divisória das zonas. Além disso, a intensidade do metamorfismo regressivo varia de acordo com a litologia, permeabilidade, estrutura, e tipo de mineral primário das rochas.

Inicialmente, foram colocadas dentro da zona I (Figura 3) as rochas onde o metamorfismo regressivo é mais evidente: anfíbolitos a albita, gnaisses albiticos e clorita xistos. Posteriormente, verificou-se que os xistos magnesianos associam-se a gnaisses e anfíbolitos a albita, e são portadores de evidências retrometamórficas. Essas rochas foram então incluídas na zona I. Por fim, notou-se que os quartzitos com magnetita associam-se com rochas retrometamorfizadas (clorita xistos, anfíbolitos e gnaisses albiticos) e exibem sinais de metamorfismo regressivo. Também essas rochas foram abrangidas pela zona I.

De modo geral, as associações mineralógicas das diversas rochas da zona I indicam fácies dos xistos verdes (Turner e Verhoogen, 1960; Turner, 1968), embora ocorram algumas amostras de xistos magnesianos que exibem transição entre o fácies dos xistos verdes e o fácies anfíbolito.

Na zona II ocorrem gnaisses a oligoclásio-andesina, anfíbolitos a andesina-labradorita e gonditos, nos quais não foram notados sinais de metamorfismo retrógrado. Além dessas rochas, estão incluídos nessa região os anfíbolitos a oligoclásio-andesina, que exibem alguns sinais de metamorfismo regressivo. Essas evidências, são muito fracas quando comparadas com as existentes nos anfíbolitos albiticos. As rochas da zona II podem ser enquadradas no fácies anfíbolito (Turner e Verhoogen, 1960; Turner, 1968).

6. SUMÁRIO E CONCLUSÕES

Os estudos mineralógicos e petrográficos das rochas metamórficas da área Morretes-Antonina permitiram a delimitação de duas zonas. Uma delas, que pode ser enquadrada na fácies anfibolito, é constituída por gnaisses a oligoclásio-andesina, nos quais se intercalam gonditos, anfibolitos a oligoclásio-andesina e andesina-labradorita. A outra região, fortemente afetada pelo metamorfismo regressivo, contém gnaisses e anfibolitos a albita, xistos magnesianos, clorita xistos e quartzitos com magnetita; rochas pertencentes ao fácies dos xistos verdes.

O estudo químico de elementos maiores dos anfibolitos sugere origem ortometamórfica,

Os anfibolitos a andesina-labradorita são praticamente isentos de sinais de metamorfismo regressivo e constituem-se essencialmente de hornblendas, predominantemente marrons, e de plagioclásios An_{40} - An_{54} . Quartzo, epídoto primário, opacos, clinopiroxênio, titanita, clorita, apatita e granada são acessórios. Embora sem dados precisos para a avaliação das temperaturas máximas atingidas durante o metamorfismo regional progressivo, correlaciona-se o caso estudado a outros tratados na literatura disponível, nos quais as temperaturas determinadas, alcançaram valores da ordem de 550° - 575° C.

A associação mineralógica predominante nos anfibolitos a albita é composta por actinolita, epídoto e albita (An_0 - An_5). Biotita, hornblenda verde, clorita e titanita ocorrem em quantidades subordinadas. Apatita e carbonato são acessórios raros. As transformações hornblenda $\rightarrow$ actinolita, hornblenda $\rightarrow$ biotita + epídoto + quartzo, hornblenda $\rightarrow$ clorita + titanita + epídoto + quartzo, plagioclásio cálcico $\rightarrow$ plagioclásio sódico + epídoto são comuns nessas rochas. A análise da última das reações mencionadas indica que o fenômeno ocorreu a temperaturas máximas de 400° C - 450° C.

Em um grupo intermediário, não muito homogêneo, mais próximo dos anfibolitos a andesina-labradorita do que dos albiticos, situam-se os anfibolitos a oligoclásio-andesina. Hornblendas, verdes e marrons, e plagioclásios An_{25-35} são seus principais constituintes. Além desses minerais, foram determinados, em quantidades subordinadas, epídoto primário e secundário, quartzo, opacos, titâni

ta, biotita, actinolita, apatita e clorita. Zircão e clinopiroxênio estão presentes somente em uma amostra.

De modo geral, a comparação química dos anfíbolitos de alto e baixo grau mostrou pequenas diferenças. Os números de Niggli evidenciaram que os anfíbolitos a albita têm valores de mg inferiores, e teores de si, alk e k pouco superiores aos existentes nos anfíbolitos a andesina-labradorita.

Os xistos magnesianos foram divididos em seis grupos: talco-xistos, talco-tremolita xistos, tremolita xistos, clorita-talco xistos, antigorita-talco xistos e cummingtonita-tremolita xistos.

A evolução final do processo metamórfico provocou a formação de talco, clorita e antigorita nessas rochas. Clorita derivou-se de tremolita, hornblenda e cummingtonita. As antigoritas provieram de olivinas. Em uma das amostras observou-se a transformação tremolita → antigorita. Talco originou-se de piroxênio e tremolita. A formação desse anfibólio a partir de piroxênio, hornblenda e cummingtonita é visível em várias secções.

Os estudos mineralógicos, petrográficos e químicos mostraram que os xistos magnesianos provieram de rochas ultramáficas, provavelmente ricas em piroxênios talco-magnesianos, e portadoras de olivinas e talvez de anfibólios. A composição média teórica dessas rochas aproximar-se-ia de um olivina piroxenito.

A primeira etapa de transformação das rochas ultramáficas resultou principalmente na formação de anfibólio xistos, de natureza predominantemente tremolítica. A fase final do processo originou xistos com talco, clorita e serpentina. A evolução metamórfica, principalmente em suas fases finais, deu-se com considerável adição de H₂O e perda de cálcio. Os demais elementos importantes (Si, Al, Fe e Mg) sofreram variação muito pequena. Não é possível saber até que ponto o metamorfismo regional teria afetado as rochas ultramáficas. A presença porém, de xistos magnesianos associados a gnaisses albiticos e anfíbolitos a albita, e a ocorrência de antigorita, mineral que indica temperaturas máximas de 400°C-500°C, evidenciam a influência do metamorfismo retrógrado na formação dessas rochas.

Os gonditos situam-se foram da zona atingida pelo metamorfismo regressivo. São rochas em geral granoblásticas, cujos principais constituintes são: granadas, nas quais predomina o termo espessartita, anfibólio manganífero da série cummingtonita-grunerita, piroxênio salítico, quartzo e opacos (magnetita e psilomelana).

Os quartzitos com magnetita provieram de sedimentos sílico-ferruginosos. O metamorfismo regressivo, que influenciou fortemente na zona ocupada por essas rochas, produziu cataclase generalizada e transformação parcial de magnetita em hematita.

Sedimentos argilosos, portadores, provavelmente, de impurezas ferruginosas, originaram os clorita xistos. Metamorfismo retrógrado é evidenciado, nessas rochas, por forte cataclase e por presença de cristais remanescentes de biotita. Durante a transformação desse mineral em clorita, ocorreu, provavelmente, liberação de ferro, que teria originado uma segunda geração de magnetita porfiroblástica e não deformada.

Existem dois tipos principais de gnaisses. Os de grau mais alto, denominados gnaisses a oligoclásio-andesina, cuja formação teria ocorrido por volta de 480°C e 520°C , subdividem-se em dois grupos: ricos e pobres em biotita. Dentre os de baixo grau, situados dentro da zona retrometamórfica e intitulados gnaisses a albita, duas são as variedades: uma delas é rica em biotita e epídoto, e a quantidade de plagioclásio supera a de feldspato potássico. Na outra, muscovita é a mica predominante; o teor de epídoto embora grande, é menor que no caso anterior. Feldspato potássico predomina sobre plagioclásio. As transformações plagioclásio cálcico $\rightarrow$ albita + epídoto e ilmenita $\rightarrow$ titanita são comuns nos gnaisses a albita. O cisalhamento é generalizado. A temperatura de formação dessas rochas oscilava em torno de 390° - 420°C .

Resumindo a sucessão de eventos geológicos da região, conclui-se que após o evento do metamorfismo regional progressivo, cuja idade é de 600 m. a., ocorreram intrusões graníticas de natureza alcalina. Apesar das relações de campo serem imprecisas, vários fenômenos atestam o caráter intrusivo dos corpos graníticos. De fato, temperatura de formação, textura, mineralogia e provavelmente composição química de granitos e gnaisses são muito diferentes. Além disso, em dois anfibolitos próximos ao contato, existem sinais de metamorfismo de contato. A intrusão dos batolitos graníticos, cuja cristalização teria ocorrido por volta de 700°C - 750°C , foi, provavelmente, contemporânea com as deformações e o cisalhamento observados nas encaixantes metamórficas, destacando-se, nesse particular, as rochas da zona I (Figura 3). Nessa região houve, portanto, maior facilidade para a percolação de soluções, cuja origem, pelo menos parcial, poderia estar ligada às fases hidrotermais do granito. Sucederam-se então transformações mineralógicas que caracterizaram o metamorfismo regressivo. O limite de temperatura máximo dessas reações teria sido da ordem de 400°C - 450°C .

7. AGRADECIMENTOS

O presente trabalho foi realizado com a colaboração de várias pessoas e organizações. O Conselho Nacional de Pesquisas e a Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo concederam imprescindíveis auxílios para os trabalhos de campo e laboratório.

Os melhores agradecimentos são consignados ao Prof. Dr. José Moacyr Vianna Coutinho pela orientação e colaboração dispensadas durante o transcorrer dos trabalhos. Na fase inicial, a pesquisa foi orientada pelo Prof. Dr. Rui Ribeiro Franco, a quem o autor é profundamente grato.

Durante a elaboração do trabalho, vários capítulos foram discutidos com o Dr. Umberto G. Cordani, cujas sugestões e críticas foram de grande utilidade. O colega Marcos Aurélio Farias de Oliveira revisou grande parte do texto. O autor é sinceramente grato a ambos.

Agradecimentos também são devidos aos químicos Pedro Santini, Sylvia Lourdes Moro, Raphael Hypolito e ao geólogo Altamir B. de Oliveira, que executaram análises químicas completas de rochas e minerais. O sr. Cláudio Comerlatti determinou teores de sódio e potássio em minerais por meio de fotometria de chama.

Sinceros agradecimentos são consignados ao Dr. Antonio Carlos Moniz e ao geólogo Adilson Carvalho, que esclareceram e orientaram a utilização de várias técnicas radiocristalográficas e colocaram à disposição do autor o equipamento de raios X do Instituto Agronômico de Campinas.

O geólogo Antonio G. Inglês efetuou estudos roentgenográficos em granadas. O geólogo Ricardo Francesconi colaborou na confecção de microfotografias. A separação de minerais foi efetuada pelos srs. Mário B. Paquola e Alexandre Jazedje. O sr. José Ponchirolli desincumbiu-se da datilografia e o sr. José Rufino executou os mapas e gráficos. O sr. Italo Bello auxiliou na parte gráfica. A todos o autor externa a mais sincera gratidão.

8. BIBLIOGRAFIA

- AB'SABER, A.N. e BIGARELLA, J.J. (1961) - Considerações sobre a geomorfogênese da Serra do Mar no Paraná - Bol. Par. Geogr. n°s. 4/5, p.94, Curitiba
- AB'SABER, A.N. e BIGARELLA, J.J. (1961a) - Superfícies aplainadas no primeiro planalto do Paraná - Bol. Par. Geogr. n°s. 4/5, p.116, Curitiba
- AMARAL, G., CORDANI, U.G., KAWASHITA, K. e REYNOLDS, J.H. (1966) - Potassium argon dates of basaltic rocks from Southern Brazil - Geoch. et Cosmoch. Acta, v. 30, p. 159
- ATHERTON, M.P. (1965) - The chemical significance of isograds - Controls of Metamorphism - Geol. J. Special Issue n° 1, p. 169
- BARTH, T. F. W. (1948) - Oxygen in rocks: a basis for petrographic calculations - J. Geol., v. 56, p. 50
- BARTH, T. F. W. (1951) - The feldspar geologic thermometers - Neues Jahrb. Min., Abhandl., v. 82, p. 143
- BARTH, T. F. W. (1955) - Presentation of rock analyses - J. Geol. v. 63, n° 4, p. 348
- BARTH, T. F. W. (1962) - The feldspar geologic thermometers - Norsk Geol. Tidsskr., Bind 42, Feldspar Volume, p. 330
- BARTORELLI, A., MINIOLI, B. e KAWASHITA, K. (em preparação) - Estudo das rochas ultrabásicas de Itajubá, Santa Catarina
- BENNINGTON, K. O. (1956) - Role of shearing stress and pressure in differentiation as illustrated by some mineral reactions in the system $MgO-SiO_2-H_2O$ - J. Geol., v. 64, p. 558
- BIGARELLA, J. J. e SALAMUNI, R. (1956) - Estudos preliminares na série Açungui - Algumas estruturas singenéticas nos dolomitos da Formação Capiu - Arq. Bol. Tecn. v. XI, Art. 10, p. 197
- BINNS, R. A. (1965) - The mineralogy of metamorphosed basic rocks from the Willyama Complex, Broken Hill district, New South Wales - Part I - Hornblendes - Min. Mag., v. 35, p. 306
- BOWEN, N. L. e TUTTLE, O. F. (1949) - The system $MgO-SiO_2-H_2O$ - Bull. Geol. Soc. Amer., v. 60, p. 439
- BURRI, C. (1964) - Petrochemical calculations - Jerusalem
- CAMARGO, W. G. R. de e INGLEZ, A. G. (1967) - Determination of unit cell dimensions by a graphic analytical method - Annual Meeting of the American Crystallographic Association, Atlanta, Georgia
- CHAO, S. e TAYLOR, W. H. (1940) - Isomorphous replacement and superlattice structure in the plagioclase feldspar - Roy. Soc. London Proc. Ser. A. 176, p. 76

- CHAYES, F. (1949) - A simple point-counter for thin-section analyses - Amer. Mineral., 134, p. 1
- CHAYES, F. (1952) - Notes on the staining of potash feldspar with sodium cobaltinitrite in thin sections - Amer. Mineral., v. 37, p. 337
- CHIDESTER, A. H. (1962) - Petrology and geochemistry of selected talc-bearing ultramafic rocks and adjacent country rocks in North Central Vermont - U.S. Geol. Prof. Paper, 345
- CHRISTIE, O. H. J. (1959) - Note on equilibrium between plagioclase and epidote - Nork. Geol. Tidsskr., v. 39, p. 268
- CORDANI, U. G. e BITTENCOURT, I. (1967) - Determinações de idade potássio-argônio em rochas do Grupo Açungui - Anais do XXI Congresso Brasileiro de Geologia, p. 218
- CORDANI, U. G. e GIRARDI, V. A. V. (1967) - Geologia da fôlha de Morretes - Bol. da Univ. Fed. do Paraná - Geologia nº 26
- CORDANI, U. G. e KAWASHITA, K. (em preparação) - Estudo geocronológico da região de Morretes
- CORDANI, U. G., MELCHER, G. C. e ALMEIDA, F. F. M. de (1968) - Outline of the precambrian geochronology of South America - Canadian J. of Earth Sciences, 5, p. 629
- COUTINHO, J. M. V. (1968) - Petrologia do pré-cambriano em São Paulo e arredores - Tese apresentada ao concurso de provimento de Professor Catedrático da Cadeira de Petrologia - FFCL-USP-São Paulo
- COUTINHO, J. V. M., GIRARDI, V. A. V. e OLIVEIRA, A. B. (1967) - Piroxênio salítico em rocha metamórfica de Antonina, Paraná - XXI Congresso Brasileiro de Geologia - Bol. Paranaense de Geociências, nº 26, p. 60
- CRAWFORD, M. L. (1966) - Composition of plagioclase and associated minerals in some schists from Vermont, U.S.A., and South West land, New Zeland, with inferences about peristerite solvus - Contr. Mineral. and Petrol., 13, p. 269
- DEER, W. A. (1938) - The composition and paragenesis of the hornblendes of the Glen Tilt Complex, Perthshire - Min. Mag., v. 25, p. 56
- DEER, W. A., HOWIE, R. A. e ZUSSMAN, J. (1963) - Rock forming minerals - Longmans, London
- DIETRICH, R. V. (1961) - Comments on the two feldspar geothermometer and K-feldspar obliquity - Inst. Lucas Mallada - Cursos y Conferencias - Fasc. VIII, p. 15
- DOMINGUES, A. J. (1945) - Relatório da excursão ao Paraná e Santa Catarina - 103ª Tertúlia do Conselho Nacional de Geografia (23-3-1945). Bol. Geográfico: 25, p. 75, Rio de Janeiro

- DOOR II, J. V. N., COELHO, I. S. e HOREN, A. (1956) - The manganese deposits of Minas Gerais, Brasil - Inst. Geol. Congres., Symposium of manganese, v. 3, p. 279
- DU RIETZ, T. (1935) - Peridotites, serpentinites and soapstones of northern Sweden - Geol. Förr. Stokholm. Förrh., Bd. 57, p. 135
- ENGEL, A. E. J. (1949) - New York talcs, their geological features, mining, milling and uses - Mining Transactions, v. 184, p. 345
- ENGEL, A. E. J. e ENGEL, C. G. (1962) - Hornblendes formed during progressive metamorphism of amphibolites, Northwest Adirondack Mountains, New York, Bull. Geol. Soc. Amer., v. 73, p. 1499
- ENGEL, A. E. J. e ENGEL, C. G. (1962) - Progressive metamorphism of amphibolite, Northwest Adirondack Mountains, New York - Bull. Geol. Soc. Amer., A. F. Buddington, vol., p. 37
- EVANS, B. W. e LEAKE, B. E. (1960) - The composition and origin of the striped amphibolites of Connemara, Ireland - J. Petrol. 1, p. 337
- FORSTER, M. D. (1962) - Interpretation of the composition and a classification of the Chlorites - U.S. Geol. Serv. Prof. Paper 414-A
- FRANCO, R. R. (1958) - Contribuição ao conhecimento de rochas termometamórficas da série São Roque - Fac. Fil. Ci. Let., Bol. 189, Mineralogia nº 14, 81 pp.
- FUCK, R. A., MARINI, O. J. e TREIN, E. (1967) - Contribuição ao estudo de rochas graníticas no Estado do Paraná - Geologia do pré-devoniano e intrusivas subsequentes da porção oriental do Estado do Paraná - Bol. Paranaense de Geociências, nºs. 23 a 25, p. 183
- FUCK, R. A., TREIN, E. e MARINI, O. J. (1967) - Geologia e petrografia dos migmatitos do Paraná - Geologia do pré-devoniano e intrusivas subsequentes da porção oriental do Estado do Paraná - Bol. Paranaense de Geociências - nºs 23 a 25, p. 5
- FUCK, R. A., TREIN, E. e RIVEREAU, J. C. (1968) - Mapa geológico preliminar do litoral e da serra do Mar no Estado do Paraná - XXII Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte
- GAZZI, P. (1963) - On the microscopic determination of the amphiboles in grains - Amer. Mineral., v. 48, nºs 3 e 4, p. 422
- GAY, P. e SMITH, J. V. (1955) - Phase reaction in the plagioclase feldspar; composition range An₇₀ to An₉₀. Acta Kryst. 8, p. 64
- GIRARDI, V. A. V., INGLEZ, A. G., SANTINI, P. e MORO, S. L. (1968). - As granadas manganíferas de Antonina, Paraná - XXII Congresso Brasileiro de Geologia - Belo Horizonte
- GOLDSMITH, J. R. e LAVES, F. (1954) - The microcline-sanidine stability reactions - Geoch. et Cosmoch. Acta, v. 5, p. 1
- GOMES, C. B., COUTINHO, J. M. V. e OLIVEIRA, A. B. (1964) - Sobre a dannemorita dos xistos da região de Guarulhos, SP - Ac. Bras. Ciências, v. 36, nº 3, p. 287
- GOMES, C. B., SANTINI, P. e DUTRA, C. V. (1964) - Petrochemistry of a precambrian amphibolite from the Jaraguá Area, São Paulo, Brazil - J. Geol., v. 72, nº5, p. 664

- HAAPALA, P. (1936) - On serpentine rocks of northern Karelia - Bull. Comm. Geol. Finlande, nº 114
- HARKER, A. (1950) - Metamorphism - Methuen e Co., London - 3^a edição
- HEIER, K. S. (1961) - The amphibolite-granulite facies transition reflected in the mineralogy of potassium feldspar - Inst. Lucas Mallada - Cursos y Conferencias, Fasc. VIII, p. 131
- HEIER, K. S. (1962) - The possible origins of amphibolites in an area of high metamorphic grade - Nork. Geol. Tridsskr. 42, p. 157
- HEINRICH, E. WM. (1956) - Microscopic Petrography - McGraw-Hill Book Co., Inc. - New York
- HEINRICH, E. WM. (1965) - Microscopic identification of minerals - McGraw-Hill Book Co., New York
- HELLNER, E., HINRICHSEN, Th. e SEIFERT, F. (1965) - The study of mixed crystals of minerals in metamorphic rocks - Controls of metamorphism - Geol. J. Special Issue nº 1, p. 155
- HESS, H. H. (1933) - Hydrothermal metamorphism of an ultrabasic intrusive of Schuyler, Virginia - Amer. J. Sci., Ser. 5, v. 26, p. 337
- HESS, H. H. (1949) - Chemical composition and optical properties of common clinopyroxenes, Part I - Amer. Mineral., 34, p. 621
- HEY, M. H. (1954) - A new review of chlorites - Min. Mag., v. 30, p. 277
- HOLDAWAY, M. J. (1965) - Basic regional metamorphic rocks in part of the Klamath Mountains, Northern California - Amer. Mineral., v. 50, p. 953
- KLEIN, C. (1964) - Cumingtonite-grunerite series: a chemical, optical and X-ray study - Amer. Mineral., v. 49, p. 963
- KLEIN, C. (1968) - Coexisting amphiboles - J. Petrol., v. 9, part 2, p. 281
- LAPADU-HARGUES, P. (1958) - Observations a propos des amphibolites - Som. Soc. Geol. France, 8, p. 132
- LAVES, F. (1954) - The coexistence of two plagioclases in the oligoclase compositional range - J. Geol. 62, p. 409
- LEAKE, B. E. (1964) - The chemical distinction between ortho and para-amphibolites - J. Petrol., v. 5, nº 2, p. 238
- LEAKE, B. E. (1965) - The relationship between composition of calciferous amphibole and grade of metamorphism - Controls of metamorphism - Geol. J. Special Issue I - p. 299
- LEDENT, D. e PASTEELS, P. (1968) - Détermination de l'age des roches post-tectoniques du Sud-Est du Brésil - Annales de la Soc. Geol. de Belgique, Tome 91, Fasc. II

- LEGGO, P. J. (1966) - A study of potash feldspar gneisses of Connemara and feldspar comparison with the Galway granite - *Geol. Mag.*, v. 103, nº6, p. 522
- LEINZ, V. (1938) - Einsenerz-verkommen in Paraná, Brasilien - *Zeitschrift für praktische geologie*, 46, Jahrgang, Heft 1
- LEINZ, V. (1939) - Eine gondit-series aus Paraná, Brasilien - *Zentralblatt für Min. etc.* Jahrgang, Abt. A, nº2, s. 42-48
- LEONARDOS, O. (1938) - Ferro no Paraná - D.N.P.M., Serv. Fom. Prod. Mineral, Bol. nº25
- MAACK, R. (1947) - Breves notícias sobre a geologia dos Estados do Paraná e Santa Catarina - *Arq. Biol. Tecn. IBPT*, v. 11, 65-154, Curitiba
- MAACK, R. (1953) - Mapa geológico do Estado do Paraná - Ed. Comissão de Comemorações do Centenário do Paraná, Curitiba
- MAACK, R. (1961) - Sobre a ocorrência de granitos alcalinos no Estado do Paraná e sua posição dentro das fases orogenéticas algonquianas - *Bol. Univ. Paraná, Geologia* 4, 52 pp., Curitiba
- MACKENZIE, W. S. (1957) - The crystalline modifications of $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - *Amer. J. Sci.*, 255, p. 481
- MARINI, O. J. e LEPREVOST, A. (1967) - Principais recursos minerais do Grupo Açungui, no Estado do Paraná - *Geologia do pré-devoniano e intrusivas subsequentes da porção oriental do Estado do Paraná* - *Bol. Paranaense de Geociências*, nºs 23 a 25, p. 157
- MARINI, O. J., FUCK, R. A. e TREIN, E. (1967) - Intrusivas básicas jurássico-cretáceas do primeiro planalto do Paraná - *Geologia do pré-devoniano e intrusivas subsequentes da porção oriental do Estado do Paraná* - *Bol. Paranaense de Geociências*, nºs 23 a 25, p. 307
- MARINI, O. J., TREIN, E. e FUCK, R. A. (1967) - O Grupo Açungui no Estado do Paraná - *Geologia do pré-devoniano e intrusivas subsequentes da porção oriental do Estado do Paraná* - *Bol. Paranaense de Geociências*, nºs 23 a 25, p. 43
- MCCONNEL, J. D. C. e MCKIE, D. (1960) - The kinetics of ordering processes in triclinic $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - *Mineral. Mag.*, 32, p. 436
- MELCHER, G. C. (1968) - Contribuição ao conhecimento do distrito mineral do Ribeira do Iguape, Estados de São Paulo e Paraná - *Tese para concurso de docência livre na Cadeira nº31 - Geologia Econômica - Escola Politécnica, USP*
- MELFI, A. J. (1967) - Potassium-argon ages for core samples from Southern Brazil - *Geoch. et Cosmoch. Acta*, v. 31, p. 1079
- MELFI, A. J., BITTENCOURT, I. e CORDANI, U. G. (1965) - Reconhecimento fotogeológico de parte do Grupo Açungui - *Bragantia*, v. 24, nº 34

- MILOVIKII, A. V. (1964) - Cr, V and Ni in ortho and parametamorphic rocks - *Geoch.International*, nº 5, p. 875
- MUELLER, R. F. (1960) - Compositional characteristics and equilibrium relations in mineral assemblages of a metamorphosed iron formation - *Am. J. Sci.*, 258, p. 449
- NAGY, B. e BATES, T. F. (1952) - Stability of chrysotile asbestos - *Amer. Mineral.*, v. 37, p. 1055
- NOBLE, D. C. (1962) - Plagioclase unmixing and lower boundary of the amphibolite facies - *J. Geol.*, v. 70, p. 234
- PETRUK, W. (1964) - Determination of the heavy atom content in chlorite by means of the X-ray diffractometer - *Amer. Mineral.*, v. 49, p. 61
- RAMBERG, H. (1944) - Petrological significance of some sub-solidus phase transitions in mixed crystals - *Norsk. Geol. Tidsskr.*, v. 23, p. 1
- ROXO, M. G. O. (1937) - Minérios de ferro no Brasil - 3º Congresso Sul-Americano de Química
- ROY, S. (1965) - Comparative study of the metamorphosed manganese protorees of the world - *Ec. Geol.*, v. 60, nº 6, p. 1238
- RUCKMICK, J. C. (1963) - The iron ores of Cerro Bolivar, Venezuela - *Ec. Geol.*, v. 58, p. 218
- RUCKMICK, J. C. e NOBLE, J. A. (1959) - Origin of the ultramafic complex at Union Bay, Southern Alaska - *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 70, p. 981
- RUELLAN, F. (1945) - Interpretação geomorfológica da Serra do Mar no Paraná - 103ª Tertúlia do Cons. Nac. de Geografia (27-3-1945) - *Bol. Geográfico* 25, p. 81 - Rio de Janeiro
- SCHWARTZ, G. M. (1958) - Alteration of biotite under mesothermal conditions - *Ec. Geol.* v. 53, p. 164
- SCHWARTZ, G. M. e TODD, J. H. (1941) - Comments on retrograde metamorphism - *J. Geol.*, v. 49, nº 2, p. 177
- SHAW, D. M. (1956) - Trace elements in pelitic rocks - *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 67, p. 919
- SHIDÔ, F. e MIYASHIRO, A. (1959) - Hornblendes of basic metamorphic rocks - *J. Fac. Sci., Univ. Tokyo*, 12, p. 85
- SNELLING, N. J. (1958) - A note on the possible sedimentary origin of some amphibolites from the Cooma Area, N.S. W. - *J. Roy. Soc. N.S. W.*, 92, pt. 2, p. 43
- STEIGER, R. H. e HART, S. R. (1967) - The microcline-orthoclase transition within a contact aureole - *Amer. Mineral.*, v. 52, p. 87
- SUNDIUS, N. (1931) - The optical proprieties of manganese poor grunerites and cummingtonites compared with those of manganese members - *Amer. J. Sci.*, 5th, ser., v. 21, p. 338

- TAVORA, F. J., CORDANI, U. G. e KAWASHITA, K. (1967) - Determinações de idade potássio-argônio em rochas da região central da Bahia - Anais do XXI Congresso Brasileiro de Geologia, p. 235, Curitiba
- TOMSAKA, T. C. (1962) - On order-disorder transformation and stability range of microcline under high vapour pressure - Mineral. J. (Tokyo) - 3, p. 261
- TROGER, W. E. (1956) - Optische bestimmung der gesteinsbildenden minerale - teil 1 - Stuttgart
- TURNER, F. J. (1948) - Mineralogical and structural evolution of metamorphic rocks - Geol. Soc. Amer. Mem., 30, p. 299
- TURNER, F. J. (1968) - Metamorphic petrology - McGraw-Hill Book Co., New York
- TURNER, F. J. e VERHOOGEN (1960) - Igneous and metamorphic petrology - McGraw-Hill Co., New York
- VANDOROS, P. e FRANCO, R. R. (1966) - Determinações de idades de granitos da região de Mogi das Cruzes, São Paulo, pelos métodos potássio-argônio e rubídio-estrôncio - Anais Acad. Bras. de Ciências, v. 38, nº2.
- VERSALO, A. (1965) - Talc schists and soapstone occurrences of Finlande - Bull. Comm. Geol. Finlande, nº 216
- WALDRETT, A. J. (1966) - Talc-carbonate alteration of some serpentinized ultramafic rocks south of Timmius, Ontario - J. Petrol., v. 7, nº 3, p. 489
- WALKER, K. R., JOPLIN, G. A., LOVERING, J. F. e GREEN, R. (1960) - Metamorphic and metassomatic convergence of basic igneous rocks and lime-magnesia sediments of the precambrian of North-Western Queensland - J. Geol. Soc. Australia, v. 6, p. 149
- WHITTAKER, E. J. W. (1953) - The structure of Chrysotile - Acta Cryst. v. 6, p. 747
- WHITTAKER, E. J. W. e ZUSSMAN, J. (1956) - The characterization of serpentine minerals by X-ray diffraction - Min. Mag., v. 31, p. 107
- WILK, A. B. (1953) - Composition and origin of soapstone - Bull. Comm. Geol. Finlande, nº. 165, p. 5
- WINKLER, H. G. F. (1965) - Petrogenesis of metamorphic rocks - Göttingen
- WRIGHT, L. A. (1950) - California talcs - Mining Transactions, v. 187, p. 121
- WRIGHT, T. L. (1968) - X-ray and optical study of alkali feldspar: II - An X-ray method for determining the composition and structural state from measurement of 2 θ values for three reflections - Amer. Mineral. 53, p. 88

WYCKOFF, D. (1952) - Metamorphic facies in the Wissahickon schists near Philadelphia, Pennsylvania - Bull. Geol. Soc. Amer., v. 63, n° 1, p. 25

WYLLIE, P. J. (1967) - Ultramafic and related rocks - John Wiley and Sons, New York

Fotomicrografia 1 - Cristal de ilmenita parcialmente transformado em titanita. Rocha - anfibolito a albita. Nícois descruzados. Aumento 200 x

Fotomicrografia 2 - Núcleo de hornblenda I (marrom) cercado por hornblenda II (verde). Rocha - anfibolito a oligoclásio andesina. Nícois descruzados. Aumento 200 x

Fotomicrografia 3 - Núcleo residual de hornblenda II (verde) cerca
do por actinolita. Rocha - anfibolito a albita.
Nícois cruzados. Aumento 400 x

Fotomicrografia 4 - Hornblenda II (verde) parcialmente transforma-
da em biotita, quartzo e epídoto. Rocha - anfibolito a albita. Nícois descruzados. Aumento 200 x

Fotomicrografia 5 - Cristal de plagioclásio albitico quase totalmente preenchido por epídoto. Rocha - anfibolito a albita. Nícois descruzados. Aumento 200 x

Fotomicrografia 6 - Hornblenda parcialmente transformada em clorita, quartzo, epídoto e titanita. Rocha - anfibolito a albita. Nícois descruzados. Aumento 300 x

Fotomicrografia 7 - Núcleo remanescente de piroxênio cercado por tremolita. Rocha - tremolita xisto. Nícois des cruzados. Aumento 300 x

Fotomicrografia 8 - Mineral máfico, talvez olivina, totalmente substituído por antigorita e magnetita. Rocha - anti-gorita-talco xisto. Nícois cruzados. Aumento 200 x

Fotomicrografia 9 - Cristal de tremolita quase completamente substituído por talco e clorita. TR = tremolita. CL = clorita. T = talco. Rocha - antigorita-talco xisto. Nícois cruzados. Aumento 300 x

Fotomicrografia 10 - Núcleos de cummingtonita cercados por tremolitas. Rocha - cummingtonita-tremolita xisto. Nícois cruzados. Aumento 200 x

Fotomicrografia 11 - Tremolita (branca) contendo núcleo (preto) clorítico. Rocha - clorita-talco xisto. Nícois cruzados. Aumento 230 x

Fotomicrografia 12 - Plagioclásios albiticos quase completamente preenchidos por epídotos. Rocha - gnaiss e albíta. Nícois cruzados. Aumento 120 x

Fotomicrografia 13 - Piroxênio salítico mostrando partição segundo duas direções da forma $(\bar{1}11)$. Rocha - gondito. Nícois descruzados. Aumento 100 x

Fotomicrografia 14 - Cisalhamento em quartzito com magnetita. Nícois cruzados. Aumento 80 x

Fotomicrografia 15 - Cristais remanescentes de biotita cercados por cloritas. Rocha - clorita xisto. Nícois descruzados. Aumento 100 x

Fotomicrografia 16 - Magnetita porfiroblástica "empurrando" faixas quartzosas e micáceas. Rocha - clorita xisto. Nícois descruzados. Aumento 100 x