EXCELSO RUBERTI

MINERALOGIA QUÍMICA DOS ANFIBOLITOS DA REGIÃO DE MORRETES-ANTONINA, PARANÁ

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005485

Dissertação de Mestrado apresentada ao
Instituto de Geociências da Universidade de
São Paulo.

Orientador:

Prof. Dr. Celso de Barros Gomes

SÃO PAULO
1977

ÍNDICE GERAL

INTRODUÇÃO	1
METODOLOGIA	3
Condições de Operação	4
<i>Feldspatos</i>	4
<i>Anfibólitos</i>	5
<i>Opacos</i>	5
GEOLOGIA REGIONAL	6
GEOLOGIA LOCAL	7
Migmatitos	7
<i>Migmatitos homogêneos</i>	7
<i>Migmatitos heterogêneos</i>	9
Quartzitos e quartzo-muscovita xistos	11
Xistos magnesianos	11
Gonditos	11
Magnetita quartzitos	12
Granitos	12
Rochas intrusivas	13
ANFIBOLITOS	15
Petrografia	15
<i>Andesina-labradorita anfibolitos</i>	15
<i>Oligoclásio-andesina anfibolitos</i>	17
<i>Albita anfibolitos</i>	19

	11
Mineralogia Química	20
<i>Feldspatos</i>	20
Discussão dos resultados	21
Feldspatos potássicos	34
<i>Anfibólios</i>	38
Discussão dos resultados	39
Zoneamento	51
<i>Minerais opacos</i>	54
Discussão dos resultados	55
 A QUÍMICA MINERAL E O GRADIENTE METAMÓRFICO	 59
Feldspatos	59
Anfibólios	61
<i>Alumínio</i>	63
<i>Alcalis</i>	66
<i>Titânio</i>	68
Opacos	70
 METAMORFISMO	 72
 EVOLUÇÃO DOS ANFIBOLITOS	 75
 SUMÁRIO E CONCLUSÕES	 77
 AGRADECIMENTOS	 80
 BIBLIOGRAFIA	 81

ÍNDICE DAS ILUSTRAÇÕES

FIGURAS

Figura 1 - Mapa geológico da área de Morretes-Antonina	8
Figura 2 - Diagramas ternários Ab-An-Or para os plagioclásios das diversas amostras de andesina-labradorita anfibolitos.	22
Figura 3 - Diagramas ternários Ab-An-Or para os plagioclásios das diversas amostras de oligoclásio-andesina anfibolitos.	24
Figura 4 - Diagramas ternários Ab-An-Or para os plagioclásios das diversas amostras de albita anfibolitos.	25
Figura 5 - Gráfico integrando os dados constantes da Figura 2.	26
Figura 6 - Gráfico integrando os dados constantes das Figuras 3 e 4.	27
Figura 7 - Histograma de composição para os plagioclásios dos andesina-labradorita anfibolitos.	28
Figura 8 - Histograma de composição para os plagioclásios dos oligoclásio-andesina anfibolitos.	30
Figura 9 - Histograma de composição para os plagioclásios dos albita anfibolitos.	32
Figura 10 - Histograma de composição integrando os dados referentes aos andesina-labradorita, oligoclásio-andesina e albita anfibolitos.	33
Figura 11 - Diagramas ternários Ab-An-Or para os feldspatos potássicos de diversas amostras de anfibolitos.	35
Figura 12 - Gráfico reunindo os valores de Na+K e Al^{IV} para os anfibólios investigados.	41
Figura 13 - Diagrama de nomenclatura, proposto por LEAKE (1968), reunindo valores de Si, Ca+Na+K, Ti e número de Niggli <u>mg</u> .	45

Figura 14 - Diagrama de nomenclatura, proposto por LEAKE (1968), reunindo valores de Si, Ca+Na+K, Ti e número de Niggli <u>mg</u> .	45
Figura 15 - Gráfico reunindo os valores de Al^{1V} e Al^{VI} para os anfibólios de Morretes-Antonina.	46
Figura 16 - Gráfico reunindo os valores de Ca e (Na+K) <u>pa</u> ra os anfibólios de Morretes-Antonina.	67
Figura 17 - Gráfico reunindo os valores de Ti e Si para os anfibólios de Morretes-Antonina.	69

TABELAS

Tabela I - Análises modais de anfibolitos da região de Morretes-Antonina.	16
Tabela II - Composição química de plagioclásios, <u>expres</u> sa em termos dos componentes Ab, An e Or, dos oligoclásios-andesina anfibolitos.	23
Tabela III - Composição química de plagioclásios, <u>expres</u> sa em termos dos componentes Ab, An e Or, dos albita anfibolitos.	29
Tabela IV - Composição química média das diferentes <u>fa</u> ses de plagioclásios de anfibolitos da região de Morretes-Antonina.	31
Tabela V - Análises químicas parciais de feldspatos potássicos, expressas em função dos componentes moleculares Albita, Anortita e Orto <u>cl</u> ásio.	36
Tabela VI - Análise modal do anfibolito E-23.	37
Tabela VII - Composição química parcial de anfibólios dos andesina-labradorita anfibolitos da <u>re</u> gião de Morretes-Antonina.	40
Tabela VIII - Composição química parcial de anfibólios dos oligoclásio-andesina anfibolitos da <u>re</u> gião de Morretes-Antonina.	42

Tabela	IX - Fórmula estrutural, expressa na base de 23 átomos de oxigênio, dos anfibólios dos oligoclásio-andesina anfibolitos, e número de Niggli mg.	43
Tabela	X - Composição química parcial de anfibólios dos albita anfibolitos da região de Morretes-Antonina.	47
Tabela	XI - Fórmula estrutural, expressa na base de 23 átomos de oxigênio dos albita anfibolitos, e número de Niggli mg.	48
Tabela	XII - Composição química média das fases coexistentes de anfibólios nos diferentes grupos de anfibolitos.	50
Tabela	XIII - Composição química parcial de anfibólios zonados da região de Morretes-Antonina.	53
Tabela	XIV - Composição química parcial de ilmenita do andesina-labradorita anfibolitos, A-184.	55
Tabela	XV - Composição química parcial de ilmenita e magnetita dos oligoclásio-andesina anfibolitos da região de Morretes-Antonina.	56
Tabela	XVI - Composição química parcial de ilmenita e magnetita dos albita anfibolitos da região de Morretes-Antonina.	57
Tabela	XVII - Composição química média das fases coexistentes de opacos nos diferentes grupos de anfibolitos de Morretes-Antonina.	58
Tabela	XVIII - Valores modais médios para os grupos de anfibolitos da região de Morretes-Antonina.	74

INTRODUÇÃO

A região limitada pelas folhas geológicas de Morretes e Antonina, Estado do Paraná, tem sido alvo de atenção desde o início do século, em virtude, sobretudo, da ocorrência de minério de ferro e rochas manganíferas associadas. Muitos autores se ocuparam do estudo dessa região, visando mais o aspecto ligado ao minério de ferro propriamente dito, quer enfocando a sua parte econômica, quer o seu aspecto genético. Dentre os estudos realizados nessa região, destacam-se os de HUSSAK (1904; citação em LEONARDOS, 1938), OLIVEIRA (1927), ROXO (1937), LEONARDOS (1938) e LEINZ (1938). A geomorfologia da região, representada pela Serra do Mar, atraiu da mesma forma a atenção de vários autores, entre eles, DOMINGUES (1945), RUELLAN (1945), AB'SABER e BIGARELLA (1961). Por outro lado, MAACK (1947, 1953) realizou trabalhos de caráter mais geral, mas que também se referem às feições ocorrentes na área.

O primeiro levantamento geológico com detalhes da região foi efetuado por CORDANI e GIRARDI (1967), abrangendo apenas o município de Morretes, dele resultando a Folha Geológica de Morretes, na escala 1:75.000. Na oportunidade, esses autores concluíram que a área é constituída predominantemente por rochas metamórficas e ígneas pré-cambrianas, que se acham cortadas por diques de diabásio de idade mesozóica. Dentre as metamórficas, migmatitos heterogêneos (epibolitos) são as mais comuns, alternando-se localmente com migmatitos homogêneos. Nessas rochas, encontram-se intercalados concordantemente quartzitos, quartzo-muscovita xistos, xistos magnesianos, quartzitos com magnetita, anfibolitos e rochas manganíferas. Essas variedades petrográficas, à exceção daquelas aflorando em uma faixa situada na porção leste da área, que, devido ao metamorfismo regressivo, são formadas por uma assembléia mineralógica compatível com a fácies dos xistos verdes, foram enquadradas por aqueles autores dentro da fácies almandina anfibolito.

A diversidade petrográfica, as evidências de retrometamorfismo e de zonas com grau metamórfico distintos levou GIRARDI (1969, 1971) e GIRARDI e SANTINI (1973) a efetuar um estudo petrológico minucioso das rochas da região mapeada, que se estendeu também ao município vizinho de Antonina. Assim procedendo, esse autor pode se ocupar igualmente das rochas anfíbolíticas, de considerável importância dentro do quadro metamórfico regional em virtude de sua grande susceptibilidade às variações do gradiente. Com base nas mudanças químicas, mineralógicas e texturais ocorridas nessas rochas, esse autor conseguiu delimitar na região duas zonas metamórficas perfeitamente distintas: Zona I, compreendendo rochas situadas em área afetada profundamente pelo metamorfismo regressivo, e Zona II, compreendendo litologia aflorando em área onde a ação do evento foi incipiente ou mesmo inexistente. Com base em algumas evidências químicas, esse autor teceu considerações quanto à origem dos anfibolitos, concluindo por admitir para os mesmos uma formação a partir de antigas rochas magmáticas básicas.

Face às peculiaridades mineralógicas e químicas apresentadas por esses anfibolitos, julgou-se altamente conveniente a execução de um programa de pesquisa com vista à caracterização química de seus principais minerais. Esses dados iriam possibilitar não apenas o confronto com os ópticos existentes, mas também o exame minucioso das mudanças químicas processadas nesses minerais em resposta às variações do gradiente metamórfico. Essas transformações químicas, traduzidas nas proporções variáveis de certos elementos sabidamente sensíveis às oscilações de pressão e temperatura, permitiriam, ainda, estabelecer as intensidades relativas com que os fenômenos de metamorfismo atuaram sobre os diferentes grupos de rochas.

Cumprе também acrescentar que a obtenção de dados químicos referentes a anfibólitos de rochas anfíbolíticas se revestiria de grande importância, visto que a literatura especializada não conta com maiores informações a respeito do quimismo desses minerais.

METODOLOGIA

O estudo óptico dos minerais foi feito com o auxílio de um microscópio petrográfico Ortholux-Pol, de fabricação Leitz. As análises modais foram levadas a efeito por meio de um contador de pontos, usando-se a técnica descrita em CHAYES (1949).

Para o trabalho analítico com a microsonda eletrônica, foram utilizadas secções delgadas polidas, empregando-se "araldite" como elemento de fixação do material à lâmina. As secções foram cobertas com carbono, recorrendo-se a um metalizador de fabricação JEOL, modelo JEE 4E. Este último trabalho teve lugar no laboratório de microsonda eletrônica do Instituto de Pesquisas Tecnológicas.

O programa analítico foi efetuado pelo autor no laboratório de microsonda do Instituto de Geociências, empregando-se um instrumento de fabricação "Applied Research Laboratories", modelo EMX-SM, equipado com três espectrômetros dispersivos e três pares de cristais (LiF/ADP, LiF/ADP e LiF/RAP).

Durante o trabalho analítico, realizado em 26 amostras, atenção especial foi dispensada ao fator de correção flutuação, efetuando-se leituras periódicas dos padrões utilizados para os três elementos analisados. Nos casos em que a variação da contagem no mesmo ponto foi superior a 3%, a correção foi aplicada. A radiação de fundo foi determinada através do método de leituras fora do ponto de sintonização (valores acima e abaixo do pico) e, no caso particular dos feldspatos, do emprego de padrões com número atômico médio similar ao da fase desconhecida, e não portador do elemento em fase de análise. A correção do fator tempo morto foi eliminada, mantendo-se as contagens nos contadores abaixo do limite 5000/segundo.

Os dados analíticos foram ainda corrigidos para os demais fatores (absorção, número atômico e fluorescência secundária), contando-se com o auxílio do método de BENCE e ALBEE

(1968). A exceção das ilmenitas, a precisão dos dados obtidos é estimada em torno de 3% para os elementos maiores e cerca de 5% para os menores.

As fórmulas químicas constantes das Tabelas VII, IX e XI foram calculadas, de conformidade com BINNS (1965), na base de 23 átomos de oxigênio, uma vez que as análises desses anfibólios são parciais (valores de H_2O não foram determinados).

Para quase todas as amostras analisadas, os valores listados nas tabelas correspondem à média aritmética de pelo menos 60 determinações em grânulos diferentes. Cuidados especiais foram tomados quanto à homogeneidade dos cristais, com as medidas tendo lugar nas suas bordas e porção central.

Condições de Operação

Feldspatos - Foram analisados apenas os elementos Na, Ca e K uma vez que eles são suficientes para a caracterização desses minerais. A sua composição acha-se expressa em termos dos componentes moleculares albita, anortita e ortoclásio. Como padrões, foram utilizados cristais naturais de plagioclásio e ortoclásio, procurando sempre que possível usar os de composição próxima ao da fase analisada. Devido ao uso desses padrões, as correções nesses minerais ficaram limitadas apenas aos fatores instrumentais, flutuação e radiação de fundo. Para a transformação dos dados em percentagem dos componentes moleculares, foi utilizado um programa de computação de uso interno (SLAVE).

As condições de instrumentação foram as seguintes: potencial de aceleração 15Kv, corrente de amostra 0,03 a 0,06 μ A, tempo de integração nos contadores 10", e diâmetro do feixe eletrônico aproximadamente 20 μ . O intervalo curto de integração associado ao grande diâmetro do feixe foram escolhidos para evitar-se problemas de volatilização do Na e K. Os padrões utilizados foram: albita (Tiburón), andesina (AC-362), labradorita (Lake View)

e ortoclásio ($Or \neq 1$).

Anfibólios - A presença de padrões adequados, pelo menos para as fases de composição próxima a hornblendas, facilitou em muito o trabalho analítico, obtendo-se, assim, resultados razoavelmente precisos. À exceção do fator flutuação, todos os demais foram rotineiramente aplicados. As condições de instrumentação utilizadas foram as seguintes: potencial de aceleração 15Kv, corrente de amostra 0,03 a 0,05 μ A, tempo de integração nos contadores 20" e diâmetro do feixe eletrônico aproximadamente 1 μ . Como padrões, foram empregados apenas cristais naturais, a saber, hornblenda (Arenal) para os elementos Ti e Mn e hornblenda (Kakanui) para os demais.

Estruturas zonadas nesses minerais foram determinadas mediante o traçado hipotético de perfis transversais nos cristais. Esse procedimento foi controlado manualmente, uma vez que o "step scan attachment", dispositivo que permite o deslocamento automático, mantendo-se o espaçamento constante, ao longo do perfil, apresentava, na oportunidade, problemas técnicos.

Opacos - Como minerais opacos presentes nessas rochas foram identificados tão somente ilmenita e magnetita. Para a sua caracterização mineralógica foram analisados apenas os elementos Ti, Fe e Al. A análise das magnetitas viu-se facilitada face à existência de padrão natural, o mesmo não ocorrendo no entanto com as ilmenitas. Para as magnetitas, os dados foram corrigidos apenas para os fatores flutuação e radiação de fundo. As condições de instrumentação foram as seguintes: potencial de aceleração, 15Kv, corrente de amostra 0,03 a 0,05 μ A, tempo de integração, 20" e diâmetro do feixe 1 μ . Como padrão, foi utilizada a magnetita (L4-175).

GEOLOGIA REGIONAL

Ao longo da costa Atlântica, desenvolveu-se um sistema de dobramentos constituído, alternadamente, por faixas dobradas e maciços medianos. A sua direção geral é NE-SW, e se estende desde o sul da Bahia até o Uruguai, formando o assim chamado sistema de dobramentos Ribeira (HASUI *et al.*, 1975).

Esse sistema inclui três faixas de rochas epimetamórficas denominadas faixas de dobramentos Apiaí, Tijucas e Uruguai Oriental, além de rochas meso e catazonais pertencentes aos maciços medianos de Joinville e Pelotas.

A faixa de dobramentos Apiaí engloba os Grupos São Roque, SP, e Açungui, PR, enquanto que a Tijucas é constituída pelos Grupos Brusque, SC, Porongos, RS, e Lavalleja, Uruguai. Por sua vez, a faixa de dobramentos Uruguai Oriental contém tão somente o Grupo Rochas.

Essas faixas de dobramentos são formadas por espessos pacotes de rochas ectiníticas, representadas por metassedimentos clásticos finos a grosseiros, clástico-químicos e químicos, que vieram a ser sede não só de abundantes corpos graníticos, como também de uma intensa atividade vulcânica básica, esta ocorrida no mesozóico. Esse magmatismo, reunindo intrusivas ácidas até básicas, parece ter sido o fator responsável por uma série de transformações químicas e petrológicas, causando fenômenos locais de metamorfismo de contato, de diaftorese, etc.

Os anfibolitos da região de Morretes-Antonina encontram-se intercalados em rochas tidas como a base do Grupo Açungui, da faixa de dobramentos Apiaí. Consequentemente, essas rochas, juntamente com as interrelacionadas formadas no mesmo evento metamórfico regional, foram atingidas por processos geológicos subsequentes, ocasionando importantes transformações mineralógicas.

GEOLOGIA LOCAL

A região de Morretes-Antonina situa-se numa área constituída predominantemente de gnaisses e migmatitos nos quais se acham intercalados concordantemente anfibolitos, xistos magnesianos, quartzitos, quartzo-muscovita xistos, magnetita quartzitos, gonditos e clorita xistos (Figura 1), a maioria dessas rochas ocorrendo em escala de afloramento.

Migmatitos

A área em apreço é formada, em sua maioria, por rochas sedimentares metamorfoseadas em escala regional, aparecendo migmatitos como a litologia mais comum. CORDANI e GIRARDI (1967), com base em dados mineralógicos e estruturais, enquadraram-nos na fácies almandina anfibolito de TURNER e VERHOOGEN (1960), bem como assinalaram que as rochas migmatíticas da região leste evidenciam expressivos fenômenos de diaftorese. Esses autores, procurando seguir as convenções das folhas geológicas adjacentes, separaram essas variedades em migmatitos homogêneos (embrechitos) e migmatitos heterogêneos (epibolitos), em consonância com a classificação de JUNG e ROQUES (1952). Esses dois tipos litológicos principais foram separados arbitrariamente, pois encontram-se muitas vezes intimamente associados, interdigitados, ou mesmo gradando lateralmente entre si.

Migmatitos homogêneos - Os migmatitos homogêneos são gnaisses leucocráticos ou biotita gnaisses de granulação média a grossa, e aspecto granitóide, sendo que apenas esporadicamente apresentam bandamento, ainda que irregular e pouco nítido. A sua textura é geralmente granoblástica equigranular, com cristais xenoblásticos, podendo eventualmente ocorrer porfiroblas

MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO DE MORRETES-ANTONINA, PR Simplificado de Girardi (1969)

	Depósitos Aluvionares, Marinho e de Talude		Andesina-Labradorita Anfibolitos
	Dique de Diabásio e de Diorito Pórfiro		Oligoclásio-Andesina Anfibolitos
	Granito Marumbi		Albita Anfibolitos
	Granito Graciosa		Limite das Zonas Metamórficas
	Xistos Magnesianos		I Área profundamente afetada pelo metamorfismo regressivo
	Quartzitos com Magnetita		II Área de metamorfismo retrógrado incipiente ou inexistente
	Migmatitos e Gnaisses - Incluem também corpos anfibolíticos		

Figura 1

tos de feldspato potássico.

Mineralogicamente, eles caracterizam as partes claras dos epibolitos. Os seus constituintes principais são quartzo, feldspato potássico (em geral microclínio) e plagioclásio (oligoclásio-andesina). É freqüente a ocorrência de intercrescimentos pertítico, antipertítico, ou mesmo gráfico. Biotita é o mineral ferromagnesiano mais comum, aparecendo na forma de cristais placóides, isolados ou agrupados na massa quartzo-feldspática. Por outro lado, hornblenda acha-se raramente presente. Cloritização da biotita é uma feição comum. Como acessórios, foram reconhecidos zircão, allanita, epidoto, titanita, sericita, fluorita e opacos.

Migmatitos heterogêneos - Os migmatitos heterogêneos (epibolitos) são rochas que se caracterizam por um nítido bandamento subparalelo evidenciado pela alternância de faixas claras, contendo minerais félsicos, e escuras, estas ricas em minerais máficos. Essas faixas apresentam geralmente espessura centimétrica.

Tanto a disposição dos minerais placóides e alongados nas bandas escuras (xistosidade), como também das faixas subparalelas, é feita segundo direções concordantes para toda a região, predominantemente NNE. Os mergulhos são em geral muito fortes, ora para NW, ora para SE.

As bandas félsicas apresentam textura claramente equigranular e contêm quartzo, feldspato potássico (geralmente microclínio) e plagioclásio (oligoclásio-andesina) como principais constituintes. As máficas exibem xistosidade paralela à direção da estrutura gnáissica e, mineralogicamente, são constituídas de biotita, epidoto, hornblenda, muscovita, titanita, opacos, allanita, zircão e clorita.

Petrograficamente, essas rochas são definidas em função da variação das proporções mineralógicas que ocorrem nas bandas claras e escuras. Nos tipos mais claros, onde predominam as bandas félsicas, a rocha é classificada como um biotita gnaiss, e

a essas faixas correspondem "suites" variando de composição granítica a granodiorítica.

Os tipos mais escuros, fato devido à predominância de bandas máficas xistosas, são classificados como biotita-hornblenda gnaisses. Em geral, as bandas claras têm composição adamellitica a granodiorítica, ou mesmo em alguns casos quartzo-diorítica; por outro lado, as bandas escuras têm biotita como mineral predominante, apesar de hornblenda ocorrer em quantidades consideráveis.

Um último tipo de rocha migmatítica, de ocorrência mais rara, consiste da alternância de bandas granoblásticas (composição granítico-adamellitica) com material micáceo, aparecendo muscovita como mineral predominante. Trata-se de um muscovita gnaiss.

As associações mineralógicas dos gnaisses acima referidos permitem englobar tais rochas na fácies almandina anfibolito de TURNER e VERHOOGEN (1960). Por outro lado, a existência de uma extensa área na região leste, onde as bandas escuras são constituídas de epidoto (em grande parte englobado por albita), muscovita (sericita), biotita e, em menor proporção, de clorita, apatita, opacos e zircão, e as bandas claras de quartzo, albita e microclínio, por vezes perfitico, permite a caracterização de uma zona de mais baixo metamorfismo, enquadrada na fácies xistos verdes daqueles autores.

As rochas migmatíticas da área acham-se cortadas por enormes corpos graníticos e diques de diabásio e diorito, estes últimos preenchendo fraturas, além de associadas a intercalações concordantes de xistos magnesianos, clorita xistos, quartzitos, magnetita quartzitos, quartzo-muscovita xistos, gnditos e anfibolitos. Estas, à exceção dos anfibolitos, objeto de estudo dos próximos capítulos, serão brevemente descritas visando uma melhor caracterização da geologia regional, bem como a inserção dos anfibolitos no seu contexto.

Quartzitos e quartzo-muscovita xistos

Essas rochas ocorrem na forma de inclusões lenticulares, invariavelmente concordantes com os migmatitos. A sua espessura é irregular, variando de poucos centímetros a dezenas de metros. São xistosas e apresentam coloração esbranquiçada ou avermelhada. Na região leste da área, evidências de cisalhamento são relativamente comuns.

Xistos magnesianos

Ao longo de uma faixa intercalada nos migmatitos regionais, aparecem xistos magnesianos orientados segundo N 20 E. Acham-se localizados na região atingida pelo metamorfismo retrôgrado, sendo possível reconhecer-se dois tipos principais: *talco xistos*, exibindo xistosidade muito pronunciada, granulação fina, cor cinza, e tendo talco como constituinte predominante, e *tremolita-talco xistos*, mostrando granulação mais grossa que a dos primeiros, xistosidade nítida, cor cinza-esverdeado e uma textura variável, ora equigranular, ora porfiroblástica, contendo no último caso cristais bem desenvolvidos de tremolita. Essa associação mineralógica permitiu CORDANI e GIRARDI (1967) enquadrá-los na fácies xistos verdes de TURNER e VERHOOGEN (1960).

Gonditos

Essas rochas metamórficas de natureza manganífera ocorrem associadas aos gnaisses e migmatitos da fácies almandina anfibolito. Caracterizam-se por sua alta densidade, aspecto maciço e coloração cinza escuro. A sua assembléia mineralógica contém granada, com predomínio do membro espessartita, anfibólio da sé-

rie cummingtonita-grunerita, piroxênio, quartzo em quantidade variáveis, opacos, além de apatita e biotita como acessórios.

Magnetita quartzitos

Essa variedade petrográfica, tão comum e de particular interesse econômico, ocorre na forma de lentes intercaladas nos migmatitos regionais. A exemplo dos xistos magnesianos, acha-se também situada na zona retrometamórfica. A sua cor e densidade estão condicionadas às proporções relativas de quartzo e magnetita. A espessura das lentes é variável, chegando a atingir algumas dezenas de metros. Intercalados a essas rochas aparecem clorita xistos com uma mineralogia simples, em que clorita é o mineral predominante, e contendo quartzo em quantidades subordinadas. Magnetita, juntamente com apatita, zircão, epídoto e sericita, estão presentes na qualidade de acessórios.

Granitos

A região em foco acha-se recortada por dois enormes maciços graníticos, o de Marumbi e o Graciosa.

O maciço granítico Graciosa, de forma alongada, possui direção geral NE, e, a grosso modo, mostra-se concordante relativamente às estruturas metamórficas regionais. Em quase toda a sua extensão, acha-se em contato direto com os migmatitos. As rochas apresentam cores claras, textura hipidiomórfica granular e uma "suite" mineralógica essencial formada de quartzo, feldspato potássico e plagioclásio. Geminação em grade é pouco freqüente no feldspato potássico, que, no entanto, pode mostrar-se geminado segundo as leis de Carlsbad e Baveno. Análises de raios X permitiram classificar esse mineral como um ortoclásio micropertítico anômalo. O plagioclásio é albita, enquanto que biotita e anfi

bólio, além de piroxênio sódico, podem estar presentes em proporções variáveis. Esses dois últimos minerais ocorrem tão somente nas variedades mais alcalinas do maciço. Análises químicas (MAACK, 1961) permitiram enquadrar o maciço Graciosa, apesar da heterogeneidade de suas rochas, no grupo dos chamados granitos alcalinos.

O granito Marumbi difere do Graciosa pela sua maior homogeneidade mineralógica e textural. Apresenta uma coloração predominantemente cinza claro e, do ponto de vista mineralógico, é constituído de quartzo, feldspato potássico sem geminação em grade e plagioclásio (An_{2-8}). Intercrescimento perftico é comum. O principal mineral máfico é a biotita, não tendo sido reconhecidos anfibólios ou piroxênios alcalinos. Esses minerais dispõem-se no conjunto formando uma textura equigranular milimétrica. A análise química de uma amostra permitiu a MAACK (1961) concluir que o seu magma parental apresentava um caráter menos alcalino que o exibido pelo granito Graciosa.

Os contatos dos granitos Graciosa e Marumbi com os migmatitos regionais são nitidamente tectônicos, com a formação de grandes falhas. Por outro lado, na borda ocidental do granito Graciosa, GIRARDI (1969) menciona a ocorrência de anfibolitos (A-379 e A-467) exibindo evidências de metamorfismo de contato.

Rochas intrusivas

O surto de intrusivas básicas ocorrido no mesozóico em todo o sul do Brasil afetou também a região de Morretes-Antonina. Segundo MARINI *et al.* (1967), a direção geral desses corpos no Estado do Paraná é N50-60W, e a sua frequência média cerca de 1,5 diques/km nas zonas de maior densidade. Na região em apreço, a frequência desses diques é superior a 1 dique/km, e as suas espessuras variam de 20-50 m, podendo mesmo atingir até 100 metros (CORDANI e GIRARDI, 1967).

O tipo petrográfico mais comum é o diabásio, com os mi-

nerais se arranjando segundo uma textura ofítica a subofítica. Mineralogicamente, predominam plagioclásio e piroxênio, ocorrendo em menor quantidade hornblenda, biotita, epídoto, opacos, quartzo, feldspato potássico e apatita. Comumente o plagioclásio acha-se geminado segundo a lei albita e, mais raramente, segundo periclínio e Carlsbad. A sua composição é razoavelmente homogênea, com o teor da molécula de anortita variando de An_{54} a An_{64} . Augita é o clinopiroxênio predominante, aparecendo subsidiariamente pigeonita. Hornblenda é um típico produto de uralitização do piroxênio, enquanto que biotita, também um mineral de alteração, ocorre intersticialmente. Quartzo forma cristais isolados ou ocorre intercrescido granofiricamente com o feldspato potássico.

Dois enormes diques de diorito pórfiro atravessam a região de Morretes, alcançando suas espessuras cerca de 100 metros. Essas rochas exibem uma matriz afanítica escura onde se sobressaem fenocristais milimétricos de plagioclásio, piroxênio e minerais opacos. Ao microscópio, a matriz é holocristalina e alotriomórfica, e constituída de plagioclásio, piroxênio, hornblenda, quartzo (intercrescido granofiricamente com feldspato potássico), biotita, apatita e opacos.

O plagioclásio da matriz é menos cálcico (An_{30-48}) que o correspondente aos fenocristais (An_{46-61}). Por sua vez, o piroxênio, tanto fenocristais como pertencentes à matriz, corresponde principalmente a uma augita, conquanto pigeonita também esteja presente. Hornblenda provém da uralitização do piroxênio.

ANFIBOLITOS

Petrografia

Os anfibolitos da região de Morretes-Antonina exibem invariavelmente coloração verde escuro e mostram-se constituídos predominantemente de plagioclásio e anfibólio. Sua textura é variável, passando de xistosa a granoblástica, e a granulação grada em geral de fina a média.

Quando estudando essas rochas, GIRARDI (1969, 1971) obteve as análises modais que constam da Tabela I, agora acrescidas com os novos dados obtidos durante este trabalho. Na oportunidade, baseado em dados ópticos, esse autor concluiu que as rochas anfibolíticas da área são extremamente heterogêneas, sendo mesmo possível dividi-las em grupos distintos, a partir da composição do seu plagioclásio. Os dados químicos dos principais minerais obtidos com a técnica da microsonda eletrônica endossam inteiramente aquelas observações, sustentando, assim, a subdivisão que se segue.

Andesina-labradorita anfibolitos - Na área investigada, foram reconhecidos apenas dois afloramentos de andesina-labradorita anfibolitos (CORDANI e GIRARDI, 1967; GIRARDI, 1969, 1971), fato também confirmado pelo novo programa de coleta de amostras.

Esses anfibolitos apresentam granulação média e textura granoblástica ou mesmo nematoblástica. O exame de suas análises modais (Tabela I) evidencia que hornblenda e plagioclásio constituem mais de 85% do volume da rocha. Subordinadamente, estão presentes epidoto, quartzo, opacos, titanita, zircão e piroxênio.

Hornblenda, o mineral mais importante dessas rochas, é o único anfibólio presente, apresentando coloração dominante-

TABELA I
Análises modais de anfíbolitos da região de Morretes - Antonina

	Andesina-labradorita anfíbolitos		Oligoclásio-andesina anfíbolitos								Albita anfíbolitos					
	A-184	Mo-79	A-370	A-413	A-467	E-1*	E-5*	E-11*	Mo-267	A-37a	A-306	A-337b	A-478a	A-481	E-19*	Mo-249
Actinolita	-	-	-	68,8	-	29,0	16,3	-	13,0	27,4	-	16,0	11,3	33,2	63,8	31,0
Hornblenda	60,2	67,0	39,6	17,4	75,5	17,8	22,2	70,2	50,0	4,8	53,7	5,0	4,0	4,8	2,1	3,4
Plagioclásio	28,2	29,6	24,0	6,2	2,6	26,0	14,4	11,6	25,0	8,1	25,3	11,6	10,0	11,0	4,5	15,0
Epídoto	8,7	tr	11,3	-	1,2	15,4	14,4	13,8	4,0	36,6	12,0	39,0	29,0	41,4	17,1	37,2
Biotita	-	-	16,2	-	-	-	22,2	-	-	12,4	-	19,0	25,0	1,4	1,4	9,8
Clorita	-	0,8	-	3,5	-	0,4	0,6	1,0	-	-	-	3,8	1,5	-	8,1	4,0
Quartzo	1,7	0,8	5,2	3,5	10,8	-	-	-	6,0	3,5	3,2	1,3	13,3	1,4	2,8	1,2
Titanita	1,2	-	3,0	0,2	0,2	-	-	-	-	2,0	1,0	3,0	2,8	-	-	1,3
Opacos	-	tr	0,2	0,4	0,5	11,4	2,1	3,0	1,0	5,2	4,7	1,3	2,7	6,8	-	5,8
Apatita	-	-	0,4	-	0,6	-	-	0,4	1,0	tr	-	tr	0,4	tr	0,6	0,3
Zircão	-	1,8	-	-	tr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Piroxênio	-	1,8	-	-	8,5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

*novos dados; as demais modas foram extraídas de GIRARDI (1969)

mente marrom. Em geral, não exhibe grandes evidências de alteração, sendo mesmo insignificante a quantidade de clorita formada às suas expensas. Em uma única amostra verificou-se a presença de piroxênio, que, a julgar pelas relações texturais, parece ter-se formado contemporaneamente aos demais minerais primários da rocha.

O plagioclásio apresenta-se em geral com forma granular ou tendendo a alongada, mostrando-se geminado neste último caso. Comumente acha-se inalterado, com o teor de anortita, determinado por métodos ópticos, variando de An_{40} a An_{54} (GIRARDI, 1969, 1971). Epidoto é o mineral mais freqüente entre os constituintes menores, correspondendo na quase totalidade dos casos (exceção amostra A-184) a uma fase primária, isto é, que não se formou às expensas do plagioclásio ou do anfibólio.

A composição mineralógica essencial, hornblenda e plagioclásio cálcico, aliada à presença ocasional de restos de piroxênio, a ausência de actinolita e biotita, bem como as ocorrências restritas de epidoto, clorita e titanita em relação às demais rochas anfibolíticas regionais são indicativas, conforme GIRARDI (1969, 1971), que os andesina-labradorita anfibolitos pertencem à fácies de mais alto grau metamórfico na região, a fácies anfibolito de TURNER (1968).

Oligoclásio-andesina anfibolitos - Enquadram-se nesse grupo as rochas anfibolíticas onde o teor de anortita dos plagioclásios acha-se situado dentro do campo de variação oligoclásio-andesina. Aparentemente, trata-se da variedade de anfibolitos mais comum da região.

A sua associação mineralógica é simples, essencialmente anfibólio e plagioclásio (Tabela I), com os minerais se arranjando de forma tal a conferir à rocha uma textura ora granoblástica, ora nematoblástica.

O plagioclásio é menos abundante que o anfibólio e mostra-se poucas vezes geminado. O seu teor em anortita, determinado opticamente, varia, segundo GIRARDI (1969, 1971), de An_{25} a

An₃₅.

Preliminarmente, pode-se dizer que os dados químicos referentes a esses minerais, e que foram obtidos com a microsonda eletrônica, estão em consonância com os primeiros, podendo, no entanto, ir algumas vezes um pouco além daqueles limites. Contudo, uma única ressalva deve ser feita, a amostra A-306, que consta da tabela fornecida por GIRARDI (1969, 1971) como pertencente ao grupo dos oligoclásio-andesina anfibolitos. As análises de microsonda revelaram que o seu plagioclásio é essencialmente sódico, com um teor em anortita abaixo de 3,5%. Considerando, também, que o anfibólio dessa amostra tem composição actinolítica, julgou-se mais conveniente enquadrá-la no grupo dos albita anfibolitos.

Um fato ainda digno de registro no tocante ao plagioclásio é o seu comportamento heterogêneo para diferentes rochas, mostrando-se praticamente inalterado em algumas amostras (exemplo E-11) e quase que inteiramente transformado em epídoto em outras.

Comportamento análogo ao descrito é observado com o anfibólio, pois na maioria das amostras onde a transformação do plagioclásio não se fez sentir, hornblenda é o único representante do grupo, enquanto que, em outras, mostrando sinais evidentes de alteração, o mineral acha-se parcialmente transformado em actinolita ou mesmo clorita. Uma feição muito comum consiste na presença de núcleos de hornblenda marrom envolvidos por hornblenda verde, a indicar mudanças nas condições metamórficas reinantes.

Ao lado dos minerais acima, aparecem ainda biotita, de ocorrência accidental, e epídoto, este seja de natureza primária, seja proveniente da transformação do plagioclásio.

O comportamento heterogêneo dessas rochas, como indicado pela presença ou não de actinolita, clorita e epídoto, pela ocorrência ocasional de biotita, bem como pela grande variação na concentração de hornblenda, constitui a evidência inicial apontando no sentido da existência de atividades diaforéticas

na área. Por outro lado, as associações mineralógicas presentes nessas rochas parecem condizentes com um gradiente metamórfico inferior àquele atingido pelos andesina-labradorita anfibolitos (GIRARDI, 1969, 1971).

Albita anfibolitos - A extensa área situada a leste de São João da Graciosa acha-se fortemente afetada por esforços de cisalhamento (CORDANI e GIRARDI, 1967), com reflexos diretos na litologia, que se apresenta constituída de rochas mostrando as sociações mineralógicas bem distintas das anteriores.

Os constituintes minerais dos anfibolitos, que se encontram intercalados àquelas rochas, apresentam também diferenças marcantes em relação aos demais grupos da região, particularmente a composição extremamente albítica do seu plagioclásio. Hornblenda acha-se quase que inteiramente transformada em actinolita, enquanto que epídoto e biotita estão presentes em quantidades apreciáveis (Tabela I). Ao lado desses minerais, aparecem, ainda, clorita, quartzo, titanita, opacos e apatita. A textura mostra-se mais xistosa, com um caráter predominantemente nematoblástico.

GIRARDI (1969, 1971) determinou opticamente o teor de anortita do plagioclásio nessas rochas, tendo encontrado valores situados entre An_0 e An_5 , que, por sinal, são inteiramente concordantes aos obtidos por microsonda eletrônica. O baixo teor em anortita desses minerais evidencia a existência de processos de alteração mineralógica levando à formação de albita. Essa mudança, que se constitui em feição comum junto a processos retrometamórficos, foi tão marcante na área a ponto de originar rochas tendo epídoto como um dos constituintes mineralógicos mais importantes. Certas amostras, como exemplificado pela E-19, contêm plagioclásio tão alterado, que o epídoto, secundário, acha-se completamente moldado pelos poucos cristais restantes.

Enquanto que, na região como um todo, hornblenda marrom aparece em abundância, nesta faixa especificamente ela desaparece quase que totalmente, com os poucos cristais remanescentes, agora de coloração esverdeada, ocorrendo intersticialmente. Como

já observado por GIRARDI (1969, 1971), a maior parte desse mineral viu-se transformado em clorita, biotita, actinolita, epídoto, titanita, etc. Com isso esses minerais ganham uma maior participação como constituintes da rocha, com o anfibólio agora uma actinolita (típico produto de transformação da hornblenda), mantendo a sua condição de mineral mais abundante.

Dentro de um contexto metamórfico geral, as pequenas quantidades de hornblenda verde residual e plagioclásio, o evidente aumento da concentração de actinolita, epídoto, clorita e titanita, produtos de alteração dos primeiros minerais (Tabela I), e o baixo teor da molécula de anortita do plagioclásio são evidências concretas da ação de processos de retrometamorfismo na área, e permitiram a GIRARDI (1969, 1971) enquadrar esses anfibolitos na fácies xistos verdes de TURNER e VERHOOGEN (1960) e TURNER (1968).

Mineralogia Química

Feldspatos - Estudos ópticos e por microsonda eletrônica permitiram concluir que esse grupo de minerais acha-se representado nas rochas anfibolíticas da área principalmente por plagioclásios, com os feldspatos alcalinos aparecendo esporadicamente. Dessa forma, as considerações que serão feitas a seguir dizem respeito, sobretudo, aos primeiros minerais.

Esses minerais exibem hábito granular, com dimensões variáveis entre 0,1 e 3 mm, e mostram-se comumente geminados. Quando isto ocorre eles apresentam geminações segundo as leis da albita, albita-Carlsbad e periclínio. Os plagioclásios pertencentes às rochas localizadas na já referida faixa de cisalhamento encontram-se extremamente alterados, com enorme quantidade de epídoto incluso no interior dos cristais. Como mencionado anteriormente, o estudo óptico desses minerais efetuado por GIRARDI (1969, 1971) demonstrou que eles têm composição hetero

gênea, a ponto de ser possível dividir os anfibolitos da região em três grupos distintos: andesina-labradorita, oligoclásio-andesina e albita anfibolitos. O comportamento químico dos demais minerais coexistentes parece acompanhar as mudanças ocorridas na composição dos plagioclásios.

Discussão dos Resultados - A determinação por microsonda das concentrações de Na, Ca e K em vinte e seis amostras foi feita tendo por objetivo principal a caracterização química dos feldspatos, bem como o estudo do comportamento desses elementos.

Os dados constantes das Tabelas II a IV, correspondentes a valores médios para diferentes amostras, foram obtidos a partir de 1.710 determinações da composição química de feldspatos, e acham-se expressos em termos da porcentagem em peso dos componentes moleculares albita, anortita e ortoclásio. A composição média de cada grupo acha-se contida na Tabela IV. Em algumas amostras, notou-se a presença de plagioclásio com alto teor em anortita coexistindo com albita. A fim de proporcionar uma visão geral dos dados foram construídos histogramas de composição, reunindo frequência dos pontos analisados e teor de anortita (Figuras 7 a 10), que serão discutidos posteriormente.

As análises realizadas para cada amostra acham-se projetadas individualmente em diagramas ternários Ab-An-Or (Figuras 2 a 4), com todos os dados reunidos nas Figuras 5 e 6.

Os resultados confirmam inteiramente as observações feitas anteriormente de que, com raras exceções, esses minerais pertencem à série dos plagioclásios. Também não ficou caracterizado qualquer zoneamento, assim que, por exemplo, nas amostras E-1, E-23 e A-307 (Figura 3), cujas análises da borda dos cristais (círculos vazios) foram separadas das do núcleo (círculos cheios), a variação é pequena a não permitir que se interprete a feição como sendo uma estrutura zonada.

A análise da Figura 2 demonstra que o comportamento do plagioclásio nas duas amostras de andesina-labradorita anfibolíticas

Figura 2 - Diagramas ternários Ab-An-Or para os plagioclásios das diversas amostras de andesina-labradorita anfibolitos.

TABELA II

Composição química de plagioclásios, expressa em termos dos componentes Ab, An e Or, dos oligoclásio-andesina anfibolitos

	A-307	A-358a	A-370	A-379	A-379*	A-413	A-413*	A-413*	A-465	A-465*
Ab	72,3	65,3	75,0	57,2	34,2	74,2	61,9	67,9	78,5	68,5
An	27,6	34,2	23,2	40,9	65,0	25,5	37,7	31,6	21,9	31,0
Or	0,1	0,5	1,8	1,9	0,8	0,3	0,4	0,5	0,6	0,5

	E-1	E-5	E-11	E-11*	E-23	E-23*	Mo-186	Mo-272
Ab	52,9	74,7	77,2	67,9	73,3	95,9	75,9	75,8
An	45,8	24,7	22,5	31,9	25,7	3,6	22,6	23,5
Or	1,3	0,6	0,3	0,2	1,0	0,5	1,5	0,7

*Fases coexistentes

Figura 3 - Diagramas ternários Ab-An-Or para os plagioclásios das diversas amostras de oligoclásio-andesina anfibolitos.

Figura 4 - Diagramas ternários Ab-An-Or para os plagioclásios das diversas amostras de albita an fibrolitos.

Figura 5 (superior) - Gráfico integrando os dados constantes da Figura 2.

Figura 6 (inferior) - Gráfico integrando os dados constantes das Figuras 3 e 4.

Figura 7 - Histograma de composição para os plagioclásios dos andesina-labradorita anfibolitos.

tos é muito heterogêneo. A amostra Mo-79 possui plagioclásio mais cálcico, de composição labradorítica, com os dados, seja para o núcleo (círculos cheios), seja para as bordas (círculos vazios) dos cristais, mostrando pequena dispersão. Por outro lado, a amostra A-184 apresenta características bem diferentes, um plagioclásio mais sódico, de natureza andesínica, e forte dispersão dos dados, com uma composição variável dentro do intervalo de 25 a 40% da molécula de anortita. Como resultado, o seu histograma de composição (Figura 7) apresenta um caráter fortemente bimodal.

No grupo dos oligoclásio-andesina anfibolitos, à exceção das amostras E-1, E-23 e A-358a (Figura 3), cujas análises acham-se concentradas dentro de um pequeno intervalo de variação composicional, em geral não superior a 5% do teor de anortita, as demais apresentam grande dispersão, com os pontos distribuindo-se em longas faixas, fato que se reflete no caráter irregular do seu histograma de composição (Figura 8). Determi

TABELA III

Composição química de plagioclásios, expressa em termos dos componentes Ab, An e Or, dos albítas anfibolitos

	A-25a	A-25a*	A-37a	A-207	A-207*	A-306a	A-306b	A-337	A-337*
Ab	93,2	78,0	97,2	96,0	79,9	96,0	96,6	96,4	48,7
An	6,5	21,6	2,7	3,7	19,7	3,6	3,0	3,4	50,9
Or	0,3	0,4	0,1	0,3	0,4	0,4	0,4	0,2	0,4

	A-478a	A-481	E-19	Mo-249	Mo-258	Mo-258*	Mo-267
Ab	95,7	96,5	94,1	95,3	91,5	75,4	96,4
An	4,2	3,2	5,7	4,2	7,3	22,1	2,9
Or	0,1	0,3	0,2	0,5	1,2	2,5	0,7

*Fases coexistentes

Figura 8 - Histograma de composição para os plagioclásios dos oligoclásio-andesina anfibolitos.

nações feitas separadamente nas bordas e núcleo de cristais de algumas amostras demonstram que esses minerais são quimicamente homogêneos na escala de grãos.

A Figura 4 reúne os dados analíticos referentes aos plagioclásios do grupo litológico albita anfibolitos. Para a maior parte das análises, tem-se uma dispersão pequena de pontos, que tendem a se concentrar no intervalo 90-95% de anortita. Este fato acha-se plenamente salientado no histograma da Figura 9. A julgar pelos dados coligidos para as amostras A-207 e Mo-267, esses minerais são quimicamente homogêneos, não apresentando portanto zoneamento.

Os resultados analíticos confirmam, em linhas gerais, as observações feitas por métodos ópticos para os grupos litológicos de baixo e médio grau de metamorfismo. No entanto, o mesmo não se verifica com as amostras do grupo de mais alto grau,

TABELA IV

Composição química média das diferentes fases de plagioclásios de anfibolitos da região de
Morretes - Antonina

	Albita anfibolitos	Oligoclásio-andesina anfibolitos					Andesina-labradorita anfibolitos		
Ab	95,4	75,0	68,2	61,9	52,9	(64,5)	63,3	34,1	(48,7)
An	4,3	25,6	31,4	37,7	45,8	(34,9)	35,2	65,5	(50,3)
Or	0,3	0,4	0,4	0,4	1,3	(0,6)	1,5	0,4	(1,0)

Figura 9 - Histograma de composição para os plagioclásios dos albíta anfibolitos.

os andesina-labradorita anfibolitos, em que se obteve valores discordantes daqueles conseguidos por GIRARDI (1969, 1971) para as duas amostras investigadas, Mo-79 e A-184.

Uma vez reunidos (Figuras 5 e 6), os dados indicam claramente que, embora o campo de variação composicional dos plagioclásios seja extremamente amplo (A_{0-75}), a distribuição dos pontos não se faz de maneira contínua, havendo uma interrupção nítida no intervalo compreendido entre An_8 e An_{20} . Essa carência de dados pode ser também vista no histograma da Figura 10, reunindo as informações constantes dos histogramas individuais para cada grupo litológico (Figuras 7 a 9). A aparente falta de dados para o intervalo An_{50-55} encontra justificativa na amostragem precária dos andesina-labradorita anfibolitos, com apenas duas amostras analisadas.

Figura 10 - Histograma de composição integrando os dados referentes aos andesina-labradorita, oligoclásio-andesina e albita anfibolitos.

Vários autores tentaram explicar o hiato acima (An_{8-20}), tão freqüente em plagioclásios de rochas metamórficas, destacando-se entre eles CHAO e TAYLOR (1940), RAMBERG (1944), LAVES (1954), GAY e SMITH (1955), CHRISTIE (1959) e NOBLE (1962). Das explicações apresentadas, as que mais encontram adeptos são as de CHRISTIE (1959) e NOBLE (1962). Estes autores, baseando-se em modificações do diagrama de estabilidade plagioclásio-epídoto de RAMBERG (1944), concluíram que, em condições de temperatura decrescente, o plagioclásio tende a formar membros cada vez mais sódicos, originando paralelamente epídoto às expensas das moléculas de anortita liberada durante a reação. Uma vez a temperatura tenha atingido um determinado valor, o plagioclásio se desmistura e a fase cálcica reage com o epídoto formando albita + epídoto, momento em que a temperatura continua novamente a decrescer.

Em resumo, a ausência de plagioclásios com composição situada no intervalo An_{5-20} é interpretada como o resultado de um processo de desmisturação das moléculas de albita e anortita em condições de baixa temperatura, disso resultando minerais heterogêneos denominados "peristerite" (BOGGILD citação em CHRISTIE, 1959). Segundo CHRISTIE (1959), esse campo de imiscibilidade estaria compreendido entre An_5 e An_{20} .

A Tabela IV mostra que o grupo dos oligoclásio-andesina anfibolitos é quimicamente o mais heterogêneo, a ponto de ser possível reconhecer-se quatro fases mineralógicas coexistentes, a julgar pelo seu teor em anortita. Por outro lado, o grupo dos albita anfibolitos contém tão somente uma única fase. Quando comparados os valores médios para os três grupos, tem-se uma idéia mais concreta dessas diferenças, passando-se de um plagioclásio mais cálcico (andesina-labradorita anfibolitos) para uma fase intermediária (oligoclásio-andesina anfibolitos) e, finalmente, um plagioclásio sódico (albita-anfibolitos).

Feldspatos potássicos - Estes minerais aparecem esporadicamente nos anfibolitos da região, sendo a sua presença reconhecida em pelo menos sete das amostras investigadas.

A exceção da amostra E-23, eles possuem pequenas dimensões e estão presentes em quantidades reduzidas nas rochas. A sua identificação somente foi possível com o auxílio da microsonda eletrônica, motivo pelo qual não constam das tabelas de análises modais.

Foram efetuadas análises em sete amostras, com os dados químicos parciais constando da Tabela V. A distribuição dos pontos correspondentes à composição desses minerais, expressa em função das moléculas de albita-anortita-ortoclásio, é vista na Figura 11.

Dentre as amostras examinadas, uma se destaca das de

Figura 11 - Diagramas ternários Ab-An-Or para os feldspatos potássicos de diversas amostras de anfibolitos.

TABELA V

Análises químicas parciais de feldspatos potássicos, expressas em função dos componentes moleculares Albite, Anortita e Ortoclásio

	Ab	An	Or
A-337	1,5	3,3	95,2
A-370	2,0	0,6	97,4
E-23	5,0	0,7	94,3
Mo-79	3,8	2,4	93,8
Mo-258	5,5	0,1	94,4
Mo-267	7,2	0,7	92,1
Mo-272	7,2	0,7	92,1

mais por corresponder a um tipo peculiar de rocha, com características que se afastam totalmente das exibidas pelos três grupos de anfibolitos anteriormente descritos. Trata-se de uma rocha contendo, ao lado de hornblenda e plagioclásio, feldspato potássico como constituinte mineralógico principal. A sua análise modal, constante da Tabela VI, mostra que a porcentagem desse mineral é muito alta, aproximando-se do valor obtido para os plagioclásios.

TABELA VI

Análise modal do anfibolito E-23

Hornblenda	45,0
Plagioclásio	22,3
Feldspato potássico	18,2
Epídoto	8,7
Clorita	2,2
Opacos	0,3
Apatita	0,7
Titanita	0,8
Biotita	1,7

O exame dos resultados acima evidencia também que esse anfibolito contém apatita, titanita e opacos como acessórios, aparecendo clorita e epídoto, oriundos da alteração da hornblenda e do plagioclásio, como minerais secundários mais comuns.

O feldspato potássico acha-se representado por um microclínio, por vezes geminado em grade, em geral límpido e sem o menor indício de alteração, o que parece sugestivo de que representa o produto de uma cristalização tardia. O plagioclásio apresenta-se muito saussuritizado, sendo aparentemente representado por dois tipos (Tabelas II a IV), um mais cálcico, de composição oligoclásio, e outro mais sódico, uma albita, proveniente da transformação do primeiro e presente em pequena quantidade. Epí

doto ocorre em quantidades razoáveis, mostrando-se na forma de bastonetes muito finos, e em íntima associação com o plagioclásio. Do ponto de vista genético, a existência de clorita, epidoto e albita, formados secundariamente a partir do plagioclásio (oligoclásio) e da hornblenda, bem como a presença de hornblenda como único anfibólio, são responsáveis por uma assembléia típica de uma rocha preliminarmente afetada por um processo retrometamórfico, que, no entanto, não chegou a atingir maior intensidade de como indicado pela ausência de actinolita.

Poder-se-ia classificar a amostra em questão (E-23) como um microclínio anfibolito, e caracterizar-se, assim, mais um grupo de anfibolitos em adição aos três já definidos para a região; contudo, o fato de se tratar de uma única ocorrência, ao lado da rocha exibir feições mineralógicas (excetuando-se obviamente o teor de feldspato potássico) e texturais comuns às demais variedades da área, parecem desaconselhar tal procedimento. Em termos de gradiente metamórfico, a associação mineralógica encontrada é condizente com a fácies anfibolito de grau médio de TURNER e VERHOOGEN (1960) e TURNER (1968).

A presença de feldspato potássico na amostra E-23 parece estar relacionada a um processo de metassomatose, com a introdução de potássio tendo lugar após a formação da rocha, como sugerido por feições mineralógicas e texturais. Esse metassomatismo, que atingiu maior intensidade junto à amostra em questão, não se restringiu, no entanto, a apenas um único local, existindo evidências espalhadas por toda a área.

É possível que esses fenômenos metassomáticos estejam geneticamente associados aos corpos graníticos da Graciosa e do Marumbi.

Anfibólitos - Como citado previamente, os anfibolitos de Morretes-Antonina foram agrupados de conformidade com a natureza do seu plagioclásio. Também foi mencionado que os anfibólitos mudam as suas propriedades ópticas à medida que o teor de anortita daqueles minerais sofre qualquer variação. A caracterização

desses anfibólitos foi efetuada por GIRARDI (1969, 1971) com base nas suas propriedades ópticas, e recorrendo ao gráfico de SHIDÔ e MIYASHIRO (1959), que separa os campos da hornblenda e da actinolita a partir dos valores de $2V$ e N_y .

A presença de hornblenda como único anfibólito de um grupo específico de anfibolitos, a ocorrência de actinolita como mineral principal em outros, assim como a existência de núcleos de hornblenda circundados por actinolita, indicam que os anfibolitos da região se formaram em condições variáveis de metamorfismo.

O estudo dos anfibólitos, efetuado inicialmente com base em dados ópticos, foi ampliado, contando-se agora com os dados referentes à química mineral. Assim, foram examinadas as amostras investigadas anteriormente por GIRARDI (1969, 1971), acrescidas de cinco outras coletadas recentemente.

A exemplo do sucedido com os feldspatos, as análises químicas dos anfibólitos foram realizadas utilizando-se a técnica da microsonda eletrônica, com os dados obtidos constando das Tabelas VII, VIII e X. Esses valores representam a média resultante da análise de cerca de quarenta grãos do mineral em cada amostra de rocha. Dados referentes à fórmula química dos anfibólitos, expressa na base de vinte e três átomos de oxigênio, acham-se reunidos, respectivamente, nas Tabelas VII, IX e XI. A composição química média dos anfibólitos para os três grupos de anfibolitos é fornecida na Tabela XII.

Discussão dos Resultados - Coube a LEAKE (1968), a proposição de uma nova nomenclatura para os anfibólitos, onde anfibólitos calcíferos são definidos como sendo aqueles trazendo, em sua fórmula unitária, 1,5 ou mais átomos de cálcio; por outro lado, anfibólitos subcalcíferos contêm entre 1,0 e 1,5 átomos de cálcio. O sistema propôs a subdivisão dos anfibólitos em diversos campos de composição, usando-se como parâmetros de classificação as proporções das seguintes variáveis (dados extraídos da fórmula quí

TABELA VII

Composição química parcial de anfibólios dos andesina-labradorita anfibolitos da região de Morretes - Antonina

	Mo-79	A-184
SiO ₂	43,4	44,3
TiO ₂	1,66	1,58
Al ₂ O ₃	11,2	12,8
FeO*	14,3	15,5
MnO	0,23	0,23
MgO	11,2	9,04
CaO	12,5	12,2
Na ₂ O	1,27	1,46
K ₂ O	1,24	0,42
Total	97,00	97,53

*Fe calculado como FeO

Fórmula química, expressa na base de 23 átomos de oxigênio, e número de NIGGLI mg

	Mo-79	A-184
Si	6,509	6,574
Al ^{IV}	1,491	1,426
Al ^{VI}	0,488	0,813
Ti	0,187	0,176
Fe	1,794	1,923
Mn	0,029	0,028
Mg	2,504	1,999
Ca	2,009	1,939
Na	0,369	0,420
K	0,237	0,079
Z	8,000	8,000
Y	5,002	4,939
X	2,615	2,438
mg	0,58	0,51

mica estrutural): Si, Ca + Na + K, Ti e relação $Mg/Mg + Mn + Fe^{3+} + Fe^{2+}$ (número de Niggli mg).

O exame dos resultados apresentados permite concluir, segundo LEAKE (1968), que todos os minerais analisados correspondem a anfibólios calcíferos, visto que apresentam em sua fórmula química (Tabelas VII, IX e XI) número de átomos de cálcio superior ao limite definido acima. Por outro lado, à exceção de algumas amostras, a maior parte contém valores inferiores a 2,0 átomos de cálcio por fórmula unitária, obedecendo-se, assim, o limite superior estabelecido por HALLIMOND (1943) para esse grupo de minerais.

A caracterização química desses minerais é feita também com base no gráfico de DEER *et al.* (1963). Assim, a projeção dos valores de Na + K e Al^{IV} (Figura 12) possibilita situar os anfibólios analisados em dois campos distintos de composição. O primeiro ocupa a porção superior do campo da hornblenda, com os pontos voltados ligeiramente no sentido do campo da pargasita. Nessa região, à exceção apenas de duas amostras, acham-se localizadas as amostras relativas aos anfibólios pertencentes aos grupos

Figura 12 - Gráfico reunindo os valores de Na+K e Al^{IV} para os anfibólios investigados.

Simbologia (também adotada para as Figuras 13 a 17):
 +, andesina-labradorita anfibolitos; Δ , oligoclásio-andesina anfibolitos (Δ , borda cristal zonado); $\circ$, albita anfibolitos ($\circ$, borda cristal zonado).

TABELA VIII

Composição química parcial de anfibólios dos oligoclásio-andesina anfibolitos da região de
Morretes - Antonina

	A-307	A-379	A-379*	A-413	A-420	E-11	E-23	Mo-186	Mo-186*	Mo-267	Mo-272
SiO ₂	44,4	52,6	44,5	43,5	43,0	43,9	45,8	52,8	45,8	42,9	41,7
TiO ₂	0,36	0,44	0,56	0,68	1,00	0,66	1,14	0,24	0,90	1,42	0,54
Al ₂ O ₃	12,3	1,62	10,6	12,0	13,4	13,2	9,03	2,52	9,4	12,7	11,5
FeO**	15,9	15,8	17,5	19,8	17,4	16,5	15,6	11,5	14,0	17,8	21,3
MnO	0,32	0,57	0,37	0,34	0,61	0,26	0,36	0,45	0,32	0,31	0,46
MgO	11,2	14,4	12,0	9,81	8,7	10,3	12,1	16,3	12,9	10,1	8,23
CaO	13,5	12,4	12,7	12,3	12,0	12,3	12,2	13,1	12,3	12,1	12,2
Na ₂ O	1,45	1,03	1,65	1,21	1,27	1,22	1,31	0,58	1,31	1,29	1,28
K ₂ O	0,30	0,39	0,88	0,74	0,55	0,73	0,86	0,16	1,20	0,86	1,24
Total	99,73	99,25	100,76	100,38	97,93	99,07	98,40	97,65	98,13	99,48	98,45

* Fases coexistentes

**Fe calculado como FeO

TABELA IX

Fórmula estrutural, expressa na base de 23 átomos de oxigênio, dos anfibólitos dos oligoclásio-andesi
na anfibolitos, e número de NIGGLI mg

	A-307	A-379	A-379*	A-413	A-420	E-11	E-23	Mo-186	Mo-186*	Mo-267	Mo-272
Si	6,487	7,636	6,511	6,433	6,435	6,459	6,772	7,618	6,753	6,351	6,389
Al ^{IV}	1,513	0,364	1,489	1,567	1,565	1,541	1,228	0,382	1,247	1,649	1,611
Al ^{VI}	0,606	-	0,340	0,524	0,799	0,489	0,346	0,046	0,386	0,567	0,465
Ti	0,040	0,048	0,061	0,075	0,113	0,073	0,127	0,026	0,100	0,158	0,062
Fe	1,942	1,918	2,141	2,449	2,178	2,030	1,929	1,387	1,726	2,204	2,729
Mn	0,039	0,070	0,046	0,043	0,077	0,032	0,045	0,055	0,040	0,039	0,059
Mg	2,439	3,116	2,617	2,162	1,940	2,259	2,667	3,505	2,835	2,229	1,879
Ca	2,114	1,929	1,991	1,949	1,924	1,938	1,932	2,025	1,943	1,919	2,003
Na	0,411	0,290	0,468	0,346	0,369	0,348	0,376	0,162	0,375	0,370	0,380
K	0,055	0,072	0,164	0,139	0,105	0,137	0,162	0,030	0,225	0,162	0,242
Z	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Y	5,066	5,152	5,205	5,253	5,107	4,883	5,114	5,019	5,087	5,197	5,194
X	2,580	2,291	2,623	2,434	2,398	2,423	2,470	2,217	2,543	2,451	2,625
mg	0,55	0,61	0,54	0,46	0,46	0,52	0,57	0,71	0,60	0,50	0,40

*Fases coexistentes

pos dos oligoclásio-andesina e andesina-labradorita anfibolitos. A segunda concentração de pontos ocorre próximo ao campo da tremolita, com as amostras pertencentes, em quase sua totalidade, ao grupo dos albita anfibolitos. A posição relativa desses pontos evidencia o nítido decréscimo nos conteúdos de Al^{IV} , que substitui Si na posição tetraédrica, e álcalis desses minerais. Por outro lado, existem ainda pontos dispersos entre os dois campos acima, correspondendo a fases coexistentes em anfibolitos de grau médio e baixo de metamorfismo.

A análise dos minerais zonados permite concluir que eles ocupam posições na região intermediária do diagrama, com os pontos correspondentes às bordas dos cristais situando-se abaixo dos relativos aos núcleos. Isto mostra que, para uma variação muito pequena em Na + K, o teor em Al^{IV} vê-se diminuído do centro para a borda dos cristais, refletindo, assim, uma tendência composicional no sentido da tremolita. Cabe, também, realçar que os pontos, no seu conjunto, guardam disposição linear, sugerindo assim a existência de variações gradativas de composição entre os termos hornblenda e tremolita.

A projeção dos dados químicos nos diagramas de LEAKE (1968) é mostrada nas Figuras 13 e 14. O exame desses diagramas evidencia que a maioria dos pontos correspondentes aos anfibólitos do grupo dos albita anfibolitos acha-se concentrada no campo da actinolita, com pequenas incursões estendendo-se até o da hornblenda actinolítica (Figura 13). As amostras caracterizando os anfibólitos das andesina-labradorita anfibolitos situam-se em campos bem distintos, limite magnésio hornblenda e ferro hornblenda (Figura 13) e hornblenda edenítica (Figura 14). Os gráficos demonstram, também, que o comportamento químico dos anfibólitos dos oligoclásio-andesina anfibolitos está condicionado ao seu grau de transformação. Nas amostras menos alteradas, o anfibólito é representado por apenas um membro da família, com os pontos correspondentes à composição desses minerais localizando-se nos limites dos campos da hornblenda tschermakítica, hornblenda ferro-tschermakítica e magnésio hornblenda.

Figura 13 - Diagrama de nomenclatura, proposto por LEAKE(1968), reunindo valores de Si, Ca+Na+K, Ti e número de Niggli mg.

I-Tremolita; II-Hornblenda tremolítica; III-Actinolita; IV-Hornblenda actinolítica; V-Magnésio hornblenda; VI-Hornblenda tschermakítica; VII-Tschermakita; VIII-Ferro actinolita; IX-Ferro hornblenda actinolítica; X-Ferro hornblenda; XI-Ferro hornblenda tschermakítica; XII-Ferro tschermakita.

Figura 14 - Diagrama de nomenclatura, proposto por LEAKE(1968), reunindo valores de Si, Ca+Na+K, Ti e número de Niggli mg.

I-Edenita; II-Hornblenda edenítica; III-Hornblenda pargasítica; IV-Pargasita; V-Hornblenda pargasítica ferrosa; VI-Pargasita ferrosa; VII-Ferro edenita; VIII-Ferro hornblenda edenítica; IX- Magnésio hornblenda hastingsítica; X-Hastingsita magnesia; XI-Hornblenda hastingsítica; XII-Hastingsita.

Entretanto, nas rochas mais atingidas pela ação retrometamórfica, dois ou mais tipos de anfibólio ocorrem na mesma amostra, sendo que os pares coexistentes se separam em campos distintos, ou seja, enquanto que as fases portadoras de baixo teor em Al caem no campo da actinolita (Figura 13) os seus correspondentes aluminosos dispõem-se segundo um círculo fechado de pequeno raio englobando os limites dos campos da hornblenda edenítica, hornblenda pargasítica ferrosa, magnésio hornblenda hastingsítica e ferro hornblenda edenítica.

O exame da Figura 15, reunindo Al^{IV} e Al^{VI} , aliado às observações extraídas dos diagramas anteriores, possibilita concluir que os núcleos de anfibólio remanescente possuem teores mais altos em Al^{IV} e mais baixos em Si. Isto parece indicativo que, como resultado de mudanças no gradiente metamórfico regional, esses minerais tiveram sua composição química modificada, variando as concentrações de Si e Al^{IV} na posição tetraédrica. A Figura 15 mostra, ainda, uma separação nítida entre os anfibólios correspondentes aos três agrupamentos litológicos. Os anfibólios pertencentes ao grupo dos andesina-labradorita e oligoclá

Figura 15 - Gráfico reunindo os valores de Al^{IV} e Al^{VI} para os anfibólios de Morretes-Antonina.

TABELA X

Composição química parcial de anfibólios dos albita anfibolitos da região de Morretes-Antonina

	A-25a	A-25a*	A-306a	A-306a*	A-306b	A-306b*	A-337	A-481	E-19	Mo-249	Mo-249*	Mo-250a
SiO ₂	53,3	50,5	54,0	51,9	54,5	52,1	51,4	51,8	52,1	53,8	51,5	54,5
TiO ₂	0,16	0,24	0,13	0,25	0,19	0,39	0,14	0,19	0,16	0,19	0,18	0,08
Al ₂ O ₃	2,56	5,96	2,07	3,69	2,29	3,97	4,71	4,26	4,50	1,61	3,67	1,94
FeO**	14,0	12,0	12,9	15,2	12,9	15,6	14,2	15,1	12,2	10,5	15,5	12,6
MnO	0,27	0,29	0,36	0,30	0,27	0,31	0,41	0,29	0,30	0,39	0,40	0,25
MgO	15,3	14,1	15,7	13,5	15,7	13,8	12,5	13,9	15,1	17,2	13,1	16,7
CaO	12,5	12,7	12,5	12,7	12,5	12,7	12,7	12,7	12,5	13,3	12,7	12,6
Na ₂ O	0,30	0,61	0,50	0,52	0,35	0,45	0,61	0,41	0,47	0,36	0,52	0,22
K ₂ O	0,12	0,20	0,03	0,07	0,07	0,11	0,20	0,12	0,09	0,02	0,07	-
Total	98,51	96,60	98,19	98,13	98,77	99,43	96,87	98,77	97,42	97,37	97,64	98,89

* Fases coexistentes

**Fe calculado como FeO

TABELA XI

Fórmula estrutural, expressa na base de 23 átomos de oxigênio, dos anfibólitos dos albita anfibolitos, e número de NIGGLI mg

	A-25a	A-25a*	A-306a	A-306a*	A-306b	A-306b*	A-337	A-481	E-19	Mo-249	Mo-249*	Mo-250a
Si	7,668	7,373	7,751	7,558	7,760	7,499	7,553	7,488	7,524	7,729	7,557	7,742
Al ^{IV}	0,332	0,627	0,249	0,442	0,240	0,501	0,447	0,512	0,476	0,271	0,443	0,258
Al ^{VI}	0,102	0,399	0,100	0,191	0,145	0,172	0,369	0,215	0,290	0,002	0,192	0,067
Ti	0,017	0,026	0,014	0,027	0,020	0,042	0,016	0,021	0,017	0,020	0,020	0,009
Fe	1,684	1,465	1,548	1,851	1,536	1,878	1,745	1,826	1,473	1,262	1,902	1,496
Mn	0,032	0,036	0,044	0,037	0,033	0,038	0,051	0,035	0,036	0,048	0,049	0,030
Mg	3,280	3,069	3,359	2,930	3,332	2,960	2,738	2,995	3,250	3,683	2,865	3,536
Ca	1,926	1,986	1,922	1,981	1,907	1,958	2,000	1,967	1,934	2,047	1,997	1,917
Na	0,084	0,173	0,139	0,146	0,096	0,126	0,173	0,114	0,131	0,100	0,148	0,060
K	0,022	0,037	0,006	0,013	0,012	0,020	0,038	0,022	0,017	0,004	0,013	0,000
Z	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Y	5,115	4,995	5,065	5,036	5,066	5,090	4,919	5,092	5,066	5,015	5,028	5,138
X	2,032	2,196	2,067	2,140	2,015	2,104	2,211	2,103	2,082	2,151	2,158	1,977
mg	0,66	0,67	0,68	0,61	0,68	0,61	0,60	0,62	0,68	0,74	0,59	0,70

*Fases coexistentes

sio-andesina anfibolitos ocupam a porção superior, lado direito, do diagrama, fato decorrente dos seus teores mais elevados em Al^{IV} e Al^{VI} . Alguns pontos associados aos oligoclásio-andesina anfibolitos acham-se concentrados na região intermediária em relação ao conteúdo de Al^{IV} , representando, assim, aqueles minerais do grupo mais afetado pelo evento retrometamórfico. Os anfibólitos pertencentes ao terceiro grupo, os albita anfibolitos, situam-se na parte inferior, lado esquerdo, do gráfico, tendo por principal característica o seu caráter pouco aluminoso.

A análise conjunta dos dados químicos (Tabelas VII a XII) permite concluir que os anfibólitos das rochas anfibolíticas da área de Morretes-Antonina sofreram modificações apreciáveis em sua composição química, como resultado de variações ocorridas nas condições metamórficas regionais. As diferenças químicas existentes, quando comparadas as composições médias para os três agrupamentos litológicos, são muito significativas e apontam no sentido de uma adaptação progressiva desses minerais às novas condições de pressão e temperatura reinantes. Por outro lado, os resultados constantes da Tabela XII estão a indicar que esse processo de estabilização não chegou a se completar, com as amostras pertencentes aos grupos dos oligoclásio-andesina e albita anfibolitos mostrando associações mineralógicas em flagrante de equilíbrio, com a formação de diversas fases coexistentes. Esses dados demonstram, também, que o processo de adaptação às condições de metamorfismo mais brando se fez acompanhar de uma simplificação da composição química (compare-se, por exemplo, a maior complexidade química do anfibólito do grupo dos andesina-labradorita anfibolitos relativamente à fase 4 dos albita anfibolitos), a despeito do número maior de fases coexistentes nos albita anfibolitos.

Se confrontados os anfibólitos exibindo composição extrema (caso das fases 1 e 4, respectivamente, dos andesina-labradorita e albita anfibolitos; Tabela XII), verifica-se que as mudanças químicas consistiram, essencialmente, de uma diminuição dos teores de SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , Na_2O e K_2O , seguida do aumento

TABELA XII

Composição química média das fases coexistentes de anfibólios nos diferentes grupos de anfibolitos

	Andesina- labradorita anfibolitos	Oligoclásio-andesina anfibolitos				Albita anfibolitos				
	Fase 1	Fase 1	Fase 2	Fase 3	(Média)	Fase 1	Fase 2	Fase 3	Fase 4	(Média)
SiO ₂	43,9	43,0	45,0	52,7	(46,9)	43,8	49,1	51,5	53,7	(49,6)
TiO ₂	1,62	0,79	0,57	0,34	(0,57)	0,40	0,16	0,21	0,15	(0,23)
Al ₂ O ₃	12,0	12,5	11,1	2,07	(8,53)	11,3	5,87	4,45	2,50	(6,02)
FeO	14,9	18,6	15,5	13,7	(15,9)	18,4	14,3	14,3	12,5	(14,9)
MnO	0,23	0,41	0,33	0,51	(0,42)	0,43	0,39	0,34	0,31	(0,37)
MgO	10,1	9,5	12,0	15,3	(12,3)	9,5	13,8	13,7	16,0	(13,2)
CaO	12,3	12,4	12,6	12,8	(12,6)	12,2	13,0	12,7	12,6	(12,6)
Na ₂ O	1,37	1,26	1,40	0,81	(1,16)	1,43	0,95	0,58	0,37	(0,84)
K ₂ O	0,83	0,80	0,69	0,28	(0,59)	0,85	0,37	0,16	0,06	(0,36)
Total	97,25	99,26	99,19	98,51	(98,97)	98,31	97,94	97,94	98,19	(98,12)

concomitante do conteúdo em MgO , quando passando da fase 1 (hornblenda tschermakítica) à fase 4 (actinolita). Os dados da Tabela XII são, ainda, indicativos que essas modificações se processaram de forma gradativa, levando ao desenvolvimento de fases intermediárias.

Zoneamento - Uma característica pouco comum aos anfibólios das rochas anfibolíticas da região é a presença de estrutura zonada, visto que no conjunto de amostras analisadas apenas duas apresentaram essa feição. Preliminarmente, poder-se-ia afirmar que não há qualquer relação entre essas duas rochas, uma vez que, geograficamente, se situam em pontos distantes, próximos aos extremos dos quadrantes NE e SE. Além disso, os estudos ópticos revelaram que os seus minerais exibem situações inversas; enquanto a amostra E-5 contém cristais de anfibólio com núcleos claros e bordas verde escuro, a A-478a tem a maior parte da porção central dos seus grãos colorida de verde escuro, algumas vezes tendendo a marrom, e a periferia mostrando cores mais claras. Além disso, as dimensões dos cristais contribuem para que o zoneamento da primeira amostra seja bem mais evidente opticamente, o que não ocorre com a segunda, onde os grãos são muito pequenos, dificultando mesmo por vezes a distinção das duas áreas.

Com o objetivo de se caracterizar quimicamente essa feição, foram realizadas análises com a microsonda eletrônica, ora em pontos alinhados e equidistantes ao longo de um suposto perfil atravessando os cristais, ora em pontos dispersos localizados nas bordas dos grãos. Os valores médios correspondentes às bordas e aos núcleos de cada uma das amostras acham-se reunidos na Tabela XIII, que, por sua vez, contém também as fórmulas químicas desses minerais e o seu número de Niggli mg.

O exame dos resultados evidencia que as mudanças de coloração estão diretamente ligadas a variações na composição química desses minerais. Assim, para a amostra E-5, uma vez adotada a classificação de LEAKE (1968), tem-se um núcleo de compo

sição mais magnésio hornblenda e uma borda mais rica em magnésio hornblenda hastingsítica. Quimicamente, essas variações acham-se refletidas, em termos de núcleo → borda, na diminuição dos teores de SiO_2 e MgO e aumento concomitante nas concentrações de TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , Na_2O e K_2O . A pequena variação observada para o cálcio parece destituída de maior importância, pois é sabido que esse elemento apresenta um comportamento uniforme. Se comparados esses valores com os listados na Tabela XII, observa-se que a composição do núcleo caracteriza uma fase mineralógica de transição, em flagrante desequilíbrio químico, e que se identifica mais com os anfibólitos actinolíticos comuns aos albita anfibolitos. Por outro lado, a composição da borda corresponde a uma fase guardando grandes similaridades, conquanto o teor de MgO mantenha-se num plano ligeiramente superior, com a magnésio hornblenda dos andesina-labradorita anfibolitos.

Os dados relativos à amostra A-478a apontam para uma situação completamente distinta da anteriormente descrita, com as partes centrais dos cristais apresentando maior riqueza em TiO_2 , Al_2O_3 e FeO , e maior pobreza em SiO_2 e MgO relativamente às bordas. Conquanto essas variações sejam de menor monta, caracterizando muito mais fases transicionais, sem quimismo definido, verifica-se que as composições do núcleo e da borda aproximam-se mais dos termos actinolíticos, como evidenciado principalmente pelas concentrações de SiO_2 , Al_2O_3 e MgO . Se colocados dentro do contexto geológico regional, esses dados guardam perfeita sintonia com o sucedido na área, onde são visíveis as evidências da ação de um processo retrometamórfico superimposto ao evento regional. A presença de bordas de composição mais actinolítica está a indicar que esses anfibólitos reagiram às novas condições metamórficas reinantes, dando lugar, assim, à formação de uma associação mineralógica de mais baixo grau de metamorfismo.

No tocante à amostra E-5, os resultados estão apontando no sentido oposto, ou seja, de uma elevação do gradiente térmico, como indicado pela natureza mais hornblêndica das bordas

TABELA XIII

Composição química parcial de anfibólios zonados da região de
Morretes - Antonina

	A-478a		E-5	
	Borda	Núcleo	Borda	Núcleo
SiO ₂	51,2	49,1	43,0	48,9
TiO ₂	0,09	0,16	0,46	0,29
Al ₂ O ₃	4,91	5,87	11,8	5,83
FeO*	12,7	14,3	18,9	16,8
MnO	0,39	0,39	0,47	0,46
MgO	15,1	13,8	9,91	12,1
CaO	13,0	13,0	13,3	14,1
Na ₂ O	0,93	0,95	1,29	0,61
H ₂ O	0,37	0,37	0,68	0,22
Total	98,69	97,94	99,81	99,31

*Fe calculado como FeO

Fórmula química, expressa na base de 23 átomos de oxigênio, e
número de NIGGLI mg

	A-478a		E-5	
	Borda	Núcleo	Borda	Núcleo
Si	7,372	7,204	6,402	7,170
Al ^{IV}	0,628	0,796	1,598	0,830
Al ^{VI}	0,205	0,219	0,473	0,177
Ti	0,009	0,018	0,051	0,032
Fe	1,529	1,754	2,354	2,060
Mn	0,048	0,049	0,059	0,057
Mg	3,241	3,017	2,199	2,645
Ca	2,005	2,044	2,122	2,215
Na	0,259	0,270	0,372	0,173
K	0,068	0,069	0,129	0,041
Z	8,00	8,00	8,00	8,00
Y	5,03	5,06	5,14	4,97
X	2,33	2,38	2,62	2,43
mg	0,67	0,63	0,48	0,56

dos cristais relativamente às suas porções centrais. O comportamento desses anfibólitos não se coaduna com o observado em escala regional, parecendo mais ser o resultado de uma ação metamórfica de caráter localizado.

Minerais opacos - Os dois únicos minerais opacos encontrados nos anfibolitos de Morretes-Antonina foram ilmenita e magnetita (magnetita titanífera numa única amostra). Estes minerais ocorrem invariavelmente nos três grupos de rochas, sendo que nos andesina-labradorita anfibolitos estão presentes em concentrações diminutas.

Ilmenita pode ocorrer isoladamente ou então acompanhada de magnetita. Neste último caso, ela se faz presente em proporção bem maior que a da magnetita, atingindo muitas vezes razões da ordem de 5:1. A ocorrência de magnetita como único mineral do grupo é relativamente rara, e quando isso acontece ela participa apenas como um constituinte menor da rocha.

Em geral, esses minerais não apresentam hábitos distintos em função do grupo a que pertencem, mostrando sempre formas granulares, amebóides ou mesmo alongadas. Muito raramente vê-se um cristal subhedral ou euhedral. No entanto, nos anfibolitos intensamente afetados pelo retrometamorfismo, esses minerais exibem invariavelmente formas irregulares e evidências de intensa transformação mineralógica. Estas acham-se traduzidas na presença de titanita, formada às expensas dos opacos, e disposta ao seu redor, ou mesmo penetrando as porções mais interiores dos cristais. Em adição à titanita, os opacos encontram-se também associados aos anfibólitos, caso, por exemplo, da amostra E-11, circundando-os, parcialmente envolvidos por eles, ou mesmo dispostos ao longo de seus planos de clivagem.

Um programa inicial visando à identificação desses minerais foi levado a efeito por GIRARDI (1969), quando então resíduos de opacos analisados por meio de difratogramas de raios X revelaram a presença de magnetita e ilmenita.

Com o auxílio da microsonda, procurou-se caracterizar

quimicamente os opacos, nos diferentes grupos de anfibolitos, bem como estabelecer a sua abundância relativa. Os resultados obtidos para as diferentes amostras de cada grupo constam das Tabelas XIV, XV e XVI, enquanto que os valores médios acham-se reunidos na Tabela XVII.

TABELA XIV

Composição química parcial de ilmenita do
andesina-labradorita anfibolito A-184

TiO ₂	49,6
Al ₂ O ₃	0,01
FeO*	41,8
Total	91,41

*FeO calculado como FeO

Discussão dos Resultados - O exame das tabelas permite concluir que os resultados, dentro de cada grupo litológico, mostram pequenas variações para os elementos principais Ti e Fe, como evidenciado pelos totais das análises químicas, ora próximos de 100%, ora bem distantes. Os dados possibilitam igualmente concluir que a magnetita presente nessas rochas possui um teor extremamente baixo em titânio. Quando confrontadas as médias constantes da Tabela XVII, particularmente no tocante à ilmenita, observa-se que as diferenças encontradas são muito pequenas, conquanto existentes como se depreende dos valores da razão Fe/Ti. Já no caso da magnetita, a diferença torna-se muito acentuada, uma vez incluído no cálculo da média o valor referente à amostra A-370 (Tabela XV), um oligoclásio-andesina anfibolito trazendo magnetita com 5,34% de TiO₂ em sua composição. Esta análise é responsável pela razão Fe/Ti mais baixa desse grupo relativamente aos albita anfibolitos.

TABELA XV

Composição química parcial de ilmenita e magnetita dos oligoclásio-andesina anfibolitos da região de Morretes - Antonina

	A-307	A-358a	A-358a*	A-370	A-420	A-465
TiO ₂	51,9	51,7	0,24	5,34	50,9	50,2
Al ₂ O ₃	0,02	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01
FeO**	42,9	41,8	93,2	85,7	42,5	42,9
Total	94,82	93,51	93,45	91,07	93,41	93,11
	E-1	E-1*	E-5	E-11	Mo-267	Mo-272
TiO ₂	50,6	0,13	0,11	48,9	50,2	0,11
Al ₂ O ₃	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
FeO**	48,5	95,1	91,1	44,5	41,8	97,1
Total	99,11	95,24	91,22	93,41	92,01	97,22

*Fases coexistentes

**Fe calculado como FeO

TABELA XVI

Composição química parcial de ilmenita e magnetita dos albita anfibolitos da região de
Morretes - Antonina

	A-25a	A-25a*	A-37a	A-37a*	A-207	A-207*	A-306a	A-306b
TiO ₂	50,0	0,13	51,1	0,12	55,0	0,01	50,0	51,1
Al ₂ O ₃	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01
FeO**	43,7	94,1	42,7	93,1	45,5	97,5	44,0	45,9
Total	93,71	94,23	93,81	93,23	100,52	97,52	94,04	97,01

	A-337	A-478a	A-481	E-19	Mo-249	Mo-250a	Mo-250a*
TiO ₂	49,5	0,12	49,7	50,9	49,9	49,0	0,09
Al ₂ O ₃	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
FeO**	42,2	91,9	46,2	41,6	43,0	45,3	95,6
Total	91,72	92,03	95,91	92,51	92,91	94,31	95,70

*Fases coexistentes

**Fe calculado como FeO

TABELA XVII

Composição química média das fases coexistentes de opacos nos diferentes grupos de anfibolitos de Morretes - Antonina

Andesina - labradorita anfibolitos

Ilmenita

TiO ₂	49,6
Al ₂ O ₃	0,01
FeO	41,8
Total	91,41
Fe/Ti	1,09

Oligoclásio - andesina anfibolitos

Ilmenita

Magnetita

TiO ₂	50,6	1,19
Al ₂ O ₃	0,01	0,01
FeO	43,6	92,4
Total	94,21	93,60
Fe/Ti	1,12	101,1

Albita anfibolitos

Ilmenita

Magnetita

TiO ₂	50,6	0,10
Al ₂ O ₃	0,01	0,01
FeO	44,0	94,5
Total	94,61	94,61
Fe/Ti	1,13	122,4

A QUÍMICA MINERAL E O GRADIENTE METAMÓRFICO

Feldspatos

TILLEY (1924), estudando os efeitos do metamorfismo de contato em rochas dos Highlands, Escócia, observou que o teor da molécula de anortita dos plagioclásios varia diretamente com a intensidade do gradiente metamórfico. VOGT (1927, citação em MIYASHIRO, 1968) determinou a variação composicional dos plagioclásios em uma série de gabros metamorfoseados na área de Sulitelma, Suécia. Na oportunidade, pode observar um contínuo empobrecimento da molécula de anortita desses minerais com o decréscimo da temperatura de formação, sendo que nas regiões de baixa temperatura, correspondente à fácies dos xistos verdes, o plagioclásio estável é a albita. A exemplo daqueles autores, PHILLIPS (1930), WISEMAN (1934), WAARD (1959), GOMES (1962), ENGEL e ENGEL (1962a), ENGEL *et al.* (1964), GOMES *et al.* (1964), BINNS (1964), MIYASHIRO (1968), GOMES (1971, 1972) e WENK *et al.* (1974) vêm investigando o comportamento químico de plagioclásios em rochas metamórficas, de regiões completamente distintas, submetidas a condições variáveis de metamorfismo, tendo invariavelmente chegado a resultados idênticos.

Fato que particularmente chamou a atenção dos diversos petrólogos foi a mudança composicional dos plagioclásios durante todo o campo de variação do gradiente metamórfico, sendo que a cada intervalo de temperatura de cristalização, parece corresponder um membro da série com um teor de anortita definido e correspondente àquele intervalo. Isso fez com que MIYASHIRO (1968) passasse a utilizar o teor de anortita dos plagioclásios como índice do gradiente metamórfico.

No Brasil, coube a GOMES (1962) a iniciativa pioneira de correlacionar a composição dos plagioclásios, determinada opticamente, e o gradiente metamórfico, em anfíbolitos do Jaraguá,

São Paulo. Um estudo mais minucioso por parte do mesmo autor (GOMES, 1971, 1972), utilizando dessa vez dados químicos, permitiu concluir que esses minerais, em virtude da elevação de temperatura provocada por uma intrusão granítica, sofreram modificações diversas, aumento do tamanho dos grãos, maior abundância e enriquecimento em cálcio, etc.

No tocante aos anfibolitos de Morretes-Antonina, a variação da composição dos plagioclásios, embora processada em sentido oposto, guarda inteira concordância com os resultados obtidos por GOMES (1971, 1972). As análises químicas, reunidas nas Figuras 5 e 6, evidenciam claramente que os plagioclásios acham-se situados em três campos distintos, sendo que, nos dois primeiros, os pontos se distribuem maciçamente na região compreendida entre An_{0-5} e An_{20-37} , embora em ambos os casos os limites superiores possam ser estendidos até An_9 e An_{40} , se consideradas as regiões de menor incidência de plagioclásios. A separação desses dois campos é devida à existência dos "peristerite" definidos previamente. O terceiro acha-se compreendido pelo intervalo An_{45-75} , definido, no entanto, a partir de dados referentes apenas a duas amostras.

Análises químicas dos anfibolitos representantes de cada grupo (GIRARDI, 1969, 1971) demonstram nitidamente que as variações em CaO dessas rochas não são muito significativas. Mesmo em se tratando dos andesina-labradorita anfibolitos, portadores de plagioclásios mais cálcicos, é possível observar-se que os seus valores em CaO estão em geral dentro do campo de variação desse óxido para os demais grupos. Esse fato parece indicativo de que a composição da rocha não teve qualquer influência sobre a natureza dos plagioclásios, com esta dependendo tão somente do gradiente metamórfico.

Os resultados evidenciam que, devido à distribuição geográfica irregular dos corpos anfibolíticos, como visível no mapa de localização das amostras (Figura 1), a ação do retrometamorfismo se fez sentir em intensidade variável. Nos albita anfibolitos, os efeitos foram mais intensos, a julgar-se pela escassez

de remanescentes cálcicos, atestando o caráter polimetamórfico dessas rochas. Esse estágio final se deu em condições de baixa temperatura. A intensidade do fenômeno sobre os oligoclásios-andesina anfibolitos varia de local para local, tornando-se mais acentuada nos corpos portadores de maior concentração de albita coexistente com um plagioclásio mais cálcico. De qualquer maneira, os plagioclásios mais cálcicos desse agrupamento se formaram em condições inferiores de temperatura relativamente aos minerais do grupo dos andesina-labradorita anfibolitos.

Anfibólitos

As pesquisas realizadas nas últimas décadas demonstram ser possível estabelecer relações entre o quimismo de minerais coexistentes em rochas metamórficas e as condições de cristalização. Devido a sua estabilidade dentro de amplos limites de metamorfismo e a sua grande variabilidade de composição, os anfibólitos vêm merecendo enorme atenção por parte dos pesquisadores.

WISEMAN (1934) foi o primeiro autor a correlacionar a composição química das hornblendas e o gradiente metamórfico, em seus estudos sobre epidioritos da região central e sudoeste dos Highlands da Escócia. A exemplo desse autor, muitos outros pesquisadores se preocuparam com o problema, estudando áreas preliminarmente conhecidas quanto ao gradiente metamórfico, para então poder extrair conclusões sobre o comportamento químico dos diversos elementos presentes nesses minerais. Dentre esses autores, mencione-se HARRY (1950), SHIDÔ (1958), SHIDÔ e MIYASHIRO (1959), ENGEL *et al.* (1961), ENGEL e ENGEL (1962b), BINNS (1965), LEAKE (1965), GOMES (1971), GOMES *et al.* (1972) e WENK *et al.* (1974).

A presença de actinolita em rochas metamórficas de baixo grau, e hornblenda nas de grau elevado, levou HARRY (1950)

a sugerir que o aumento de temperatura se faz acompanhar pela substituição de Si por Al, na estrutura desses minerais. Por outro lado, SHIDÔ (1958) e SHIDÔ e MIYASHIRO (1959) sugeriram que Na + K tendem a aumentar com a elevação do gradiente metamórfico. LEAKE (1965), num trabalho de revisão a partir de dados coligidos da literatura, verificou que as sugestões daqueles autores são válidas tão somente para rochas de grau metamórfico baixo, quando ocorrem transformações de actinolita para hornblenda; nos anfibólitos formados em condições de metamorfismo mais enérgico, onde tem lugar apenas a transformação de uma hornblenda em outra, aquela correlação com o gradiente metamórfico torna-se mais difícil de ser precisada. Ainda nesse trabalho, LEAKE (1965) concluiu que a composição da hornblenda originada em condições de metamorfismo mais elevado, dentro de amplos limites de pressão e temperatura, é controlada principalmente pela composição da rocha ou do magma. Como exemplo, o referido autor cita a presença de actinolita e tremolita em rochas da fácies anfibolito, de composição apropriada, como mármore impuros ou rochas ultramáficas metamorfoseadas. Apesar da sua dependência relativamente à composição da rocha, as hornblendas podem ser adequadamente investigadas, uma vez conhecida a composição química da rocha, permitindo, assim, com as devidas correções, estabelecer-se mudanças químicas ocorridas como reflexos de variações do gradiente metamórfico. WENKE *et al.* (1974), em seu estudo sobre anfibólitos calcíferos e anfibolitos da região de Lepontine, Alpes Centrais, chegaram a conclusões similares às de LEAKE (1965). Nesse trabalho, verificou-se que, ao lado de uma variação composicional sistemática dos plagioclásios em direção às zonas de baixo grau metamórfico, as hornblendas apresentavam uma composição limitada, e que raramente estavam associadas às actinolitas. Observaram, também, que o teor de magnésio nas hornblendas, assim como nas rochas anfibolíticas, aumenta com a intensidade do metamorfismo, e que há uma nítida interdependência entre os valores da razão Mg/Fe para hornblendas, biotitas e rocha hospedeira. Segundo ainda esses autores, os teores de Fe_2O_3 , Na_2O e H_2O nos anfibólitos tendem a decrescer com a elevação do gradiente.

No Brasil, pouco se tem investigado a respeito do comportamento químico de anfibólios em anfibolitos. Coube a GOMES (1971) e, posteriormente, GOMES *et al.* (1972), a iniciativa de correlacionar o quimismo de anfibólios com o gradiente metamórfico, no já referido estudo do corpo anfibolítico do Jaraguá, São Paulo. Esse estudo se revestiu de grande importância, visto que, pelo fato desses anfibolitos constituírem uma ocorrência única, foi possível executar-se um estudo sistemático do quimismo desses minerais ao longo de todo o corpo, até a sua zona de contato com extensa massa granítica. Na oportunidade, esses autores verificaram que os anfibólios exibiam variações sistemáticas de composição ao longo do corpo; nas regiões próximas ao contato, esses minerais apresentavam-se mais enriquecidos em ferro, ao lado de empobrecidos em magnésio. Essas diferenças foram interpretadas como devidas a modificações das condições metamórficas provocadas pela intrusão granítica. Ainda, segundo esses autores, o aumento progressivo do gradiente se fez acompanhar por um concomitante enriquecimento em Al^{IV} , Al^{VI} e Ti nesses minerais, enquanto que os álcalis permaneceram mais ou menos constantes. A exemplo dessa ocorrência, deve ser lembrado que os anfibolitos de Morretes-Antonina, a despeito de sua situação geológica distinta, podem ser comparáveis entre si, uma vez que a ocupação química das posições estruturais dos anfibólios depende antes que tudo das condições metamórficas superimpostas.

Alumínio - Como referido, WISEMAN (1934) correlacionou a composição química das hornblendas com o grau de metamorfismo da rocha hospedeira, de natureza básica, em seu trabalho sobre a região dos Highlands da Escócia. Segundo esse autor, Si é substituído por Al durante a elevação do gradiente metamórfico da área. THOMPSON (1947), procurando correlacionar Al e a posição estrutural dos silicatos, concluiu que Al tende a exibir coordenação tetraédrica nas rochas de alta temperatura, e octaédrica nas de baixa. Ainda no mesmo trabalho, o autor acabou também por concluir que o efeito da pressão hidrostática é menos evidente. BINNS (1965), realizando estudos em rochas metabási

cas do Willyama Complex, Nova Gales do Sul, concluiu que, do ponto de vista das reações minerais, um dos principais efeitos causados pelo aumento do gradiente metamórfico parece residir na forma com que o Al, substituindo o Si na posição estrutural Z, é balanceado. Por outro lado, em contradição ao exposto, ENGEL e ENGEL (1962), em seu estudo sobre hornblendas formadas em condições de metamorfismo progressivo, na região de Andirondack Mountains, Nova York, EUA, verificaram que as variações de Si e Al são pouco significativas.

Correlações de Al^{VI} com a pressão de cristalização, já haviam sido sugeridas por WICKMAN (1943, citação em LEAKE, 1965). A partir de dados coligidos da literatura, LEAKE (1965) verificou que anfibólios metamórficos tendem a trazer em sua estrutura conteúdo mais alto em Al^{VI} relativamente aos anfibólios ígneos, interpretando essa observação como um reflexo das temperaturas mais altas de cristalização das rochas ígneas e de diferenças de pressão durante a cristalização, visto que os anfibólios de baixo grau contêm sabidamente pequena quantidade de Al^{VI} . Em adição a esses dados, verificou, ainda, que anfibólios associados a cianita, jadeíta e glaucofânio, minerais indicadores de alta pressão, continham um máximo possível de Al^{VI} em relação a Si. Apesar do teor de Al^{VI} estar condicionado à pressão, LEAKE (1965) manifestou opinião de que a quantidade desse elemento em anfibólios calcíferos não é proporcional à sua atuação durante o processo de cristalização, uma vez que considera a composição da rocha não menos importante. Isso porque muitos anfibólios de alto teor em Al^{VI} provêm de rochas aluminosas, disso resultando ser o seu conteúdo em Al^{VI} devido à combinação da composição da rocha e alta pressão. Numa situação inversa, um anfibólio pobre em Al^{VI} , mas que comprovadamente se cristalizou em condições de alta pressão, deve o seu baixo teor em Al a escassez desse elemento na rocha hospedeira. Ainda se referindo ao mesmo autor, uma observação importante que deve ser feita diz respeito às dificuldades do uso desse parâmetro como medida de mudanças de pressão em regiões metamorfoseadas, uma vez que a composição da rocha e do plagioclásio associado, o qual é relacionado à tempe

ratura, também influencia a quantidade de Al octaédrico.

Nos anfibolitos do Jaraguá, GOMES (1971) e GOMES *et al.* (1972) verificaram que os anfibólitos situados próximos à região de contato com o granito são mais ricos em Al^{IV} e Al^{VI} , o que permitiu concluir que os mesmos teriam sido submetidos a condições de pressão mais intensa ou, alternadamente, de temperatura mais elevada.

A vista do exposto, verifica-se que o comportamento do alumínio é um tanto controvertido, com duas linhas de pensamento sendo seguidas: uma considerando a temperatura como o fator básico de controle do teor de Al^{IV} nos anfibólitos, enquanto que outra assumindo que o Al^{VI} estaria condicionado à pressão, a despeito da sua dependência da composição da rocha.

A Figura 15 mostra a projeção de Al^{IV} e Al^{VI} para os anfibólitos de Morretes-Antonina. Nesse gráfico, são perfeitamente visíveis dois campos distintos, um deles reunindo os anfibólitos de alto e médio grau metamórfico (respectivamente, andesina-labradorita e oligoclásio-andesina anfibolitos), enquanto que o outro contendo os anfibólitos de baixo grau (albita anfibolitos). Alguns pontos correspondentes aos oligoclásio-andesina anfibolitos acham-se também contidos no segundo campo. Esses pontos correspondem à fase actinolítica coexistente com as hornblendas dos anfibolitos estabilizados em gradiente intermediário.

A análise da Figura 15 permite que se tire conclusões a respeito de alguns pontos. Em ambos os campos, pode-se notar a influência marcante da pressão, conquanto a temperatura pareça ter sido fator mais importante. Considerando apenas o campo correspondente aos anfibolitos de grau mais elevado, verifica-se que a maioria dos pontos acha-se concentrado dentro de uma estreita faixa, limitada entre 1,4 e 1,65 de Al^{IV} , enquanto nas ordenadas observa-se uma variação significativa de Al^{VI} (0,32 a 0,82), evidenciando, assim, que, ao lado das condições de temperatura elevada, a pressão assumiu um papel bastante importante. Da mesma forma, no grupo dos albita anfibolitos, representando as rochas formadas em baixas temperaturas, pode-se notar que o Al^{IV}

é menos variável relativamente a Al^{VI} ; por exemplo, se tomado o ponto correspondente a 0,26, ou então aquele em torno de 0,5, vê-se nitidamente que para um valor aproximadamente constante de Al^{IV} , há uma variação bastante significativa nas ordenadas, ou seja, na concentração de Al^{VI} , sugerindo, assim, uma certa influência da pressão. Pode-se, ainda, extrair do gráfico a conclusão de que algumas das rochas afetadas pelo retrometamorfismo se formaram em condições de pressão muito baixa, como indicado pelos teores extremamente baixos em Al^{VI} .

Alcalis - Estudos por SHIDÔ e MIYASHIRO (1959) em rochas básicas do platô central de Abukuma, Japão, possibilitaram concluir que o teor de álcalis das hornblendas pode ser correlacionado com as condições de pressão e temperatura em que se deu a cristalização. Segundo esses autores, o conteúdo em álcalis de hornblendas de uma particular fácies de metamorfismo aumenta com a elevação do gradiente metamórfico. BINNS (1965), com base em investigações realizadas em rochas do Willyama Complex, chegou a conclusões semelhantes; por outro lado LEAKE (1965), como mencionado anteriormente, acredita que o uso do teor de álcalis como medida da intensidade de processos metamórficos é válido apenas para as rochas de baixo grau.

Em realidade, os vários trabalhos no gênero têm demonstrado que o comportamento dos álcalis nos anfibólitos em rochas submetidas à metamorfismo variável nem sempre é uniforme. Assim, enquanto ENGEL e ENGEL (1962b) conseguiram agrupar anfibolitos formados em condições metamórficas diversas em dois campos perfeitamente definidos, equivalentes às regiões de Emeryville e Colton, a partir do gráfico relacionando Ca e (Na + K) em anfibólitos, GOMES (1971) e GOMES *et al.* (1972) não observaram variações significativas nos teores desses elementos junto aos anfibôlios das rochas do Jaraguá.

Os dados reunindo Ca e (Na + K) para os anfibólitos de Morretes-Antonina estão projetados na Figura 16. A distribuição dos pontos guarda concordância com a obtida por ENGEL e ENGEL

(1962b), uma vez que é possível delimitar dois campos distintos. O primeiro representa os anfibolitos de baixo grau, com um teor em álcalis variando entre 0,05 e 0,2; a única exceção reside na presença de um anfibólio de composição actinolítica (grau baixo de metamorfismo) coexistindo com minerais de grau médio. O segundo campo, bem afastado do anterior, contém apenas pontos correspondentes aos anfibólios formados em condições de metamorfismo de grau médio e alto, com um teor em álcalis variável de 0,45 a 0,63. Entre os dois campos são encontrados pontos relativos aos anfibólios zonados e às fases coexistentes dos oligoclásio-andesina anfibolitos. Assim, a partir do diagrama da Figura 16, pode-se concluir que os anfibólios dos anfibolitos de Morretes-Antonina formam dois agrupamentos distintos, um mais rico em álcalis, com os minerais tendo se originado em condições de metamorfismo de grau médio a alto (oligoclásio-andesina e andesina-labradorita anfibolitos), e outro mais pobre, correspondendo aos minerais de baixo grau (albita anfibolitos).

Figura 16 - Gráfico reunindo os valores de Ca e (Na+K) para os anfibólios de Morretes-Antonina.

Titânio - DEER (1938) notou, pela primeira vez, a interdependência entre as propriedades físicas e a composição química de anfibólios. Segundo esse autor, a concentração de titânio nas hornblendas guarda relação direta com a cor marrom desses minerais. Uma vez que hornblendas de cor marrom são sabidamente estáveis apenas em condição de metamorfismo de alto grau, vários autores viram no fato a possibilidade de se estabelecer um novo parâmetro para medidas de variação do gradiente metamórfico.

ENGEL e ENGEL (1962b), em seu estudo sobre as rochas da região de Adirondack Mountains, observaram que a concentração de TiO_2 nas hornblendas aumenta com o grau de metamorfismo; por outro lado, BINNS (1965) concluiu, junto às rochas básicas metamorfoseadas do Willyama Complex, que um dos principais efeitos causados pela elevação do grau de metamorfismo nas hornblendas desses anfibolitos consiste do aumento do seu teor em titânio. Conclusão idêntica foi obtida por GOMES (1971) e GOMES *et al.* (1972) junto às hornblendas do corpo anfibolítico do Jaraguá. LEAKE (1965), em seu trabalho de revisão sobre anfibólios calcíferos e subcalcíferos, observou que a substituição de Ti na estrutura de minerais silicáticos é controlada principalmente pela temperatura. Segundo ainda esse autor, a presença de ilmenita em rochas anfibolíticas indica que os seus anfibólios estão saturados em óxido de titânio.

O exame da Tabela XII, reunindo a composição média dos anfibólios dos anfibolitos de Morretes-Antonina, evidencia claramente que o teor de TiO_2 desses minerais varia de forma crescente, quando passando dos albita anfibolitos até os andesina-labradorita anfibolitos. A projeção dos pontos correspondentes aos valores de Si e Ti (Figura 17), extraídos das Tabelas VII, IX e XI, demonstra que essas variáveis guardam relação inversa, com os anfibolitos de baixo grau contendo alto teor em Si e baixo em Ti; neste grupo, a variação do teor de Ti é muito pequena. Por outro lado, os anfibolitos de grau médio a alto, ao lado do teor mais alto em Ti e muito mais baixo em Si, apresentam, igualmente, uma grande variação no conteúdo em Ti (0,04

Figura 17 - Gráfico reunindo os valores de Ti e Si para os anfibólios de Morretes-Antonina.

a 0,19). A exemplo do observado nas Figuras 15 e 16, verifica-se, também, a existência de alguns pontos dispersos entre os dois campos, correspondendo aos anfibólios zonados e às fases coexistentes dos oligoclásio-andesina anfibolitos.

Os dados corroboram as conclusões obtidas anteriormente quanto ao comportamento do alumínio e dos álcalis nesses minerais, ou seja, os anfibólios formados em condições metamórficas mais intensas (oligoclásio-andesina e andesina-labradorita anfibolitos) mostram-se mais enriquecidos em $Al(Al^{IV} \text{ e } Al^{VI})$, (Na+K) e Ti, relativamente àqueles de baixo grau (albita anfibolitos).

Opacos

A literatura especializada tem demonstrado que não há quase dados químicos sobre o comportamento de minerais opacos em rochas anfibolíticas polimetamórficas, cabendo a HOWIE (1955), ENGEL *et al.* (1964) e GOMES (1971, 1973) a autoria de poucos trabalhos existentes.

ENGEL *et al.* (1964) observaram que ilmenitas presentes em anfibolitos da região dos Adirondack Mountains, Nova York, variam em quantidade com o gradiente metamórfico, bem como que titanita, formada a partir da alteração daqueles minerais, tende a desaparecer em condições de metamorfismo mais enérgico. Por outro lado, análises químicas desses minerais revelaram uma pequena variação dos teores dos seus componentes químicos principais com o gradiente; essa variação parece indicativa de que nesses minerais Ti aumenta levemente com a elevação do metamorfismo, enquanto que Fe se comporta de forma antagônica. Em seu estudo sobre o quimismo de ilmenitas dos anfibolitos do Jaraguá, GOMES (1971, 1973) verificou que Ti mantém-se mais ou menos constante, enquanto que Fe decresce ligeiramente com o aumento do gradiente.

Como visto nas Tabelas XV a XVII, as ilmenitas das rochas de Morretes-Antonina apresentam diferenças químicas muito pequenas, conquanto não se possa negar que a quantidade de FeO diminui muito discretamente junto aos andesina-labradorita anfibolitos; por outro lado, o teor de TiO_2 comporta-se de maneira razoavelmente uniforme junto aos três grupos litológicos.

Se confrontados os valores da razão Ti/Fe nas rochas acima, nota-se uma leve, porém significativa, variação passando-se de 1,13, nos andesina-labradorita anfibolitos, a 1,12 nos oligoclásio-andesina anfibolitos, e, finalmente, a 1,09, junto aos albita anfibolitos. Por sua vez, ENGEL *et al.* (1964) conseguiram valores muito similares, 1,09 e 1,11, quando examinan

do, respectivamente, ilmenitas em anfibolitos de médio e alto grau de metamorfismo. Para rochas granulíticas da região de Madras, Índia, HOWIE (1955) obteve um valor de 1,33.

No tocante às magnetitas, por sinal ausentes dos andesina-labradorita anfibolitos, os dados são perfeitamente comparáveis uma vez excluído do cálculo do valor médio a amostra A-370 portadora de magnetita titanífera. Incluindo-se esta última amostra, tem-se, então, valores muito distintos para a razão Ti/Fe , 101,1 e 122,4, respectivamente, junto aos oligoclásio-andesina anfibolitos e albita anfibolitos.

METAMORFISMO

As evidências químicas não deixam quaisquer dúvidas de que os anfibolitos da região de Morretes-Antonina são polimetamórficos, com a última fase de metamorfismo, que por sinal não afetou todas as rochas da área, sendo responsável pela estabilização dos minerais em condições de baixa temperatura.

A Figura 1 mostra que um segundo evento de caráter nitidamente regressivo atuou de maneira distinta na região, estando as rochas mais atingidas pelo processo confinadas a uma faixa (I, no mapa da Figura 1), orientada para NE e situada a leste de São João da Graciosa, relativamente estreita, onde anfibolitos albiticos ocorrem associados a clorita xistos e xistos magnesianos. Esse ciclo metamórfico parece estar relacionado à intrusão de maciços graníticos pós-tectônicos, responsáveis pelo desenvolvimento de fraturas que se fizeram acompanhar da deformação e cizalhamento das encaixantes regionais. A intensa tectônica de borda desses corpos propiciou condições favoráveis à circulação de soluções, provocando reações químicas e levando à formação de assembléias mineralógicas estáveis em metamorfismo de baixo grau. Por outro lado, rochas aflorando nas zonas II do mapa foram pouco atingidas pela diaforese ou mantiveram-se mesmo completamente inalteradas.

Como previamente referido, as rochas das faixas II (Figura 1) foram submetidas a metamorfismo regional de médio a alto grau, em condições compatíveis com a fácies anfibolito de TURNER (1968). Aqui se incluem, segundo GIRARDI (1971), os migmatitos homogêneos e heterogêneos, portadores de oligoclásio e andesina, gonditos, oligoclásio-andesina anfibolitos e andesina-labradorita anfibolitos. Superposto a esse evento, teve lugar um segundo, de caráter mais localizado, com as paragêneses minerais apontando condições condizentes com a fácies dos xistos verdes de TURNER (1968). Enquadram-se aqui os gnaisses e anfibolitos albiticos, xistos magnesianos, clorita xistos e quartzi

tos com magnetita (GIRARDI, 1971).

As informações coligidas neste estudo estão a indicar que as rochas mais afetadas pelo evento retrometamórfico, os albita anfibolitos, possuem características químicas muito especiais, como indicado pela natureza sódica do seu plagioclásio e composição mais actinolítica do anfibólio. Feições adicionais consistem da presença nessas rochas de outros minerais resultantes de mudanças mineralógicas de baixo grau, como epídoto (formado a partir da transformação de um plagioclásio mais cálcico em albita + epídoto), clorita e titanita. Por outro lado, evidências químicas e texturais apontam no sentido de uma transformação progressiva dos andesina-labradorita anfibolitos em direção aos albita anfibolitos, como resultado das variações no gradiente metamórfico regional apontadas atrás. Essas evidências acham-se traduzidas sobretudo na composição extremamente variável dos plagioclásios, estendendo-se de An_0 a An_{75} , assim como na presença de estrutura zonada em certos cristais de anfibólio (por exemplo, amostra A-478a), com as partes centrais dos cristais guardando uma composição mais hornblêndica.

Em termos de química mineral, a transformação de hornblenda, fase estável em condições metamórficas de médio a alto grau, em actinolita, fase de baixo grau, se fez acompanhar do aumento dos teores de SiO_2 e MgO , ao lado de uma concomitante diminuição dos conteúdos de TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , Na_2O e K_2O . Como exhaustivamente discutido no capítulo anterior, os teores de TiO_2 , Al_2O_3 e $(Na_2O + K_2O)$ nos anfibólios variam diretamente com a elevação do gradiente metamórfico. Portanto, as variações encontradas guardam total concordância com o observado em rochas anfibolíticas de outras partes do globo. Se analisados os valores médios para as modas dos três agrupamentos litológicos (Tabela XVIII), verifica-se que o evento retrometamórfico acarretou variações marcantes nas concentrações dos principais constituintes mineralógicos. A diminuição dos teores de hornblenda e plagioclásio acha-se de certa forma compensada pelo aumento das concentrações de actinolita, epídoto, clorita, biotita e opacos.

Em adição aos eventos metamórficos referidos, alguns locais, dispersos, da região viram-se ainda afetados por um processo metassomático, caracterizado sobretudo pela formação de minerais potássicos. Esse fenômeno, provavelmente relacionado do ponto de vista genético com os maciços graníticos da área, alcançou maior expressão junto à amostra E-23, onde teve lugar a formação de grande quantidade de microclínio.

TABELA XVIII

Valores modais médios para os grupos de anfibolitos da região de Morretes - Antonina

	Oligoclásio- andesina-la- bradorita an- fibolitos	Oligoclásio-andesina anfibolitos	Albita anfibolitos	
Actinolita	-	-	31,8	26,1
Hornblenda	63,6	61,8	26,8	11,1
Plagioclásio	28,9	12,7	17,9	12,2
Epídoto	8,7	8,8	8,5	30,3
Biotita	-	5,4	5,6	8,6
Clorita	0,4	0,3	1,1	2,5
Quartzo	1,2	5,3	2,4	3,8
Titanita	0,6	1,1	0,1	1,4
Opacos	-	1,2	3,7	3,8
Apatita	-	0,5	0,3	0,2
Zircão	0,9	-	-	-
Piroxênio	0,9	2,8	-	-

EVOLUÇÃO DOS ANFIBOLITOS

A despeito da inexistência de feições texturais e de dados químicos para elementos traços, as relações dos números de Niggli mg e c , quando tomadas comparativamente ao "trend" de variação dos doleritos do Karroo, África do Sul (reproduzido em LEAKE, 1964), a distribuição das análises no diagrama $CaO-MgO-FeO$ de WALKER *et al.* (1960), bem como os valores de TiO_2 e K_2O permitem GIRARDI (1969) concluir que os anfibolitos de Morretes-Antonina possuem origem ortometamórfica.

Essas rochas, muito provavelmente antigas intrusivas básicas, foram atingidas por um evento metamórfico regional, que atuou por volta de 600 m.a., acarretando-lhes profundas modificações texturais e mineralógicas. Numa tentativa de adaptação às novas condições de pressão e temperatura reinantes, os plagioclásios cálcicos viram-se transformados em termos ligeiramente mais sódicos, enquanto que os piroxênios passaram a anfibólios, estes de natureza hornblêndica, como evidenciado pelo quimismo dos cristais remanescentes. Ao que tudo faz crer, esse metamorfismo regional atuou em toda a área de maneira intensa e indistintamente, alcançando gradiente compatível com a fácies anfibolito, a julgar-se pela assembléia mineralógica comum aos andesina-labradorita anfibolitos.

Evidências geocronológicas e de campo estão a indicar que as metamórficas regionais foram invadidas por corpos graníticos, com a sua intrusão fazendo-se acompanhar de intensa tectônica de borda. Como resultado, processos de fraturamento e falhamento tiveram lugar, criando, assim, condições altamente favoráveis à percolação dos fluidos emanados desses corpos. As relações de contato desses granitos com as encaixantes regionais foram investigadas por FUCK (1966), CORDANI e GIRARDI (1967) e, posteriormente, por GIRARDI (1969). Este último autor encontrou junto às rochas anfibolíticas, evidências de metamorfismo de contato provocado pelas intrusões graníticas. Em vários locais da área, essa ação de contato se fez acompanhar de atividades metas

somáticas levando à formação de minerais potássicos, em especial microclínio. Aplicando a termometria de BARTH (1962) às rochas da área, GIRARDI (1969) concluiu que os oligoclásio-andesina gnaisses, e, por extensão, os oligoclásio-andesina e andesina-labradorita anfibolitos, formaram-se em temperaturas ao redor de 480-520° C, enquanto que os granitos cristalizaram-se em torno de 700-750° C. Idades Rb-Sr para as rochas graníticas da área confirmam que elas são mais jovens que as metamórficas regionais, com os valores, incluindo também aqueles obtidos para os maciços do Guaraú e Anhangava, situando-se sobre uma isócrona de referência de 541 ± 11 m.a. (CORDANI e KAWASHITA, 1971). Segundo estes autores, essa idade representa o episódio pós-tectônico principal associado à fase de dobramentos Ribeira.

Como previamente referido, processos de cisalhamento favoreceram a migração de soluções hidrotermais, responsáveis pela transformação química, mineralógica e textural das metamórficas regionais. A ação dessas soluções foi mais efetiva junto às rochas localizadas na faixa I delimitada no mapa geológico. Junto às variedades anfibolíticas, o processo de alteração, que, foi parcial ou completo, dependendo de vários fatores, os mais importantes a temperatura e a quantidade de fluidos (GIRARDI, 1969), levou à formação de uma assembléia mineralógica reunindo principalmente actinolita (produto de transformação da hornblenda), albita, e epidoto (estes dois últimos minerais formados a partir da decomposição do plagioclásio original mais cálcico) e titanita (derivada da ilmenita). Essas mudanças mineralógicas, ocorridas à baixa temperatura, certamente inferior a 450° C em virtude da presença de albita pura, caracterizam a existência na área de um segundo evento metamórfico, este de caráter regressivo, com paragêneses condizentes com a fácies dos xistos verdes. A ação desse evento acha-se também evidenciada nas idades K-Ar coligidas por CORDANI e ABRÃO (1974) em anfibólitos e plagioclásios de alguns anfibolitos da área. Os dados são muito diversos, particularmente os obtidos em feldspatos, mineral sabidamente conhecido como incapaz de reter Ar, uma vez a rocha tenha sido submetida a um evento geológico posterior a sua formação.

SUMÁRIO E CONCLUSÕES

Os anfibolitos de Morretes-Antonina, ocorrendo na forma de pequenos corpos intercalados em rochas migmatíticas regionais, exibem variações mineralógicas marcantes permitindo separá-los, em conformidade com GIRARDI (1969, 1971), em três grupos distintos: andesina-labradorita, oligoclásio-andesina e albita anfibolitos.

Os andesina-labradorita anfibolitos contêm plagioclásio (An_{40-75}) e apenas um tipo de anfibólio como minerais dominantes, enquanto que ilmenita ($Fe/Ti = 1,13$) é o principal opaco presente. O anfibólio possui composição hornblêndica e, comparativamente aos minerais dos demais grupos, apresenta maior riqueza em TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , Na_2O e K_2O , menor razão Si/Al e teores elevados em Al^{IV} e Al^{VI} .

Os oligoclásio-andesina anfibolitos são mais heterogêneos química e mineralogicamente, aparecendo duas variedades de anfibólio (hornblenda e actinolita), ao lado de um plagioclásio de composição igualmente variável (An_{20-50}) como principais componentes. Como acessórios, ocorrem ilmenita ($Fe/Ti = 1,12$) e magnetita, enquanto que epídoto já se faz presente em proporções significativas. Relativamente aos termos mais hornblêndicos, as actinolitas têm como características químicas marcantes o enriquecimento em SiO_2 e MgO , bem como o aumento da razão Si/Al . Esse grupo representa uma etapa de transição, com as fases mineralógicas coexistentes guardando características químicas comuns aos minerais dos agrupamentos extremos, andesina-labradorita anfibolitos e albita anfibolitos.

Os albita anfibolitos constituem as rochas mais alteradas da região, mostrando invariavelmente uma textura xistosa de caráter marcadamente nematoblástico. Ao lado do plagioclásio sódico (An_{0-8}) e da actinolita, epídoto ganha maior importância, chegando mesmo a superar aqueles minerais em algumas amostras. Biotita aparece ocasionalmente em quantidades apreciáveis, o mesmo ocorrendo com a clorita. Actinolita é o anfibólio mais abundante.

dante, com hornblenda, menos enriquecida em TiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O e K_2O relativamente às presentes nos grupos anteriores, aparecendo subordinadamente.

Os anfibolitos de Morretes-Antonina, derivados de antigas intrusivas básicas, foram atingidos pelo evento metamórfico regional, datado de 600 m.a., correspondente ao Ciclo Brasileiro. Na região, o gradiente metamórfico foi alto, a julgar-se pela presença de hornblenda portadora de teores elevados em Ti, Al^{IV} e Al^{VI} , e de um plagioclásio rico em cálcio. Tomando-se como referência os dados de literatura, as temperaturas máximas alcançadas durante o evento metamórfico foram da ordem de $550-575^{\circ}C$, com as rochas exibindo paragêneses minerais compatíveis com a fácies almandina anfibolitos ou, mais modernamente, anfibolito.

A fase principal do metamorfismo regional foi seguida pela intrusão de maciços graníticos pós-tectônicos, representados localmente pelos granitos Graciosa e Marumbi, revelando idades ao redor de 541 m.a. Associado à intrusão desses corpos, teve lugar o cisalhamento e fraturamento das rochas encaixantes regionais, com o processo atingindo maior intensidade a leste de São João da Graciosa. Soluções hidrotermais emanadas desses maciços acarretaram profundas modificações mineralógicas e químicas das encaixantes, dando lugar à formação de uma assembléia mineral de baixa temperatura, condizente com a fácies dos xistos verdes, e contendo albita, actinolita, epídoto, clorita, titanita e biotita como principais constituintes. Como indicado pela presença de albita pura nessas rochas, a temperatura alcançada pelo episódio retrometamórfico não foi superior a $450^{\circ}C$. A ocorrência ocasional de anfibólitos zonados, com as partes centrais dos cristais apresentando natureza hornblêndica e as bordas com posição actinolítica, confirma que o processo regressivo atuou posteriormente ao evento metamórfico regional, bem como que equilíbrio metamórfico não chegou a ser atingido. Esta última conclusão é também indicada pela presença de plagioclásio mostrando ampla variação de composição, além de fases coexistentes quimicamente heterogêneas.

Evidências de metassomatismo potássico, levando à formação de microclínio e biotita, foram reconhecidas em amostras de anfibolitos aflorando em diversos pontos da área. Muito provavelmente os maciços graníticos da Graciosa e do Marumbi foram as fontes geradoras das soluções responsáveis pelo processo.

Do exposto, conclue-se que os anfibolitos da região de Morretes-Antonina são rochas policíclicas, tendo sido afetadas inicialmente por um episódio metamórfico de caráter regional, relacionado ao Ciclo Brasileiro, e, posteriormente, por um metamorfismo regressivo, de caráter localizado e associado à fase intrusiva dos corpos graníticos pós-tectônicos regionais. Numa tentativa de adaptação às novas condições de pressão e temperatura reinantes, os anfibolitos sofreram profundas transformações mineralógicas e químicas, levando à formação de paragêneses muito distintas das anteriores, sem que, no entanto, equilíbrio metamórfico tivesse sido plenamente atingido.

AGRADECIMENTOS

Os melhores agradecimentos à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (Processo 73/0945), ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (Processo 3653/75), e ao Professor Doutor Riad Salamuni, através da Universidade Federal do Paraná, pela assistência financeira que possibilitou a concretização deste trabalho.

Aquele que, em todas etapas do trabalho, esteve presente com sua orientação e dedicação sem jamais medir esforços, o Professor Doutor Celso de Barros Gomes, meu profundo reconhecimento.

Ao Professor Doutor Vicente Antonio Vitório Girardi por colocar à disposição as amostras de anfíbolitos da região estudada.

Ao Professor Doutor Setembrino Petri, por ter facultado a utilização dos laboratórios do Departamento de Mineralogia e Petrologia.

Ao Professor Doutor José Moacyr Vianna Coutinho, Professor Doutor Horstpeter Ulbrich e Professor Pedro Luiz Pretz Sartori, por sugestões dadas no transcurso do trabalho.

Agradecimentos são também devidos aos seguintes colaboradores: Antonio Carlos Joaquim, do Instituto de Pesquisas Tecnológicas (Seção de Metalografia), por ter auxiliado na metalização das lâminas de microsonda; Senhorita Itacy Kroehne e Senhor Pedro Gennari Filho pela elaboração dos desenhos; Senhora Nair de Campos Louzada e Senhor José Ponchirolli, pela datilografia do manuscrito; Senhora Melany Thereza Isauk e Senhores Cláudio Hopp e Valdemar Lucas de Oliveira, pela confecção das lâminas de microsonda. À equipe da Seção Gráfica, particularmente em nome do Senhor Jaime Alves da Silva.

BIBLIOGRAFIA

- AB'SABER, A.N. e BIGARELLA, J.J. (1961) Considerações sobre a geomorfogênese da Serra do Mar no Paraná. Bol. Paran. Geogr., 4 - 5: 1-94.
- BARTH, T.F.W. (1962) The feldspar geologic thermometers. Norsk Geol. Tidsskr, Bind 42, Feldspar Volume, 330.
- BENCE, A.E. e ALBEE, A.L. (1968) Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates and oxides. J. Geol., 76: 382-403.
- BINNS, R.A. (1964) Zones of Regional Metamorphism in the Willyama Complex, Broken Hill District, New South Wales. J. Geol. Soc. Australia, 11: 283-330.
- 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., 35:306-326.
- CHAO, S. e TAYLOR, W.H. (1940) Isomorphous replacement and superlattice structure in the plagioclase feldspar. Royal Soc. London Proc. Ser. A., 176: 76-87.
- CHAYES, F. (1949) A simple point-counter for thin section analyses. Amer. Mineral., 134: 1-11.
- CHRISTIE, O.H.J. (1959) Note on the equilibrium between plagioclase and epidote. Norsk Geol. Tidsskr., 39: 268-271.
- CORDANI, U.G. e BITTENCOURT, I. (1967) Determinações de idade potássio-argônio em rochas do Grupo Açungui. An. XXI Congr. Bras. Geol., 218-233.
- CORDANI, U.G. e GIRARDI, V.A.V. (1967) Geologia da Folha de Morretes. Bol. Univ. Fed. Paraná. Geologia, 26: 1-40.
- CORDANI, U.G. e KAWASHITA, K. (1971) Estudo geocronológico, pelo método Rb-Sr, de rochas graníticas, intrusivas no Grupo Açungui. An. XXV Congr. Bras. Geol., 105-110.
- CORDANI, U.G. e ABRÃO, P.C. (1974) Comentários sobre as determinações geocronológicas da Folha de Curitiba. In "Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Folha de Curitiba SG-22, texto explicativo", 61-65, M.M.E./D.N.P.M. - Brasília.

- DEER, W.A. (1938) The composition and paragenesis of the hornblendes of the Glen Tilt Complex, Perthshire. Mineral. Mag., 25: 56-74.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A. e ZUSSMAN, J. (1963) Rock forming minerals. Chain Silicates. Vol. II. Longmans, London.
- DOMINGUES, A.J. (1945) Relatório geral da excursão ao Paraná e Santa Catarina, 103^a Tertúlia do Cons.Nac.Geogr. Bol. Geográfico, 25: 75-82 - Rio de Janeiro.
- ENGEL, A.E.J. e ENGEL, C.G. (1962a) Progressive metamorphism of amphibolite, Northwest Adirondack Mountains, New York, Bull.Geol.Soc.Amer., Buddington Volume, 37-82.
- ENGEL, A.E.J. e ENGEL, C.G. (1962b) Hornblendes formed during progressive metamorphism of amphibolites, Northwest Adirondack Mountains, New York. Bull. Geol. Soc. Amer., 73: 1499-1514.
- ENGEL, A.E.J.; ENGEL, C.G. e HAVENS, R.G. (1961) Variations in properties of amphibolites, Northwest Adirondack Mountains, New York, U.S.Geol.Survey Prof. Paper, 424C:313-316.
- ENGEL, A.E.J.; ENGEL, C.G. e HAVENS, R.G. (1964) Mineralogy of amphibolite interlayers in the gnaiss complex, Northwest Adirondack Mountains, New York. J.Geology, 72: 131-156
- FUCK, R.A. (1966) Nota explicativa da Folha Geológica de Quero-Quero. Bol. Univ.Fed.Paraná. Inst.Geol., Geologia, 19.
- GAY, P. e SMITH, J.V. (1955) Phase reaction in the plagioclase feldspar; composition range An₀ to An₇₀. Acta Kryst., 8: 64-65.
- GIRARDI, V.A.V. (1969) Petrologia das rochas metamórficas da região de Morretes-Antonina, Pr.Tese de doutoramento. Instituto Geociências e Astronomia, Universidade de São Paulo (inédito).
- GIRARDI, V.A.V. (1971) Os anfibolitos da região de Morretes - Antonina, PR. Rev.Bras. Geoc., 1: 43-65.
- GIRARDI, V.A.V. e SANTINI, P. (1973) The magnesian schists from the Morretes-Antonina area, Paraná. Rev.Bras. Geoc., 3: 181-191.
- GOMES, C.B. (1962) Contribuição ao conhecimento dos anfibolitos da região de Jaraguá, SP. Soc.Bras.Geol., 11: 57-78.

- GOMES, C.B. (1971) Polimetamorfismo dos anfibolitos do Jaraguá, São Paulo: Evidências Químicas, Mineralógicas e Texturais. Tese de Livre-Docência. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo (inédito).
- GOMES, C.B. (1972) Chemical changes in plagioclases and their bearing on the petrologic history of an amphibolite body. *Amer. Min.*, 57: 1860-1870.
- GOMES, C.B. (1973) Nota sobre os minerais opacos dos anfibolitos do Jaraguá, SP. *An.Acad.bras. Ciênc.*, 45: 103-107.
- GOMES, C.B.; GASTUCHE, M.C.O. e DUTRA, C.V. (1972) Anfibólitos do corpo anfibolítico do Jaraguá, SP. *Rev.Bras.Geoc.*, 2: 236-259.
- GOMES, C.B.; SANTINI, P. e DUTRA, C.V. (1964) Petrochemistry of a precambrian amphibolite from the Jaraguá Area, São Paulo, Brazil. *J.Geol.*, 72: 664-680.
- HALLIMOND, A.F. (1943) On the graphical representation of the calciferous amphiboles. *Amer. Mineral.*, 28: 65-89.
- HARRY, W.T. (1950) Aluminum replacing silicon in some silicate lattices. *Mineral. Mag.*, 29: 142-149.
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C. Dal R. e COIMBRA, A.M. (1975) The Ribeira Folded Belt. *Rev.Bras.Geoc.*, 5: 257-266.
- HOWIE, R.A. (1955) The geochemistry of the charnokite series of Madras, India. *Trans.Roy Soc.Edinburgh*, 62: 725-768 (citação em ENGEL *et al.*, 1964).
- HUSSAK, E. (1904) Über die Mikrostruktur einiger brasilianischer Titanmagneteisensteine, *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paleontologie*, p.94 (citação em LEONARDOS, 1938).
- JUNG, J. e ROQUES, M. (1952) Introduction à l'étude zoneographique des formations cristallophylliennes. *Bull. Serv. Geol. France*, 50: 61.
- LAVES, F. (1954) The coexistence of two plagioclases in the oligoclase compositional range. *J.Geol.*, 62: 409-411.
- LEAKE, B.E. (1964) The chemical distinction between ortho and para-amphibolites. *J.Petrol.*, 5: 238-254.

- LEAKE, B.E. (1965) The relationship between composition of calciferous amphibole and grade of metamorphism in controls of metamorphism. pp. 299-318, Ed. W.S.Pitcher e G. M. Flinn. Oliver and Boyd, Edinburgh.
- LEAKE, B.E. (1968) A Catalog of Analyzed Calciferous and Subcalciferous Amphiboles Together with their Nomenclature and Associated Minerals. Geol. Soc. Amer. Sp. Paper, 98: 1-210.
- LEINZ, V. (1938) Einsenerz-verkommen in Paraná, Brasilien-Zeitschrift für Min. etc. Jahrgang, Abt. A, nº2, s 42. (citação em CORDANI e GIRARDI, 1967).
- LEONARDOS, O.H. (1938) Ferro no Paraná. Bol. D.N.P.M.- S.F.P.M., 25: 1-65.
- MAACK, R. (1947) Breves notícias sobre a geologia dos Estados do Paraná e Santa Catarina. Arq.Biol.Tecn. IBPT, 1:65-154. 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 orogênicas algonquianas. Bol.Univ.Paraná, Geologia, 4.
- MARINI, O.J.; TREIN, E. e FUCK, R.A. (1967) O Grupo Açungui no Estado do Paraná. In Geologia do pré-devoniano e intrusivas subseqüentes da porção oriental do Estado do Paraná. Bol. Paran.Geoc., 23 a 25: 43.
- MIYASHIRO, A. (1968) Metamorphism of Mafic Rocks. In Basalts, Vol. 2, pp.799-834.
- NOBLE, D.C. (1962) Plagioclase unmixing and the lower boundary of the amphibolite facies, J.Geol., 70: 234-240.
- OLIVEIRA, E.P. (1927) Geologia e recursos minerais do Estado do Paraná. Monografia VI, Serv.Geol.Min.Bras., Rio de Janeiro.
- PHILLIPS, F.C. (1930) Some mineralogical and chemical changes induced by progressive metamorphism in the green bed group of the Scottish Dalradian. Mineral.Mag., 22: 239-256.

- RAMBERG, H. (1944) Petrological significance of some-solidus phase transitions in mixed crystals. Norsk Geol. Tidsskr., 24, 1-2: 42-74.
- ROXO, M.G.O. (1937) Minérios de ferro do Brasil. Terceiro Congresso Sul-Americano de Química.
- RUELLAN, F. (1945) Interpretação geomorfológica da Serra do Mar no Paraná. 103^a Tertúlia do Cons.Nac. de Geografia (27-3-1945), Bol. Geográfico, 25: 81-82. Rio de Janeiro.
- SHIDÔ, F. (1958) Plutonic and metamorphic rocks of the Nakoso and Iritono districts in the central Abukuma Plateau. Univ.Tokyo, J.Fac.Sci., Sec. 2, 11: 131-217.
- SHIDÔ, F. e MIYASHIRO, A. (1959) Hornblendes of basic metamorphic rocks. Univ.Tokyo, J.Fac.Sci., Sec.2, 12: 85-102.
- THOMPSON, J.B. (1947) Role of aluminum in the rock-forming silicates. Bull. Geol.Soc.Amer., 58: 1232.
- TILLEY, C.E. (1924) Contact metamorphism in the Comrie Area. Quart. J.Geol. Soc.London, 80: 22-71.
- TURNER, F.J. (1968) Metamorphic Petrology, Mineralogical and Field Aspects. McGraw-Hill Book Company, New York.
- TURNER, F.J. e VERHOOGEN, J. (1960) Igneous and Metamorphic Petrology. McGraw-Hill Book Company, New York.
- VOGT, Th. (1927) Sulitelmafeltets geologi og petrografi. Norges Geol. Unders, 121, 560 p. (citação em MIYASHIRO, 1968, p.817).
- WAARD, D. de (1959) Anorthite content of plagioclase in basic and pelitic crystalline schists as related to metamorphic zoning in the Usu massif. Timor. Amer.J.Sci. 257: 553-562.
- WALKER, K.R.; JOPLIN, G.A; LOVERING, J.F. e GREEN, R. (1960) Metamorphic and metassomatic convergence of basic igneous rock and lime-magnesia sediments of the precambrian of North-Western Queensland. J.Geol.Soc. Australia, 6: 149.

- WENK, E.; SCHWANDER, H. e STERN, W. (1974) On calcic amphiboles and amphibolites from Lepontine Alps. Schweiz.Min.Petr. Mitt. Band 54, Heft 1: 97-149.
- WISEMAN, J.D.H. (1934) The central and south-west highland epidiorites: a study in progressive metamorphism. Quart. J. Geol. Soc. London, 90: 354-417.