

Anfibólitos Metamórficos da Região de Piên, Paraná *

VICENTE A. V. GIRARDI

Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, SP

(Com 3 figuras no texto)

INTRODUÇÃO

O estudo mineralógico e químico dos anfibólitos em rochas metamórficas tem merecido vários trabalhos que pretendem correlacionar tais propriedades com os parâmetros que regeram sua cristalização (Engel & Engel, 1962; Binns, 1965; Leake, 1965; Gomes *et al.*, 1972; Wenk *et al.*, 1974; Pamic, 1977; Grapes *et al.*, 1977).

O presente trabalho pretende contribuir para o esclarecimento de relações entre a composição química, coloração e grau de metamorfismo de anfibólitos provenientes de rochas pertencentes e filiadas ao complexo máfico-ultramáfico de Piên, Paraná (Girardi, 1974; 1976).

GEOLOGIA LOCAL

O complexo de Piên, situado no limite entre os Estados do Paraná e Santa Catarina é constituído essencialmente por um corpo lenticular de rochas básicas e corpos menores adjacentes ao principal formados por rochas ultrabásicas (Fig. 1). A lente central é constituída principalmente por metagabros, ocorrendo anfibólitos subordinadamente. Os corpos ultramáficos são formados por estreita associação de meta-piroxenitos, meta-olivina piroxenitos, metanoritos, serpentinitos e xistos

magnesianos. O complexo limita-se tectonicamente a N, NE e W com o granito Agudos, e a E e S com rochas magmatíticas portadoras de intercalações granulíticas em parte filiadas ao complexo. A direção geral dos migmatitos concorda com a do alinhamento do maciço.

O complexo Piên originou-se primeiramente por um processo de diferenciação magmática que ocorreu a pressões entre 7 e 12 Kb (Girardi & Ulbrich, *em preparação*). Após sua introdução ocorreu inicialmente metamorfismo de fácies granulito, durante o Ciclo Transamazônico (Girardi *et al.*, 1974). Tais rochas foram novamente afetadas, no Ciclo Brasileiro, em condições de fácies anfibolito, quando fenômenos ocorridos na região caracterizaram-se presumivelmente por temperaturas mais baixas e maior disponibilidade de água. Pertence também a esse ciclo a migmatização regional e a intrusão do granito Agudos. Nas rochas básicas e ultrabásicas, ocorreram recrystalizações, originando as hornblendas e pargasitas, principalmente a partir dos clinopiroxênios. A temperaturas mais baixas, provavelmente inferiores a 300°C (Girardi & Ulbrich, *em preparação*), ocorreu nova recrystalização, quando tremolita-actinolitas, cloritas, talco e serpentinas formaram-se em rochas de composições apropriadas.

PETROGRAFIA

Os anfibólitos, objeto do presente trabalho, provêm dos tipos litológicos abaixo relacionados.

* Recebido em 12 de janeiro de 1978; credenciado por JOSÉ MOACYR V. COUTINHO.

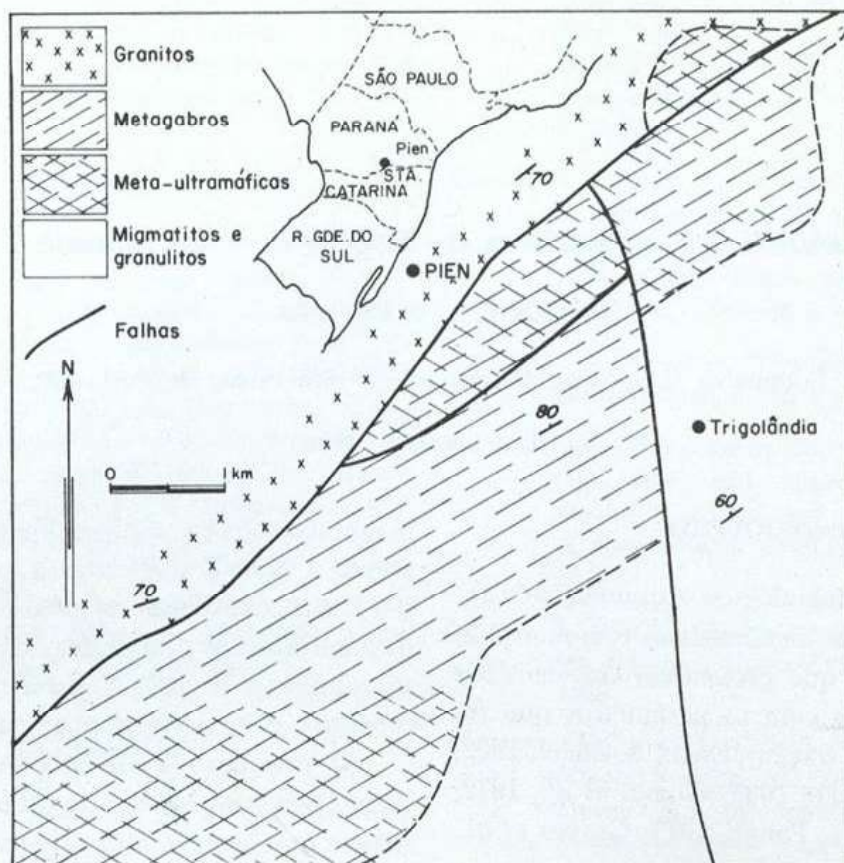


Fig. 1 — Mapa geológico simplificado do Complexo Piên.

Os hornblendas metagabros, essencialmente granoblásticos, são leuco a mesocráticos. A composição mineralógica mostra predomínio de plagioclásios (An_{30} a An_{72}), seguindo-se anfibólios e clinopiroxênios salíticos. Clorita, opacos, granada, epidoto, apatita, biotita, quartzo, titanita e prelnita são acessórios. Ocorrem dois tipos de anfibólios. O primeiro, proveniente de clinopiroxênios tem composição variando entre hornblenda e pargasita (Fig. 2). Adotando-se a classificação de Leake (1965), as amostras 24 e 26 (TABELA I) seriam denominadas pargasitas ferrosas e as 133 e 158 hornblenda ferrotschermakita e magnésio hornblenda respectivamente. O segundo tipo consiste em tremolita-actinolita e provém do primeiro. Os anfibolitos exibem textura nematoblástica pronunciada. Plagioclásio (An_{35} e An_{60}) e anfibólios são os minerais mais abundantes. Clinopiroxênios, clorita, opacos, epidoto, biotita e apatita são acessórios. A exemplo dos metagabros, ocor-

rem anfibólios pertencentes a duas fases de cristalização. Pargasitas e pargasitas ferrosas formaram-se na primeira fase a partir de clinopiroxênios. Anfibólios secundários provieram dos primários. Sua composição situam-nos próximos ao campo das tremolitas (Fig. 2). Segunda classificação de Leake (1968) tais minerais denominam-se actinolitas. Anfibólios das duas gerações foram analisados nas amostras 42a e 108 (TABELA I, Fig. 2).

Granulitos de composição intermediária a básica ocorrem entremeados aos migmatitos regionais. Os diagramas de variação química (Girardi, 1976; Girardi & Ulbrich, *em preparação*) mostram tratar-se de rochas originalmente pertencentes aos estágios finais de diferenciação magmática do complexo e intimamente relacionadas às rochas gábricas. Plagioclásios (An_{33} a An_{65}) e piroxênios são predominantes. Quartzo, anfibólios, feldspato potássico, clorita, serpentina, dolomita, biotita, talco, apatita e epidoto são subsidiários. A

TABELA I
Análises Químicas dos Anfibólios

	MP 42	MP 223	MN 74	MN 80	A 42a	A 42a	A 108	A 108	HB 24	HB 26	HB 133	HB 158	GR 105	XM 35
SiO ₂	41,9	44,9	42,4	44,4	41,5	55,7	41,9	53,3	41,7	41,5	43,3	46,8	48,3	55,8
TiO ₂	1,74	3,1	2,9	1,61	1,93	0,06	1,69	0,04	2,4	2,5	0,06	0,31	0,46	0,06
Al ₂ O ₃	13,5	12,0	15,2	14,5	14,2	1,80	15,3	3,8	14,2	14,1	12,3	7,66	10,0	1,62
Cr ₂ O ₃	—	0,27	0,53	0,12	0,05	0,03	0,46	0,14	—	—	—	—	—	0,05
FeO	11,1	10,3	6,8	9,0	12,0	11,3	7,2	9,1	13,5	13,1	19,2	15,5	12,2	6,2
MnO	0,11	0,09	0,08	0,16	0,11	0,25	0,11	0,25	0,20	0,13	0,34	0,04	0,25	0,05
NiO	—	0,06	0,05	0,11	0,03	—	0,15	0,11	—	0,03	—	—	0,08	0,12
MgO	13,5	13,9	15,4	14,2	12,8	17,7	15,6	17,4	11,4	11,2	9,0	12,6	14,3	20,6
CaO	12,4	12,0	12,2	12,3	11,6	12,4	11,6	12,6	11,6	12,3	11,8	11,6	12,1	12,4
Na ₂ O	2,6	2,2	2,7	1,63	2,2	0,10	3,4	0,63	2,3	2,1	1,70	1,56	1,04	0,44
K ₂ O	1,36	0,18	0,86	0,04	1,50	0,02	0,12	0,12	1,34	1,10	0,49	0,85	0,19	0,06
Total	98,21	99,00	99,12	98,07	97,92	99,36	97,53	97,49	98,64	98,06	98,19	96,92	98,97	97,44

NÚMERO DE IONS NA BASE DE 23 OXIGÊNIOS

	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Ti	Fe	Mg	Mn	Ni	Cr	Ca	Na	K	Y	X	100 Mg Mg+Mn+Fe
Si	6,170	1,830	0,503	0,193	1,359	2,955	0,014	—	—	1,948	0,753	0,257	5,024	2,958	68,3
Al ^{IV}	1,565	0,457	0,331	0,305	1,238	2,965	0,012	0,007	0,031	1,849	0,614	0,033	5,041	2,496	70,3
Al ^{VI}	1,960	0,598	0,305	0,810	3,259	0,010	0,010	0,006	0,060	1,860	0,732	0,156	5,048	2,748	79,8
Ti	6,040	1,960	0,305	0,810	3,259	0,010	0,010	0,006	0,060	1,860	0,732	0,156	5,048	2,748	79,8
Fe	6,357	1,643	0,845	0,173	1,080	3,030	0,019	0,013	0,014	1,881	0,452	0,007	5,174	2,340	73,3
Mg	6,122	1,878	0,600	0,215	1,481	2,815	0,014	0,004	0,006	1,839	0,623	0,284	5,135	2,746	65,3
Mn	7,863	0,137	0,044	0,007	1,338	3,731	0,030	—	0,004	1,873	0,027	0,005	5,154	1,905	73,2
Ni	6,059	1,941	0,665	0,184	0,871	3,349	0,014	0,018	0,053	1,790	0,957	0,022	5,154	2,769	79,1
Cr	7,596	0,404	0,229	0,005	1,079	3,691	0,031	0,013	0,016	1,921	0,173	0,022	5,064	2,118	76,9
Ca	6,143	1,857	0,626	0,262	1,668	2,498	0,026	—	—	1,838	0,647	0,252	5,074	2,767	59,6
Na	6,492	1,508	0,659	0,068	2,404	2,003	0,044	—	—	1,889	0,494	0,094	5,178	2,477	45,0
K	6,895	1,015	0,331	0,036	1,933	2,810	0,036	—	—	1,853	0,451	0,162	5,150	2,466	57,7
Y	6,899	1,101	0,590	0,049	1,453	3,039	0,031	0,009	0,006	1,871	0,288	0,035	5,177	2,194	67,2
X	7,803	0,197	0,071	0,007	0,131	4,296	0,006	0,014	0,010	1,857	0,118	0,011	5,135	1,986	96,9

X.M. — Xisto magnesiano

GR — Granulito

HB — Hornblenda Metagabro

A — Anfibolito

NN — Metanorito
MP — Metapiroxenito

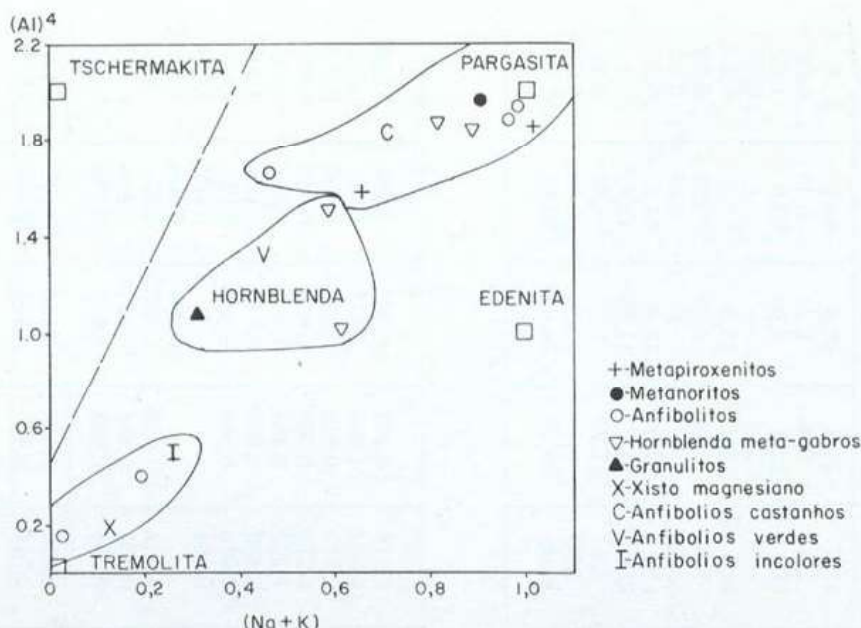


Fig. 2 — Anfibólios do Piên plotados no diagrama de DEER *et al.* (1963).

textura é comumente granoblástica. A segunda fase de recristalização nessas rochas é mostrada através de anfibólios proveniente de clinopiroxênios. A amostra analisada (n.º 105) evidencia tratar-se de magnésio-hornblenda (segundo Leake, 1968).

Ortopiroxênios (bronzitas) e clinopiroxênios (diopsídios e salitas) são os constituintes principais dos metapiroxenitos. Anfibólios, opacos, plagioclásios (An_{45-60}), clorita e talco são acessórios. Também neste caso os anfibólios pertencem a duas fases de cristalização.

A primeira é representada pelas amostras 42 e 223, denominadas, respectivamente, pargasita ferrosa e hornblenda tschermakítica (segundo Leake, 1968). A segunda é constituída por actinolitas secundárias.

O aumento da quantidade de plagioclásio nas rochas constituídas essencialmente por piroxênios dá origem ao aparecimento de rochas de composição norítica. Ortopiroxênios (bronzita) e plagioclásios (An_{45-60}) são predominantes, ocorrendo subordinadamente clinopiroxênios, anfibólios, espinélio, opacos, talco e dolomita. Os anfibólios existentes nessa rocha são representados pelas amostras 74 e 80 (TABELA I), e classificam-se como hornblenda tschermakítica e pargasita (segundo Leake, 1968). Metapiroxenitos e metanoritos

são essencialmente granoblásticos, sendo comum a presença de ângulos de 120° entre os contornos externos dos minerais essenciais. A quantidade de anfibólios existente nos metanoritos é pequena, fato possivelmente relacionado com a pobreza em clinopiroxênios. Tal fato dificulta o estabelecimento de relações texturais, porém, em grande parte dos casos, nota-se que os anfibólios provêm de piroxênios.

Talco e clorita são os minerais mais comuns dos xistos magnesianos. Tais rochas são, juntamente com os serpentinitos, produtos dos estágios finais de recristalização das ultramáficas. Turmalina, opacos e rutilo são acessórios nesses xistos. Anfibólios também ocorrem nessas rochas. A análise da amostra n.º 35 (TABELA I, Fig. 2) mostrou tratar-se de tremolita. A textura é comumente lepidoblástica, ocorrendo, também, por vezes, porfiroblastos de clorita e tremolita.

OS ANFIBÓLIOS

As análises constantes da TABELA I foram inicialmente plotadas na Figura 2, que relaciona Al^{4+} e $Na + K$. Verificou-se então que os anfibólios mais ricos nesses elementos situam-se próximos ao campo da pargasita e são de coloração marrom. Anfibólios de com-

posição próxima à da hornblenda são verdes, enquanto que os portadores de composição tremolita são verde-claros a incolores. Cumpre salientar que as relações texturais indicam que os anfibólios marrons e verdes devem pertencer à segunda fase de cristalização metamórfica das rochas de Piên, ou seja, a de caráter anfibolítico que sucedeu o re-equilíbrio granulítico. Os incolores de composição tremolítica são, por sua vez, resultantes da terceira fase, e última, de recristalização. Tal fato é claramente demonstrável, em grande número de amostras, dentre as quais as de números 42a e 108, onde anfibólios incolores bordejam os marrons.

A Figura 3, concebida por Leake (1968), com a finalidade de relacionar os conteúdos de Si e Ti dos anfibólios com sua proveniência ígnea ou metamórfica, mostra também interessante correlação entre o conteúdo desses elementos e sua coloração. Os anfibólios pargásitos são os mais ricos em Ti, pobres em Si e têm coloração marrom. As hornblendas são verdes, com Si e Ti intermediários, enquanto que as tremolita-actinolitas são incolores a verde-claras, possuem os mais altos conteúdos de Si e os menores em Ti.

A hipótese, segundo a qual o aumento de temperatura favorece a entrada de Al na posição estrutural Z, em substituição a Si, foi

notada por muitos autores (Deer, 1950; Gomes *et al.*, (1972); Vejnar (1975). Também o aumento de titânio nos anfibólios é indicativo de aumento de temperatura, resultando também a formação de tons marrons nesses minerais (Engel & Engel, 1972; Binns, 1965; Leake, 1965; Gomes *et al.*, 1972).

As Figuras 2 e 3, analisadas à luz desses dados, permitem inferir-se a existência de um gradiente termal de temperatura na formação dos anfibólios. Assim, parece que os anfibólios pargásitos marrons se formaram a temperaturas mais elevadas que as hornblendas verdes, embora ambos pertençam à mesma fase de recristalização. Ambos os tipos deram origem a temperaturas mais baixas, aos de composição tremolítica-actinolítica, produtos pertencentes à fase final de recristalização das rochas de Piên.

AGRADECIMENTO

O autor agradece ao CNPq pelo suporte financeiro.

RESUMO

Os anfibólios do complexo máfico-ultramáfico de Piên formaram-se durante dois eventos metamórficos sucessivos. Pargasitas marrons e hornblendas verdes formaram-se inicialmente e sua proveniência está relacionada principalmente a clinopiroxênios. Tremo-

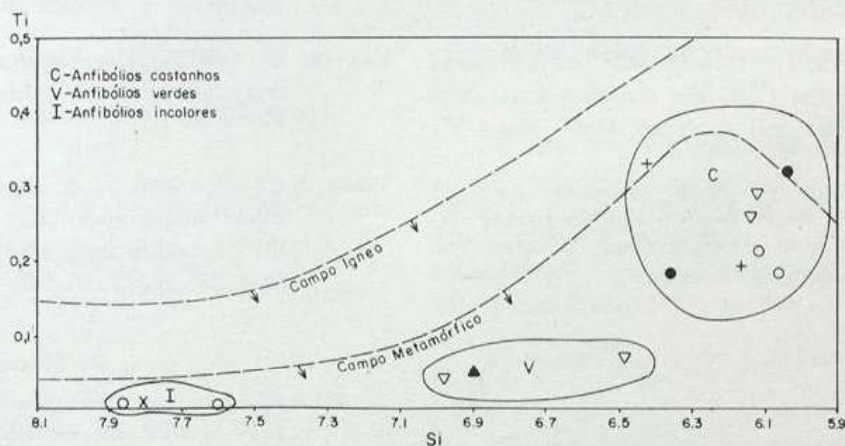


Fig. 3 — Anfibólios de Piên plotados em diagrama mostrando a variação Si-Ti dos anfibólios e os campos ígneo e metamórfico segundo Leake (1965). Para os anfibólios são utilizados os mesmos símbolos da Figura 2.

litas-actinolitas incolores a verde-claras recrystalizaram-se a partir de anfibólitos anteriores, durante o estágio metamórfico final. Os diagramas relacionando $Al^{IV} - Na + K$ e Si-Ti mostram relação entre coloração e composição química dos anfibólitos. Tais diagramas sugerem também que as pargasitas marrons formaram-se a temperaturas mais altas que as das hornblendas verdes, cristalizando-se finalmente tremolitas-actinolitas. Parâmetros geológicos e químicos indicam que o processo é descontínuo e que especialmente as tremolita-actinolitas são parageneticamente separadas dos outros anfibólitos por apreciável intervalo geológico.

SUMMARY

The amphiboles of the mafic-ultramafic complex of Piên, State of Paraná, were formed during at least two successive metamorphic events. Textural evidence indicates that brown pargasites and green hornblendes are early varieties and derived mainly from clinopyroxenes. A colourless to light-green tremolite-actinolite is secondary after the early amphiboles. The colour of the amphiboles is related to chemical parameters, as expressed by $Al^{IV} - alkali$ and especially Si-Ti relationships. Amphibole crystallization started with a high-temperature brown pargasite, followed later on by green hornblende and ended with the light actinolite-tremolite. Geological as well as chemical parameters indicate that this process is discontinuous and that especially the tremolites are paragenetically separated from the other amphiboles by a wide geological span.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- 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.
- DEER, W. A., (1950), The diorites and associated rocks of the Glen Tilt complex, Perthshire. II. Diorites and appinites. *Geol. Mag.*, 87: 181.
- DEER, W. A.; HOWIE, R. A. & ZUSSMAN, J., (1963), *Rock forming minerals. Chain silicates*. Vol. II — Longmans, London.
- ENGEL, A. E. J. & ENGEL, C. J., (1962), Hornblendes formed during progressive metamorphism of amphibolites, Northwest Adirondack Mountains, New York. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 73: 1499-1514.
- GIRARDI, V. A. V., (1974), *Petrologia do complexo básico-ultrabásico de Piên, PR*. Tese de Livre-Docência (inédito), U.S.P.
- GIRARDI, V. A. V.; CORDANI, U. B.; CANDIDO, A.; MELFI, A. J. & KAWASHITA, K., (1974), Geocronologia do complexo básico-ultrabásico de Piên, PR. *Anais do XXVIII Congr. Bras. Geol.*, 6: 245-252.
- GIRARDI, V. A. V., (1976), Geologia e Petrologia do Complexo básico-ultrabásico de Piên, PR. *Rev. Bras. Geoc.*, 6: 109-124.
- GOMES, C. B.; GASTUCHE, M. C. O. & DUTRA, C. V., (1972), Anfibólitos do corpo anfibolítico do Jaraguá, SP. *Rev. Bras. Geoc.*, 2: 236-259.
- GRAPES, R. H.; HASHIMOTO, S. & MIYASHITA, S., (1977), Amphiboles of a Metagabbro-Amphibolite Sequence, Hidaka metamorphic belt, Hokkaido. *J. Petrol.*, 18: (2), 285-318.
- LEAKE, B. E., (1965), The relationship between composition of calciferous amphiboles and grade of metamorphism. In *Controls of Metamorphism*, pp. 219-318. OLIVER AND BOYAL, London.
- LEAKE, B. E., (1968), A catalog of analyzed calciferous and subcalciferous amphiboles together with their nomenclature and associated minerals. *Geol. Soc. Am. Sp.*, Paper, 98: 1-210.
- PAMIC, J. J., (1977), The amphibole peridotite-metagabbro complex Finero, Northern Italy: Discussion. *J. Petrol.*, 85: 494-497.
- VEJNAR, Z., (1975), Hornblendes and problems of recrystallization of gabbroic rocks. *Lithos*, 8: 59-68.
- WENK, E.; SCHWANDER, H. & STERN, W., (1914), On calcic amphiboles and amphibolites from the Lepotine Alpes-Schweiz. *Min. Petr. Mitt.*, 54, Heft 1, 97-149.