

1897641

*Boletim Mineralógico
Recife, N° 6, 1979.*

MINERALOGIA DO DIQUE DE TONINHAS, UBATUBA, LITORAL NORTE DO ESTADO DE SÃO PAULO: PIROXÉNIOS

C.B. GOMES e E. RUBERTI

Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Caixa Postal 20899,
São Paulo, SP

ABSTRACT

The Toninhas dike — a vertical feature, approximately 90 meters wide, intrusive into precambrian rocks — crops out near the city of Ubatuba along the northern shoreline of the State of São Paulo. It shows an extreme variation in texture and mineralogy, ranging from a fine-grained, basaltic material near the margins to a pink, coarse grained and slightly oriented rock of granophytic composition at the central parts of the dike. Plagioclase and clinopyroxene concentrations decrease towards the center of the body, whereas quartz and alkali feldspar proportions increase in the same way. Clinopyroxenes consist of high — and low-Ca phases, the augite crystals being larger and abundant than those of pigeonite. Probe data (complete analyses of 17 augites and 13 pigeonites) indicate no significant variation in composition, except perhaps for a slight rise in the wollastonite content of augites towards the center of the dike. Augite may not have crystallized in equilibrium with pigeonite, as suggested by textural and chemical evidences. Some considerations are also made on the crystallization trends of pyroxenes and genesis of the Toninhas rocks.

INTRODUÇÃO

O dique de Toninhas, aflorando nas imediações da cidade de Ubatuba, litoral norte do Estado de São Paulo, vem sendo, há algum tempo, objeto de pesquisa minuciosa com vistas a um melhor entendimento da sua história petrológica. Esse dique, com largura aproximada de 90 metros, acha-se encaixado em rochas gnáissicas charnoquíticas do embasamento pré-cambriano da região. Seu contato é vertical e, a exemplo de corpos similares ocorrendo na área, possui direção N40—50E, paralela à estrutura regional. À exceção dos trabalhos de Damasceno (1966), caracterizando petrograficamente alguns desses diques, em particular aqueles aflorando entre as cidades de Caraguatatuba e Ubatuba, e de Amaral *et al.* (1966) e Minioli *et al.* (1971), determinando idade cretácica para vários deles, pouco se conhece a respeito dessa atividade magnética afetando uma extensa área da faixa litorânea dos Estados de São Paulo e Rio de Janeiro. Mais recentemente, uma primeira tentativa de caracterização geoquímica de alguns desses corpos foi levada a efeito por um dos autores (CBG), em colaboração com G. Rivalenti, da Universidade de Trieste, Itália, devendo os resultados serem oportunamente divulgados.

Por outro lado, o dique de Toninhas, face às suas peculiaridades petrográficas e químicas, tem merecido uma atenção especial por parte de diversos pesquisadores. Assim, sua geocronologia foi investigada por Amaral *et al.* (1966) e sua petroquímica por Gomes e Berenholc (no prelo), enquanto a mineralogia (feldspatos) foi detidamente examinada por Gomes (1974).

No presente trabalho, procura-se essencialmente discutir o químismo dos piroxênios, representados nessas rochas por duas fases mineralógicas distintas, augita e pigeonita, e seu significado dentro do processo de evolução do dique.

PARTE ANALÍTICA

A composição química dos piroxênios foi determinada com microssonda eletrônica de fabricação ARL, modelo EMX-SM, empregando-se as seguintes condições de instrumentação: potencial de aceleração 15 kV, corrente de amostra $0,03 \mu\text{A}$, feixe eletrônico $1-2 \mu$ e tempo de integração 20 segundos. Em média, foram analisados 20 grãos por amostra, com os dados corrigidos para radiação de fundo, desvio e efeitos de matriz, em conformidade com o método de Bence e Albee (1968). Como padrões, foram utilizadas apenas substâncias naturais de composição conhecida, ou seja, piroxênios CPX-5.118 e OPX-25.25.

CARACTERES GERAIS

Como descrito em Gomes (1974), as rochas do dique passam gradativamente de um basalto, junto à zona de contato com a encaixante pré-cambriana, a um dia-básio e, finalmente, a um típico granófiro, nas partes centrais do corpo. Por sinal, estas somente são alcançadas por ocasião da maré baixa, com a amostra mais distante até então coletada situando-se a aproximadamente 42 metros do contato norte do dique. Infelizmente, este contato não mais é visível, tendo sido removido com os trabalhos de alargamento da estrada ocorridos há alguns anos atrás. Contudo, um exame mais detido da sua parede vertical, observável ao nível da estrada, permite ainda reconhecer-se alguns remanescentes (rochas escuras afaníticas ou mesmo vítreas) das porções marginais do corpo. Por sua vez, o contato sul acha-se inteiramente submerso.

Ao lado da petrografia variável, as rochas do dique de Toninhas exibem também mudanças marcantes quanto à textura e coloração, passando de afanítica escura (borda) a fanerítica rosada de granulação média a grossa (centro). Em adição a estas feições, as rochas do centro apresentam estrutura fortemente bandeada, refletida sobretudo na concentração dos minerais ferromagnesianos paralela à direção do contato (Gomes, 1974). Do ponto de vista mineralógico, essas variações encontram-se traduzidas no enriquecimento de quartzo e feldspato alcalino (subordinadamente também dos produtos de alteração do piroxénio, biotita e hornblenda, além de muscovita; esta última, no entanto, de ocorrência quase que restrita às variedades faneríticas) e concomitante diminuição dos teores de plagioclásio e piroxénio, quando passando-se da periferia para o centro do dique. Quimicamente, essas mudanças se evidenciam, como assinalado por Gomes e Berenholc (no prelo), nas

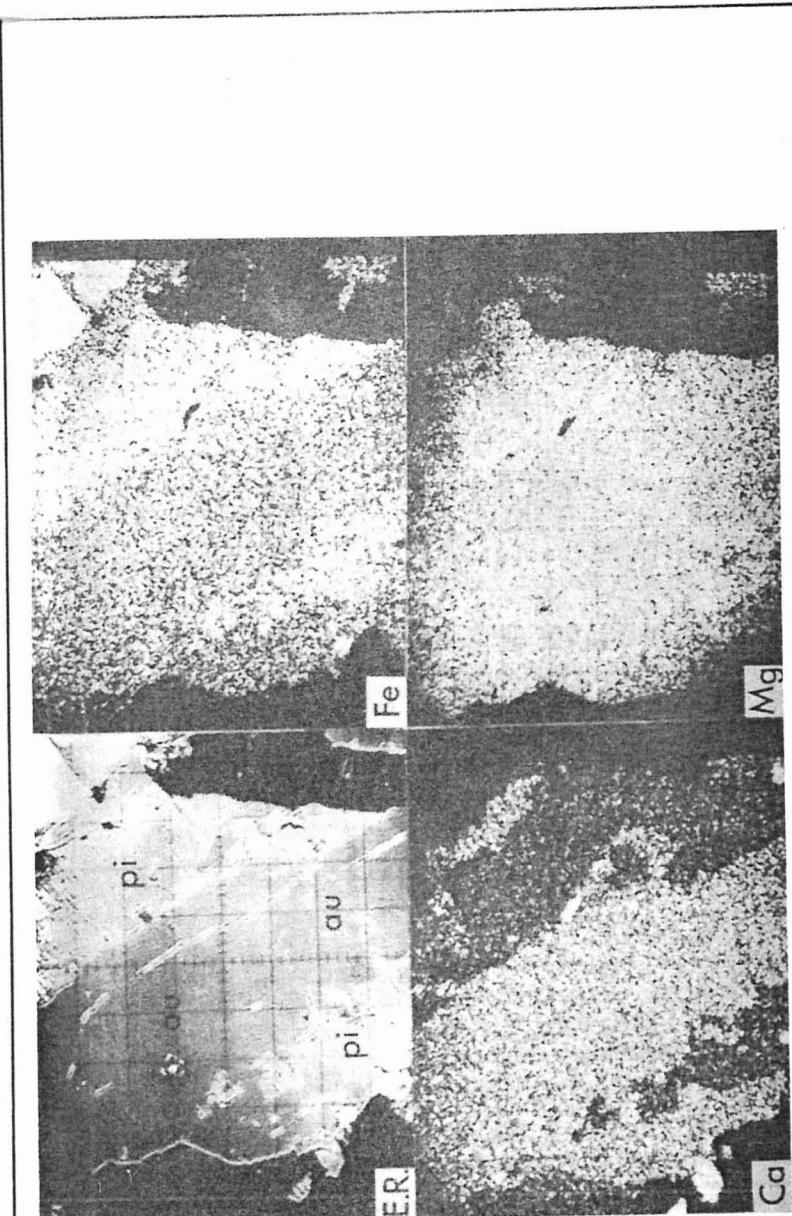


Figura 1 - Fotografias de varredura ($40 \mu\text{/cm}$) da amostra 25.00. Na imagem de elétrons retro-espelhados, luminosidade é proporcional ao número atômico, enquanto que nas de raios X é função da concentração do elemento.

concentrações mais elevadas em Si, Na, K, Zr, Ba e Rb e menores em Ti, Fe, Mg e Ca das rochas granofíricas relativamente às basálticas da periferia.

Dados microscópicos indicam que feldspatos (plagioclásio e feldspato alcalino) e piroxênios são os minerais mais abundantes das rochas do dique, aparecendo subordinadamente quartzo, muscovita, biotita, hornblenda (uralita) e, mais raramente, clorita.

Ao contrário dos feldspatos e opacos, que são invariavelmente idiomórficos, os piroxênios apresentam forma granular e evidências de terem sido formados posteriormente àqueles minerais. O tamanho dos cristais é variável, crescendo progressivamente em direção ao centro do corpo. Nas amostras do contato, os cristais atingem, em média, 0,05 mm, passando contudo a 0,1 mm junto à região intermediária do dique. Finalmente, nas porções centrais, o tamanho médio é de 0,2 mm, com alguns grânulos alcançando, no entanto, até 0,6 mm. Por outro lado, a sua concentração diminui no mesmo sentido, com o processo de uralitização tornando-se mais efetivo a partir de uma certa distância da região de contato, e chegando mesmo a ser total nas partes centrais do dique. Nestas últimas rochas, é igualmente possível encontrar-se biotita associada à hornblenda, da qual se deriva por alteração. Em casos especiais, tem-se, num mesmo cristal, indícios claros da transformação de piroxênio em hornblenda, e desta em biotita.

Augita e pigeonita ocorrem por vezes em íntima associação, com a pigeonita ocupando as bordas dos cristais de augita ou mesmo formando pequenas inclusões no seu interior (Fig. 1). Feições texturais sugerem que, dentre eles, augita foi o primeiro mineral a se precipitar, conquanto, em algumas amostras, a cristalização parece ter sido simultânea. Lamelas de exsolução de ortopiroxênio foram reconhecidas principalmente nas amostras próximas à região de contato e, zoneamento, ainda que de padrão variável, acha-se também presente. Em geral, observa-se um enriquecimento central em FeO e marginal em MgO , ou vice-versa, mantendo-se o CaO mais ou menos constantes.

Dados de microssonda para os feldspatos (Gomes, 1974) possibilitam concluir que o plagioclásio é de composição andesínica, mantida mais ou menos constante ao longo de toda a extensão lateral do corpo. Por outro lado, as análises de feldspato alcalino apontam, ainda que pelo menos aparentemente, face à insuficiência de danos para algumas das amostras examinadas, no sentido de uma composição mais rica em Or nas variedades do centro e borda do corpo.

Ilmenita e magnetita constituem os minerais opacos mais comuns das rochas do dique, ocorrendo em toda a sua extensão. Estão presentes como fases isoladas ou então intimamente associadas, com a magnetita formando pequenas lamelas de exsolução no interior da ilmenita. Esta feição torna-se mais freqüente nas amostras mais distantes, a partir de 10 metros, da região de contato. Em geral, apresentam variações sistemáticas quanto à granulação, que se torna invariavelmente mais grossa à medida que se afasta da borda do corpo. Acompanhando o aumento da granulação (0,1 a 0,5 mm), tem-se também uma diminuição da sua abundância, ao lado de uma distribuição mais irregular no corpo da rocha. Dados químicos preliminares

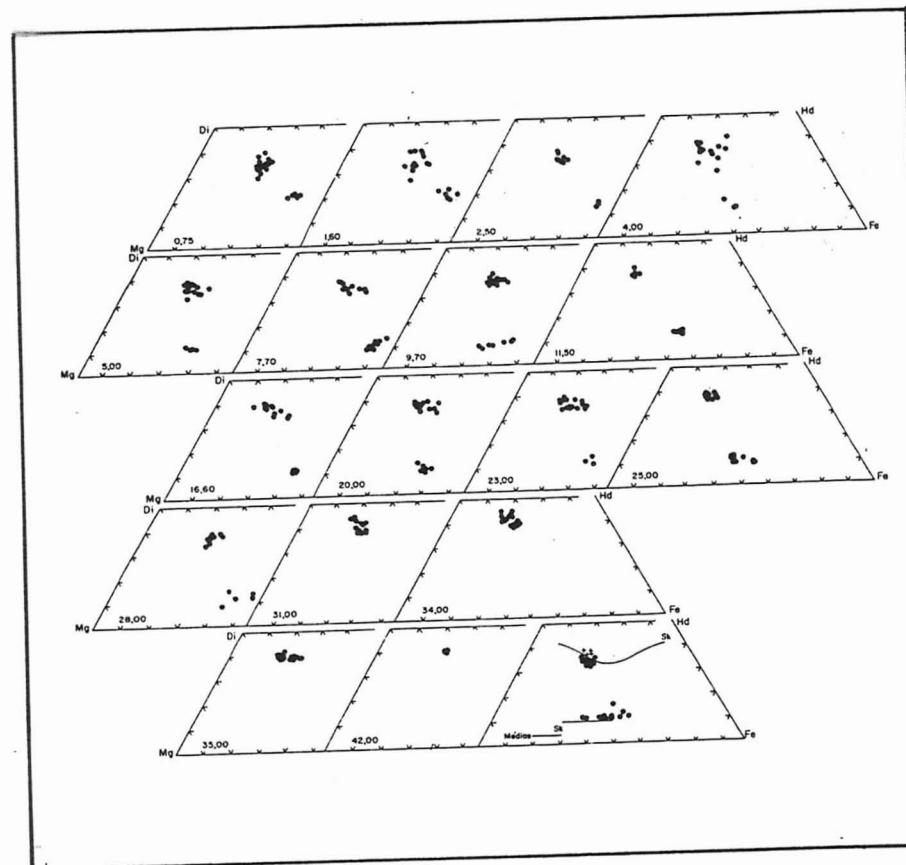


Figura 2 – Composições de piroxênios expressas em termos dos componentes moleculares wollastonita (CaSiO_3), enstatita (MgSiO_3) e ferrossilita (Fe_2SiO_4) e projetadas no quadrilátero Di–Hd–Mg–Fe (Di, diopsídio, $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$; Hd, hedenbergrita, $\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$). Cada círculo representa a composição de um ponto no grão, enquanto que no diagrama das médias cada ponto correspondente à composição média para uma dada amostra. Neste último gráfico, as augitas referentes às amostras 31,00, 34,00, 35,00 e 42,00 acham-se indicadas por cruzes. Vê-se, ainda, a curva de cristalização dos piroxênios de Skaergaard (Sk), com dados segundo Brown (1957) e Brown e Vincent (1963).

dão conta de que TiO_2 e FeO (em geral, $TiO_2 > FeO$) representam mais de 98% da composição da ilmenita, aparecendo em concentrações diminutas Al_2O_3 (< 0,3%), MnO (< 0,9%) e MgO (< 0,9%). Por outro lado, a magnetita é titanífera, com um teor em TiO_2 acima de 10%. O conteúdo em Al_2O_3 não é constante, ainda que superior a 1%, enquanto que MnO e MgO estão presentes em pequena quantidade, respectivamente, < 0,9% e < 0,6%.

DUSCUSSÃO DOS RESULTADOS

Como mencionado, augita e pigeonita representam o grupo dos piroxênios nas rochas do dique, sendo o primeiro constituinte o mais abundante. A composição

desses minerais para cada amostra investigada, com a numeração indicando distância progressiva a partir da zona de contato, acha-se expressa em termos dos componentes moleculares wollastonita, enstatita e ferrossilita. É mostrada na quadrilátero Di–Hd–Mg–Fe, com cada ponto correspondendo à análise de um único grão (média da borda e do centro) dentro do espécimen (Fig. 2). Esta figura contém, ainda, as composições médias obtidas para cada amostra, assim como a curva de cristalização dos piroxênios da intrusão de Skaergaard (Brown, 1957; Brown e Vincent, 1963). Nos diagramas, é possível reconhecer-se dois campos distintos de composição, um referente à fase mais cálrica e o outro à pobre em cálcio. Este fato torna-se evidente quando as composições médias são projetadas no diagrama de nomenclatura (não fornecido no trabalho) para piroxênios de Poldervaart e Hess (1951), com as fases ricas em cálcio caindo no campo da augita, e as mais pobres, à exceção apenas de duas (0,75, ferroaugita subcállica; 5,00, pigeonita magnesiana), no campo da pigeonita intermediária.

As análises químicas para cada amostra são fornecidas nas Tabelas I (augita) e II (pigeonita), que, por sua vez, contêm a fórmula estrutural desses minerais e os valores obtidos para os componentes moleculares wollastonita (Ca), enstatita (Mg) e ferrossilita (Fe). Para fins de cálculo desses valores, incorporou-se todo o níquel e o manganês, respectivamente, aos termos magnesiano e ferroso.

Os diagramas de composição da Fig. 2 têm como característica marcante a grande dispersão de pontos para algumas amostras, que se faz presente em ambas as fases mineralógicas, conquanto aparentemente a pigeonita a exiba em maior extensão. Dessa forma, a composição média é, mais do que tudo, um reflexo direto da estatística da parte analítica. Quando observado o gráfico das médias, verifica-se que as fases cálccicas estão mais ou menos agrupadas, enquanto que aquelas menos cálccicas dispõem-se paralelamente ao lado Mg–Fe do quadrilátero, indicando, assim, que o teor em Ca desses minerais mantém-se aproximadamente constante dentro do conjunto de amostras investigadas. A amostra de ferroaugita subcállica (0,75, Tabela II) ocupa posição à parte, como resultado do seu maior conteúdo em cálcio. O exame da Fig. 2 permite, ainda, observar que a variação composicional dos piroxênios é maior nas amostras que se resfriaram mais rapidamente, ou seja, as menos distantes da região de contato.

Os resultados constantes da Tabela I indicam que o teor em Ca das augitas aumenta leve e regularmente ao longo da série, com a relação Mg/Mg + Fe permanecendo mais ou menos constante. Chama a atenção (Tabela II), o fato de pigeonita não mais existir nas quatro amostras mais distantes do contato (31,00, 34,00, 35,00 e 42,00), que, por sinal, ocupam claramente a porção superior do agrupamento das médias da augita (Fig. 2). Por outro lado, não foi verificada qualquer variação sistemática para a pigeonita ao longo da série.

CONSIDERAÇÕES PETROLÓGICAS

O gráfico da Fig. 3 mostra as composições médias dos pares coexistentes, estando as augitas representadas por círculos cheios e as pigeonitas por círculos vazios. O exame desse diagrama evidencia que as linhas de união desses pares

Tabela 1 – Composição química média (% em peso) e fórmula estrutural de augitas do dique de Tomé

	0,75	1,60	2,50	4,00	5,00	7,70	9,70	11,50	16,60	20,00	23,00	25,00	28,00	31,00	34,00	35,00	42,00
SiO ₂	51,5	50,8	52,1	51,4	51,2	51,1	49,8	50,6	50,6	51,4	51,7	51,6	50,3	50,9	50,2	51,8	50,4
TiO ₂	1,21	1,09	0,99	0,96	1,02	0,94	0,77	1,02	1,15	0,80	0,78	0,90	1,14	0,74	1,14	1,02	0,83
Al ₂ O ₃	2,36	2,03	1,89	1,32	1,92	2,00	1,93	1,92	1,90	2,10	1,96	1,80	1,98	2,05	1,87	1,82	2,12
Cr ₂ O ₃	0,93	0,02	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,11	0,02
FeO	14,4	15,7	15,4	16,2	14,4	15,3	15,4	13,7	13,3	13,8	14,3	12,6	15,5	13,8	14,7	12,3	14,1
NiO	0,23	0,15	0,31	0,07	0,20	0,19	0,16	0,02	<0,01	0,11	0,08	0,13	0,15	0,23	0,15	0,21	0,12
MnO	0,45	0,45	0,42	0,45	0,40	0,62	0,66	0,43	0,86	0,63	0,69	0,62	0,49	0,61	0,44	0,55	0,57
MgO	14,0	13,5	13,5	13,1	14,2	13,2	13,4	14,9	14,5	13,4	14,2	14,4	12,5	13,3	13,0	13,4	12,5
CaO	15,2	15,3	15,6	16,2	16,3	16,5	16,7	17,0	16,7	16,3	17,2	17,0	17,8	18,3	18,6	18,4	18,4
Na ₂ O	0,48	0,42	0,30	0,36	0,43	0,42	0,33	0,35	0,42	0,43	0,35	0,44	0,38	0,52	0,45	0,35	0,35
K ₂ O	0,04	0,02	0,04	0,03	0,04	0,02	0,13	0,03	0,03	0,02	0,08	0,03	0,02	0,13	0,15	0,09	0,03
TOTAL	99,90	99,38	100,25	99,48	99,94	100,10	99,20	99,67	99,71	99,41	100,54	99,62	99,52	99,94	100,47	100,35	99,44

Número de íons na base de 6 átomos de oxigênio

Si	1,940	1,938	1,961	1,962	1,935	1,938	1,916	1,917	1,949	1,941	1,945	1,941	1,927	1,931	1,908	,944	1,927
Al ^{IV}	0,060	0,062	0,039	0,038	0,065	0,062	0,084	0,084	0,083	0,051	0,059	0,055	0,073	0,069	0,092	0,056	0,073
Al ^{VI}	0,045	0,029	0,045	0,021	0,020	0,027	0,003	0,001	0,002	0,043	0,028	0,025	0,016	0,023	0,024	0,024	0,022
Ti	0,034	0,031	0,028	0,028	0,028	0,029	0,026	0,022	0,029	0,033	0,022	0,022	0,022	0,021	0,032	0,028	0,024
Cr	0,001	0,000	—	—	—	—	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	—	—	—	0,003	0,000
Fe	0,453	0,501	0,484	0,517	0,455	0,485	0,495	0,433	0,433	0,421	0,437	0,449	0,397	0,496	0,438	0,467	0,386
Ni	0,007	0,004	0,009	0,002	0,006	0,005	0,005	0,005	0,005	0,003	0,003	0,003	0,004	0,007	0,005	0,006	0,004
Mn	0,014	0,014	0,013	0,015	0,012	0,019	0,021	0,014	0,027	0,020	0,021	0,019	0,015	0,019	0,014	0,017	0,018
Mg	0,786	0,768	0,757	0,745	0,799	0,746	0,768	0,841	0,819	0,757	0,794	0,809	0,713	0,752	0,737	0,750	0,712
Ca	0,613	0,521	0,617	0,638	0,655	0,662	0,680	0,677	0,690	0,678	0,657	0,694	0,697	0,723	0,745	0,748	0,753
Na	0,035	0,031	0,021	0,027	0,026	0,031	0,031	0,024	0,025	0,031	0,031	0,026	0,033	0,028	0,038	0,033	0,026
K	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,006	0,002	0,001	0,001	0,003	0,001	0,001	0,006	0,007	0,004	0,002
Z	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
WXY	1,989	2,000	1,975	1,994	2,003	2,002	0,031	0,021	2,019	1,992	2,008	1,999	2,007	2,017	2,045	1,999	2,011

Tabela 2 – Composição química média (% em peso) e fórmula estrutural de pigeonitas do dique de Toninhas

	0,75	1,60	2,50	4,00	5,00	7,70	9,70	11,50	16,60	20,00	23,00	25,00	28,00
SiO ₂	52,2	52,3	52,5	51,6	51,0	51,3	50,1	50,4	50,8	51,1	51,9	51,6	50,8
TiO ₂	0,55	0,73	0,79	0,62	0,62	0,56	0,54	0,79	0,69	0,42	0,49	0,48	0,57
Al ₂ O ₃	1,51	1,10	1,11	1,26	1,04	1,05	1,06	1,00	0,98	1,14	1,10	0,91	1,10
Cr ₂ O ₃	0,02	0,03	<0,01	0,02	0,02	<0,01	0,02	<0,01	0,03	0,04	0,02	0,03	<0,01
FeO	23,0	27,0	28,3	25,1	21,0	25,8	21,8	27,5	24,7	25,4	24,3	25,1	26,7
NiO	0,10	0,13	0,16	0,09	0,27	0,22	0,14	0,01	0,05	0,10	0,19	0,27	0,31
MnO	0,74	0,67	0,62	0,72	0,60	0,74	0,91	0,01	0,66	0,87	0,84	0,03	0,95
MgO	12,6	12,3	11,6	15,9	19,6	4,3	19,1	13,7	17,2	15,08	16,2	16,6	15,0
CaO	7,11	5,86	5,10	5,49	5,62	5,14	5,43	5,20	5,52	4,91	5,06	4,96	5,21
Na ₂ O	0,39	0,22	0,14	0,21	0,16	0,19	0,21	0,89	0,31	0,20	0,19	0,14	0,20
K ₂ O	0,97	0,03	0,05	0,03	0,03	0,03	0,27	0,40	0,03	0,02	0,18	0,03	0,02
TOTAL	99,19	100,37	100,38	101,04	99,95	99,34	99,58	100,90	100,97	100,00	100,47	101,15	100,86

Número de íons na base de 6 átomos de oxigênio

	2,017	2,014	2,026	1,962	1,931	1,990	1,919	1,954	1,934	1,966	1,976	1,961	1,955
Al ^{IV}	—	—	—	0,038	0,069	0,10	0,081	0,046	0,066	0,034	0,024	0,039	0,045
Al ^{VI}	0,069	0,049	0,051	0,018	—	0,038	—	—	—	0,017	0,025	0,002	0,005
Ti	0,016	0,021	0,022	0,017	0,018	0,017	0,016	0,023	0,020	0,012	0,014	0,013	0,017
Cr	0,000	0,000	—	0,000	0,000	—	0,000	—	0,000	0,001	0,000	0,000	—
Fe	0,743	0,869	0,913	0,794	0,666	0,834	0,698	0,892	0,787	0,817	0,774	0,798	0,859
Ni	0,003	0,004	0,005	0,003	0,008	0,006	0,004	0,000	0,001	0,003	0,005	0,008	0,010
Mn	0,024	0,022	0,020	0,023	0,020	0,024	0,030	0,033	0,021	0,029	0,027	0,033	0,031
Mg	0,726	0,706	0,669	0,904	1,105	0,828	1,087	0,791	0,977	0,906	0,919	0,940	0,860
Ca	0,294	0,241	0,211	0,223	0,228	0,213	0,223	0,216	0,225	0,202	0,207	0,202	0,215
Na	0,029	0,016	0,011	0,15	0,012	0,013	0,016	0,066	0,023	0,015	0,014	0,010	0,014
K	0,047	0,002	0,002	0,002	0,002	0,013	0,020	0,002	0,001	0,008	0,002	0,001	0,001
Z	2,017	2,014	2,026	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
WXY	1,951	1,930	1,904	2,000	2,060	1,975	2,088	2,041	2,056	2,003	1,993	2,008	2,012
Ca	16,4	13,1	11,6	11,5	11,3	11,2	10,9	11,2	11,2	10,3	10,7	10,2	10,9
Mg	40,7	38,5	37,1	46,6	54,9	43,8	53,4	40,9	48,6	48,5	47,8	47,8	44,0
Fe	42,9	48,4	51,3	41,9	33,8	45,0	35,7	47,9	40,2	43,2	41,5	42,0	45,1

cruzam-se mutuamente, sugerindo, assim, que augita e pigeonita representam fases mineralógicas formadas em condições de desequilíbrio. A grande variação composicional exibida por esses minerais (Fig. 2) e a existência de estrutura zonada em algumas das amostras investigadas vêm em abono de tal suposição.

Além disso, a formação desses minerais nas rochas do dique parece não obedecer a seqüência normal de cristalização de piroxênios em ambiente plutônico, com P₂O₅ baixa, como observado em Skaergaard e intrusões congêneres, onde a característica marcante reside no enriquecimento progressivo em ferro desses minerais com a diferenciação. Por outro lado, a inexistência de um padrão constante de zoneamento composicional, marcado invariavelmente por enriquecimento periférico em ferro para os minerais ferromagnesianos, aponta também no mesmo sentido.

Como observado, a cristalização da pigeonita cessa nas rochas das porções centrais do dique, mais precisamente nas distantes mais de 30 metros do contato.

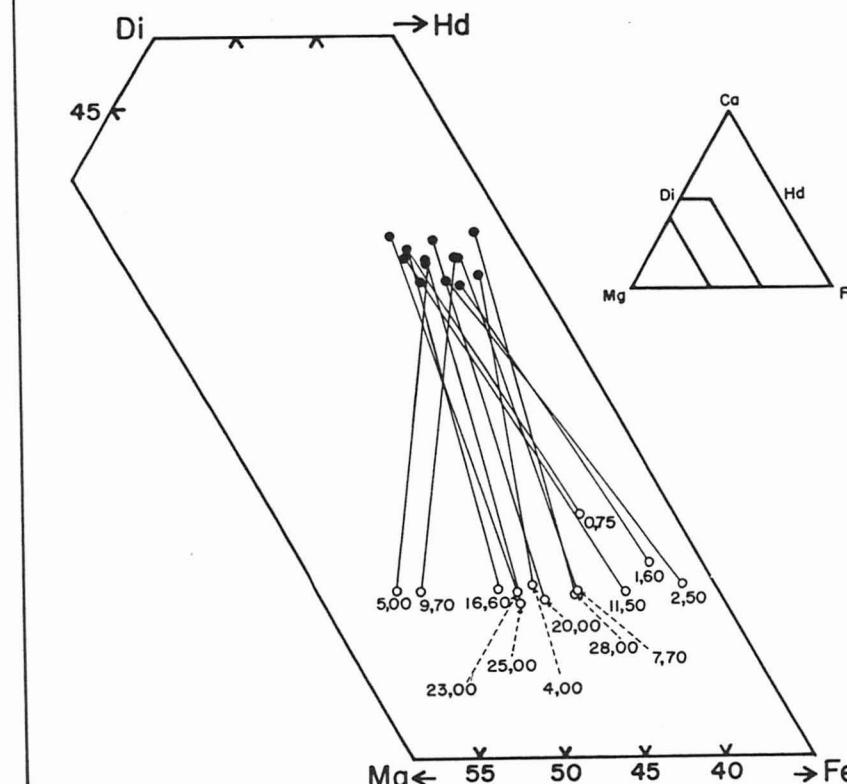


Figura 3 – Composições médias de piroxênios mostradas no quadrilátero Di–Hd–Mg–Fe, com as fases coexistentes (augita, círculo cheio; pigeonita, círculo vazio) identificadas pelas linhas de união.

Este ponto de desaparecimento da pigeonita, conhecido na literatura como limite do campo a dois piroxênios, veria aparentemente de intrusão para intrusão. No caso particular de Toninhas, a composição da última pigeonita a se precipitar guarda, por exemplo, maior aproximação com a obtida para a intrusão de Skaergaard antes que a de Bushveld (ver Carmichael *et al.*, 1974, Fig. 5-27). Por outro lado, o desaparecimento da pigeonita em Toninhas traz como consequência direta a formação de uma augita levemente mais cálcica.

Por outro lado, parece existir nas rochas de Toninhas uma correspondência estreita entre a sua composição química global e a da augita. A correlação positiva reunindo o teor em wollastonita (Wo = Ca) de clinopiroxênios ricos em cálcio e o conteúdo total em álcalis da rocha – observada inicialmente por Le Bas (1962) em

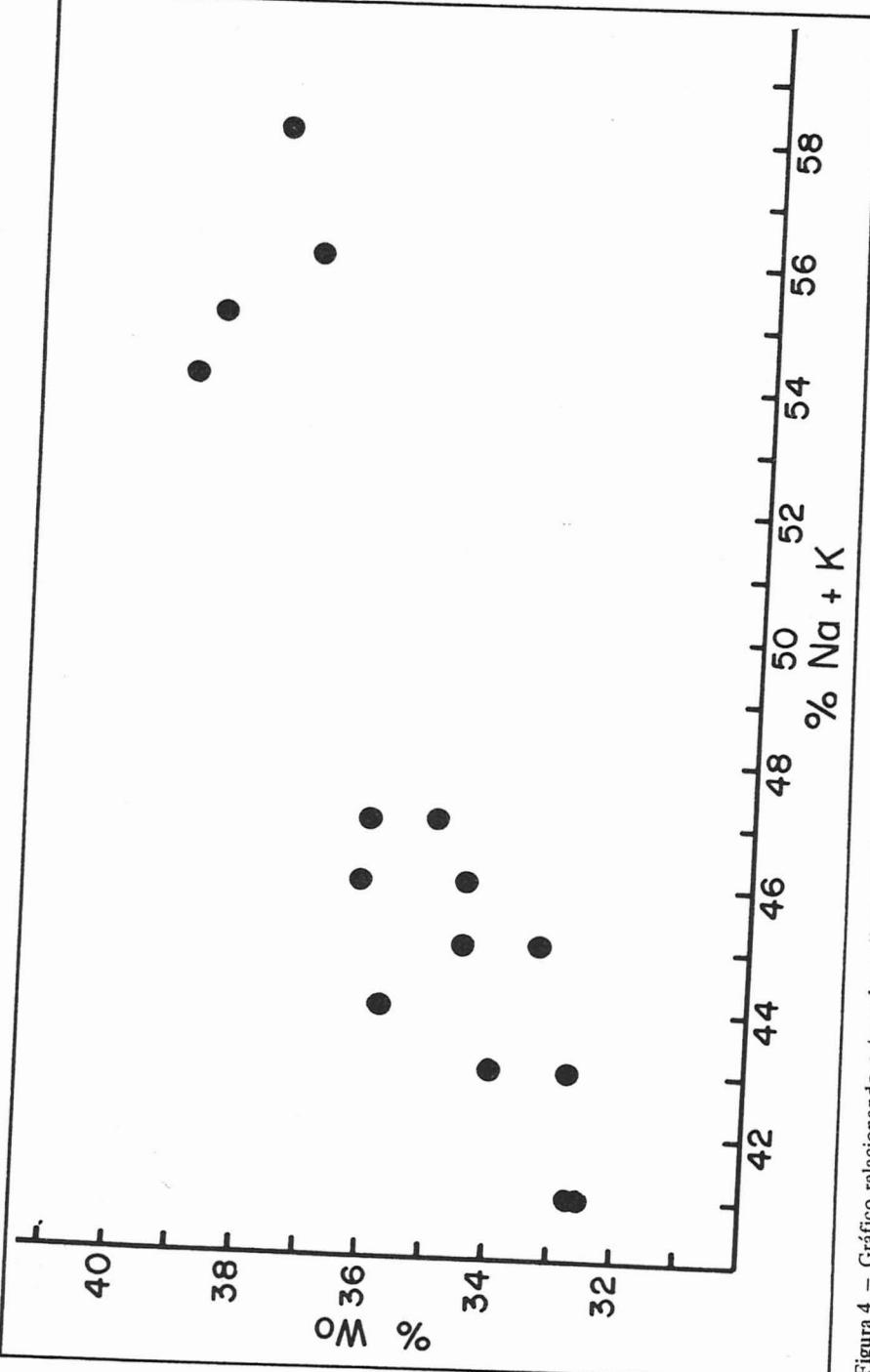


Figura 4 – Gráfico relacionando o teor de wollastonita das augitas e o conteúdo total em álcalis da rocha (dados extraídos de Gomes e Berenholc, no prelo).

rochas ígneas portadoras de clinopiroxênios cárquicos com Fe inferior a 18%, e confirmada posteriormente por vários outros pesquisadores – acha-se perfeitamente demonstrada na Fig. 4. Assim, é possível dizer-se que as rochas mais alcalinas do dique, ou seja, aquelas correspondendo às suas partes centrais, possuem augita ligeiramente mais cárquica. Como mencionado anteriormente, esse aumento progressivo na concentração em cálcio da augita não se faz acompanhar de mudanças significativas na razão Mg/Mg+Fe desses minerais e, tampouco, de qualquer variação expressiva na composição do plagioclásio.

A presença de ferroaugita subcárquica na região de contato do dique (amostra 0,75) guarda inteira concordância com o que vem sendo observado na literatura (Muir e Tilley, 1964; Smith e Lindsley, 1971). Segundo esses autores, nas porções marginais de corpos ígneos de natureza basáltica, pode ter lugar a cristalização metaestável de piroxênios, caracterizados pela substituição Fe–Ca e mantendo-se constante o Mg (quench trend), sob condições de resfriamento bursco, dentro do campo a dois piroxênios.

A exemplo do observado na química global (Gomes e Berenholc, no prelo; Figs. 2 a 7), é também nítida a separação das augitas nas amostras 31,00, 34,00, 35,00 e 42,00 das correspondentes às demais amostras do corpo (Fig. 4). Este fato poderia ser tomado como sugestivo de que o dique de Toninhas é o resultado de uma intrusão múltipla, como material mais novo ocupando a sua porção central, conquanto uma origem ligada à diferenciação por movimento de álcalis não possa ser definitivamente excluída.

AGRADECIMENTOS

Estes são devidos ao Prof. Horstpeter Ulbrich, do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, pela revisão do manuscrito, bem como ao CNPq, pela ajuda financeira.

BIBLIOGRAFIA

- AMARAL, G., CORDANI, U.G., KAWASHITA, K. e REYNOLDS, J.H. – 1966 – Potassium-argon dates of basaltic rocks from Southern Brazil. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 30: 159-189.
- BENCE, A.E. e ALBEE, A.L. – 1968 – Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates and oxides. *J. Geol.*, 76: 382-403.
- BROWN, G.M. – 1957 – Pyroxenes from the early and middle stages of fractionations of the Skaergaard intrusion, east Greenland. *Mineral. Mag.*, 31: 511-543.
- BROWN, G.M. e VINCENT, E.A. – 1963 – Pyroxenes from the late stages of fractionation of the Skaergaard intrusion, east Greenland. *J. Petrol.*, 4: 175-197.
- CARMICHAEL, I.S.E., TURNER, F.J. e VERHOOGEN, J. – 1974 – Igneous Petrology. McGraw-Hill Book Company.
- DAMASCENO, E.C. – 1966 – Estudo preliminar dos diques de rochas básicas e ultrabásicas da região de Ibituaba. Estado de São Paulo. *An. Acad. Brasil. Ciênc.*, 38: 293-304.

- GOMES, C.B. - 1974 - Mineralogia do dique de Toninhas, Ubatuba, Litoral Norte do Estado de São Paulo: Feldspatos. Rev. Bras. Geoc., 4: 80-87.
- GOMES, C.B. e BERENHOLC, M. - no prelo - Some geochemical features of the Toninhas dike, Ubatura, State of São Paulo, Brazil. Memoria II Congr. Latino-americano Geol., Caracas, Venezuela (1973).
- LE BAS, M.J. - 1962 - The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. Amer. J. Sci., 260: 267-288.
- MUIR, I.D. e TILLEY, C.E. - 1964 - Iron enrichment and pyroxene fractionation in tholeiites. Geol. J., 4: 143-156.
- MINIOLI, B., PONÇANO, W.L. e OLIVEIRA, S.M.B. - 1971 - Extensão geográfica do vulcanismo basáltico do Brasil Meridional. An. Acad. Brasil. Ciênc., 43: 433-437.
- POLDERVERAART, A. e HESS, H.H. - 1951 - Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma. J. Geol. 59: 472-489.
- SMITH, D. e LINDSLEY, D.H. - 1971 - Stable and metastable augite crystallization trends in a single basalt flow. Amer. Mineral., 56: 225-233.