MAGMATISMO ÁCIDO-BÁSICO NA ILHA DO ARVOREDO – SC

EDISON RAMOS TOMAZZOLI¹ & EVANDRO FERNANDES DE LIMA²

Abstract The rocks that constitute the Arvoredo Island are alkaline granites (Arvoredo Granite) that are cut by basaltic andesite dykes with variable thickness, striking N10°-20°E. This dykes belongs to Florianópolis Dyke Swarm (Cretaceous age, gotten by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data in previous paper – Tomazzoli *et al.*, 2005) and are associated to rhyodacites and dacites that can occur as simple dykes, composite dykes or as hypabissal bodies of irregular geometry. The composite dykes are constituted by rhyodacite in the center with borders of basaltic andesite. Composite dykes and rounded enclaves of basaltic andesite in rhyodacite are features that indicate magma mingling process. The basaltic andesites and rhyodacite are high-K tholeiitic rocks with high Ti, P and incompatible trace element contents. Geochemical modeling shows that rhyodacites can be derived from basaltic andesites by fractional crystallization of 61% of solids, represented by andesine (45.1%), edenite (16.5%), augite (18.7%) magnetite (9.8%) and ilmenite (6.8%). The magma mixing/mingling process could have occurred after the fractional crystallization. The geochemistry of rhyolite dykes and aplite veins differ from that of the tholeiitic rhyodacites/dacites and is similar to Arvoredo Granite.

Keywords: Arvoredo Island, Florianópolis Dyke Swarm, petrology, tholeiites

Resumo A Ilha do Arvoredo é constituída predominantemente por rochas graníticas alcalinas (Granito Arvoredo), seccionadas por enxame de diques de andesito basáltico, com espessuras variadas e direção predominante N10°-20°E. Esses diques são integrantes do Enxame de Diques Florianópolis, tendo em vista que determinações isotópicas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ indicaram idades cretáceas (Tomazzoli *et al.*, 2005). Esses estão associados riodacitos e dacitos, que podem formar diques simples ou corpos hipabissais de geometria não bem definida, ou ainda diques compostos, com bordas de andesito basáltico e centro de riodacito. Além das feições de diques compostos, enclaves e microenclaves arredondados de andesito basáltico em riodacito, indicam um processo de mistura entre os magmas formadores desses dois litotipos. Tanto os andesitos basálticos como os riodacitos têm afinidades toleíticas de alto K, com grande enriquecimento em Ti, P e elementos-traço incompatíveis. Modelamento geoquímico mostrou que os riodacitos podem ter sido derivados dos andesitos basálticos por 61% de cristalização fracionada dos minerais andesina (45,1%), edenita (16,5%), augita (18,7%), magnetita (9,8%) e ilmenita (6,8%). A geometria dos diques compostos indica que a mistura magmática, entre os termos riodacíticos e andesíticos basálticos, teria operado após o fracionamento. Diques de riolito e veios aplíticos são geoquimicamente diferenciados dos riodacitos toleíticos e mostram-se correlacionáveis ao Granito Arvoredo.

Palavras chave: Ilha do Arvoredo, Enxame de Diques Florianópolis, petrologia, toleitos

INTRODUÇÃO A Ilha do Arvoredo, com área de aproximadamente 3,5 Km² de área, situa-se a norte da Ilha de Santa Catarina (Fig. 1A) e integra a Reserva Biológica Marinha do Arvoredo, administrada pelo IBAMA. O relevo é escarpado, com altitude máxima de 270m e encostras íngremes, recobertas por vegetação florestal. Nos costões, observa-se excelentes exposições de rocha, que prolongam-se de forma contínua por grandes extensões em todo o entorno da ilha. Essas condições facilitam a visualização e caracterização dos litotipos, o que levou o trabalho a focalizar principalmente essas áreas.

CONTEXTO GEOLÓGICO E CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DOS LITOTIPOS DOMINANTES Geologicamente, a Ilha do Arvoredo é constituída predominantemente por granito, diques de riolito, veios de aplito, diques de andesito basáltico, diques e corpos hipabissais de riodacito-dacito, diques compostos, brechas, cataclasitos e milonitos. Em algumas áreas observa-se depósitos quaternários, representados principalmente por areias de rampas dunárias.

O **granito** tem uma tonalidade rosada, granulação grossa e contém, freqüentemente, enclaves de formas, composições e dimensões variadas. Exibe textura equigranular hipidiomórfica, tendo como minerais essenciais feldspato alcalino, plagioclásio

e quartzo; como varietais, hornblenda, biotita, óxidos de Fe-Ti, titanita e apatita; como secundários clorita, epidoto e sericita. A rocha pode ser classificada como sienogranito, com base em estimativas modais. Mostra características petrográficas e afinidade geoquímica, que permitem correlacioná-la ao aos granitóides alcalinos da Suíte Intrusiva Pedras Grandes, de idade neoproterozóica, descritos em Zanini *et al.* (1997). Nesse trabalho será tratada sob o nome de **Granito Arvoredo**. Enclaves no granito são normalmente arredondados, com dimensões centimétricas e composição que varia de básica até ácida.

Os **riolitos** ocorrem em diques com até 3 metros de espessura. São porfíricos, com fenocristais rosados de K-feldspato e de quartzo sobre matriz afanítica de cor rosa, constituída por quartzo e por intercrescimentos micrográficos desse mineral com K-feldspato. Anfibólio verde, biotita, e óxidos de Fe-Ti, são os minerais varietais e acessórios mais freqüentes, associados a epidoto e clorita secundários.

Corpos de riodacito-dacito e de andesito basáltico ocorrem como intrusões, geralmente sob a forma de diques, cortando o Granito Arvoredo (Fig. 1B). Datações $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ efetuadas nessas rochas no norte da Ilha do Arvoredo (Tomazzoli *et al.* 2005) indicaram idades de $135,0 \pm 1,1$ e $137,3 \pm 1,3$ Ma que permitem correlacioná-las ao Enxame de Diques Florianópolis, também

1 - Departamento de Geociências – Universidade Federal de Santa Catarina – UFSC, Campus Trindade, CEP 88.037-000, Florianópolis, SC – e-mail: edison@cfh.ufsc.br

2 - Curso de Pós-Graduação em Geociências – Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS – Av. Bento Gonçalves, 9500 – Campus do Vale, 91501-970, Porto Alegre, RS – e-mail: evandro.lima@ufrgs.br

MAPA GEOLÓGICO DA ILHA DO ARVOREDO

COLUNA ESTRATIGRAFICA

	Diques Compostos	Enxame de Diques Florianopolis	Cretaceo
	Diques-Intrusoes de Riodacito		
	Diques de Andesito Basaltico		
	Veios de Aplito	Granito Arvoredo	Neoproterozoico
	Diques de Riolito		
	Granito		

Falhas e Fraturas

Faixas Cataclásticas-Miloníticas

Figura 1 – (a) Mapa de localização. (b) Mapa geológico da Ilha do Arvoredo.

de idade cretácea, datado por Raposo *et al.* (1998), que ocorre mais a sul, na Ilha de Santa Catarina (Fig. 1A).

Riodacitos-dacitos, exibem, freqüentemente, geometria de diques, embora, por vezes, as intrusões apresentem formas mais irregulares. O riodacito grada a dacito e, por vezes, contém enclaves básicos. Apresentam textura porfírica, com fenocristais de quartzo e plagioclásio. Fazem contato com o granito por falhas ou fraturas sub verticais de direção N10°-20°E.

Riodacitos, classificados com base em estimativas modais, exibem cor cinza mais claro, sendo comum a presença de mirmerquitos e intercrescimentos microgranofíricos na matriz. Mineralogicamente são constituídos por quartzo, plagioclásio (An_{12-45}), freqüentemente zonado com núcleo mais cálcico, K-feldspato ($Or_{40-42} Ab_{60-58}$), sempre subordinado ao plagioclásio, pigeonita ($Wo_{8-42} En_{50} Fs_{42}$), zonada com bordas de augita ($Wo_{37} En_{32} Fs_{31}$) ou sem zanação. Os piroxênios estão substituídos total ou parcialmente por anfibólios. Magnetita, zircão e apatita são os minerais acessórios mais freqüentes.

Os **dacitos**, classificados em base química e em estimativas modais, são textural e mineralogicamente semelhantes aos riodacitos. Mineralogicamente apresentam quartzo, plagioclásio zonado, com núcleo de labradorita (An_{60}) e bordas de oligoclásio (An_{25}). Quando pórfiros exibem fenocristais de labradorita zonada (An_{54-63}), com núcleo mais cálcico. Augita ($Wo_{35-37} En_{44-40} Fs_{21-23}$), mostra-se parcial ou completamente substituída por actinolita ou Mg hornblenda. Magnetita, ilmenita e apatita são os minerais acessórios mais comuns.

Microenclaves de composição intermediária a básica nos dacitos/riodacitos possuem, geralmente, dimensões entre 6 e 8mm, formas arredondadas e textura intergranular de granulação bem mais fina que a do dacito/riodacito encaixante.

Diques compostos foram observados no norte e no sudeste da Ilha do Arvoredo (Figura 1). Costumam ser interpretados como injeções múltiplas de magmas contrastantes na mesma fissura (p. ex.: Taylor *et al.*, 1980; Bitencourt *et al.*, 1989 e Bitencourt, 1996). O do norte possui espessura de aproximadamente 40 metros e direção N10°E. Sua porção central do dique é constituída riodacito, cor cinza claro, exibindo, ocasionalmente, microenclaves de composição básico-intermediária. Ambas as bordas, em contato com o granito, são constituídas por andesitos

basálticos de cor escura. O dique composto do sudeste da Ilha do Arvoredo possui cerca de 80 metros de espessura e somente sua borda leste é constituída por andesito basáltico.

Diques de **andesito basáltico**, apresentam direção preferencial N10°-20°E e formam um grande enxame na Ilha do Arvoredo. Possuem espessuras variáveis, podendo atingir 60 metros.

Foram classificados com base em critérios litoquímicos (diagrama TAS), apesar de plotarem no campo dos andesitos quando classificados por estimativas modais dos minerais constitutivos da rocha (diagrama QAFP). São rochas de coloração escura, textura subofítica, ou, mais freqüentemente, textura intergranular fina, contendo grãos zonados de andesina/labradorita (An_{46-55}) com bordas de andesina menos cálcica, augita ($Wo_{30-39} En_{36-44} Fs_{17-34}$), parcial ou totalmente substituída por actinolita, Mg ou Fe hornblenda. Muitas vezes o anfibólio apresenta-se parcialmente substituído por clorita. Óxidos de Fe-Ti exibem, freqüentemente, lamelas de intercrescimento (oxi-exolução); quartzo, titanita e apatita aparecem em pequenas proporções. Algumas amostras apresentam microenclaves de composição básica arredondados com 2 a 3mm de diâmetro (Figs. 2A e 2B).

QUÍMICA MINERAL Análises da química mineral foram obtidas no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica – IG-UFRGS. Utilizou-se o equipamento CAMECA SX50 equipada com quatro espectrômetros (WDS-wavelength dispersive spectrometer). As análises foram realizadas com tensão de aceleração do feixe de 15kV e sob as seguintes condições: a) Piroxênio – corrente de feixe=10nA; diâmetro do feixe=5µm; b) Feldspato – corrente de feixe=10nA; diâmetro do feixe=1µm; c) Anfibólio – corrente de feixe=10nA; diâmetro do feixe=5µm; d) Magnetita – corrente de feixe=25nA; diâmetro do feixe=1µm; e) Ilmenita – corrente de feixe=25nA; diâmetro do feixe=1µm.

Feldspatos Na Tabela 1 estão listadas amostras representativas de um total de 89 análises.

Os plagioclásios de **andesitos basálticos** de dique (Fig. 3a) apresentam zanações, com núcleos de labradorita (An_{50-57}) e bordas de andesina (An_{31-41}). Eventualmente as bordas podem ser ainda menos cálcicas, constituídas por oligoclásio (grão 2

Figura 2 – (A) Microenclave básico (dentro da marca circular superior) em andesito basáltico pórfiro (LN). (B) Detalhe do microenclave da Fig. 1A. (LN)

Figura 3 – Variação dos teores em An de plagioclásios: (a), em andesitos basálticos; (b) em riodacitos-dacitos; (c) em diques compostos; (d) em enclaves.

da amostra 13b). Em apenas um caso (grão 3, da amostra 10) observou-se zonação inversa (núcleo An_{41} e borda An_{47}).

Nos **riodacitos-dacitos** (Fig. 3b), o plagioclásio da matriz é menos cálcico; mostra-se zonado, com An_{24-35} no centro e An_{12-20} nas bordas. Observou-se um grão com zonação inversa (grão 5 do riodacito 6). Fenocristal analisado (fenocristal 4 do riodacito 6) mostra tênue zonação inversa (An_{42} no centro e An_{47} na borda). Nos dacitos, o plagioclásio é mais cálcico, também zonado, com núcleo de labradorita (An_{50-60}) e bordas de oligoclásio (An_{20-25}). Fenocristais são mais cálcicos e mostram menor amplitude de zonação (núcleo An_{63} , borda An_{54}).

Nos riodacitos, de **diques compostos** (Fig. 3c), o plagioclásio é andesina, que geralmente ocorre quase sem zonação (An_{42-44}). Eventualmente observa-se zonação de pequena amplitude (núcleo An_{45} , borda An_{35} – grão 1 do riodacito 18d). Nos andesitos basálticos de diques compostos, ocorre labradorita, An_{55} , com borda menos cálcica (An_{43}).

Plagioclásio de **enclaves e microenclaves** de composição ácida podem exibir fenocristais com zonação aparentemente irregular (grão 3 do enclave 1 – figura 6d). Na matriz desses enclaves predomina oligoclásio com bordas menos cálcicas de An_{20-28} (grãos 1 e 2 do enclave 1). Nos enclaves de composição básico-intermediária, predomina labradorita ou andesina cálcica (An_{46-54}), por vezes com zonação de pequena amplitude (microenclaves 2, 3 e 4 – Fig. 3d).

Piroxênios Na Tabela 2 estão listadas amostras representativas de um total de 69 análises de piroxênio realizadas.

A classificação dos piroxênios no diagrama de Morimoto (1988) indica que todas as análises plotam no campo do Quad (Fig. 4).

Na Fig 5 são apresentados os piroxênios de **andesitos basálticos**, os quais plotam no campo da augita. Piroxênios de microenclaves, nessas rochas, mostram composição semelhante.

Os piroxênios de **riodacitos** (Fig. 6A) mostram-se muitas vezes zonados, com núcleos de pigeonita ($Wo_8 En_{50} Fs_{42}$) e bordas de augita ($Wo_{36} En_{32} Fs_{32}$). Por vezes, a pigeonita do núcleo grada para pigeonita mais férrica, numa posição intermediária, que, por sua vez é mantida por borda de augita. Ocorrem, também, grãos de pigeonita sem zonação ($Wo_9 En_{51} Fs_{40}$).

Figura 4 - Diagrama Quad ($Ca+Mg+Fe^{+2}$) versus $J(2Na)$ do total de piroxênios analisados.

Nos **dacitos** (Figs. 6B e 6C) ocorrem, também dois tipos de piroxênio coexistentes: augita ($Wo_{35-37} En_{44-40} Fs_{21-23}$) e pigeonita ($Wo_{10} En_{42} Fs_{48}$), ambos mais magnesianos do que os dos riodacitos, sendo as augitas de composição semelhante a dos andesitos basálticos.

Riodacitos de diques compostos contém augita mais magnesianiana, com muito pouca variação composicional (Fig. 7). Os andesitos basálticos de diques compostos analisados não apresentaram piroxênio, somente anfibólios, possivelmente como resultado de substituições tardimagmáticas.

Na Fig. 8 é apresentado o diagrama de variação do MnO em augitas em função do valor de *magnésio* ($100Mg/MgO+FeO+Fe_2O_3$). Em andesitos basálticos de diques (Fig. 8A), as augitas alinham-se segundo *trend* de inclinação negativa. Já as augitas de diques e corpos hipabissais de riodacitos/dacitos (Fig. 8B), alinham-se segundo *trend* também de inclinação negativa, porém com ângulo de inclinação maior. Nesse diagrama, as augitas de microenclaves básicos em riodacitos mostram-se alinhados segundo o *trend* das dos andesitos basálticos. Isso aponta para uma possível relação de consangüinidade entre os microenclaves básicos e os andesitos basálticos, sinalizando para um processo de mistura magmática entre riodacitos e andesitos basálticos.

Anfibólios Os dados analíticos de amostras representativas de 50 análises de anfibólios estão listados na Tabela 3. O cálculo da fórmula estrutural, bem como a classificação foram feitos com base nos procedimentos sugeridos por Leake et al. (1997).

Os anfibólios dos diversos litotipos da Ilha do Arvoredo são classificados como anfibólios cálcicos, como mostra o diagrama da Fig. 9.

Nos andesitos basálticos, os anfibólios são classificados como magnésio hornblenda, ferro hornblenda actinolita e ferro actinolita (Fig. 10). Podem ocorrer no entorno de augita, como produto de substituição parcial tardimagmática, ou como grãos minerais puros sem inclusões de piroxênio.

Nos riodacitos e dacitos ocorre actinolita, ferro hornblenda, magnésio hornblenda e edenita (Figs. 11A e 11C) como produto de substituição tardimagmática de augita ou gedrita (11B) como produto da substituição de pigeonita.

Os anfibólios de riodacitos de diques compostos plotam no campo da actinolita, ferro actinolita, magnésio hornblenda, ferro hornblenda (Fig. 12A) e da edenita (Fig. 12C). Os de andesito basáltico de dique composto tendem a ser mais magnesianos e plotam no campo da actinolita e magnésio hornblenda (Fig. 12B).

Na Fig. 13 é apresentado o diagrama de variação de Na_2O+K_2O versus valor de magnésio para anfibólios de dique composto. Observa-se, nos anfibólios dos riodacitos, um progressivo empobrecimento em álcalis associado com o aumento do teor em Mg do centro para a borda, onde o riodacito exibe discretas feições transicionais com o andesito basáltico da borda do dique.

Espinélios Os espinélios são classificados como magnetita e magnetita titanífera, com teores muito baixos em Al, Cr, Mg, Mn e Zn. Amostras representativas de 38 análises estão listadas na Tabela 4.

Na Fig. 14 são apresentados os diagramas triangulares $TiO_2-FeO-Fe_2O_3$ que mostram as variações composicionais do espinélio em diversos litotipos.

Nos **andesitos basálticos** de diques simples (Fig. 14A), a magnetita é muito pouco titanífera, com índice *Usp* variando entre 0,1 e 4,9% ($Usp_{0,1-4,9}$). Alguns diques exibem grãos de magnetita pura; em outros, ocorrem lamelas de de oxi-exolução de ilmenita, mostrando padrão do tipo treliça (Fig. 15A) ou do tipo sanduiche (Haggerty, 1991), como mostra a Figura 15B.

Tabela 1 – Análises Representativas de Plagioclásios

Litotipo	Andesito Basáltico		Dacito		Riodacito		Riodacito-Dq.Com.		And.Bas.-Dq.Comp.	
Grão	G5		G1		G2		G3		G3	
Mineral	Labradorita	Andesina	Labradorita	Andesina	Andesina	Andesina	Andesina	Andesina	Labradorita	Andesina
Posição	centro	borda	centro	borda	centro	centro	centro	borda	centro	borda
Análise	11c7p1	11c7p2	13e8P1	13E8P2	65G2P3	67P4	18EC3P4	18EC3P5	18fc5p1	18fc5p2
SiO ₂	54,969	59,156	54,102	56,949	59,797	57,653	57,499	57,678	54,193	57,826
TiO ₂	0,261	0,201	0,287	0,133	0,133	0,153	0,053	0,200	0,141	0,100
Al ₂ O ₃	27,936	25,571	28,617	27,110	24,839	25,786	26,448	25,907	28,016	26,126
FeO	0,728	0,591	0,763	0,672	0,477	0,629	0,714	0,575	0,486	0,646
MgO	0,110	0,033	0,086	0,028	0,008	0,032	0,005	0,006	0,003	0,004
CaO	10,565	7,395	11,478	9,255	6,790	8,236	8,658	8,462	10,633	8,422
Na ₂ O	4,507	6,033	4,308	5,609	6,612	5,856	5,649	5,939	4,653	5,795
K ₂ O	0,411	0,812	0,510	0,133	0,282	0,516	0,410	0,315	0,311	0,316
Total	99,59	99,94	100,15	100,1	99,09	98,95	99,50	99,44	98,53	99,24
Cátions com base em 8 oxigênios										
Si	2,492	2,648	2,448	2,557	2,687	2,612	2,592	2,605	2,482	2,608
Al	1,491	1,348	1,525	1,434	1,314	1,376	1,404	1,378	1,511	1,388
Ti	0,009	0,007	0,010	0,004	0,004	0,005	0,002	0,007	0,005	0,003
Fe ²⁺	0,028	0,022	0,029	0,025	0,018	0,024	0,027	0,022	0,019	0,024
Mg	0,007	0,002	0,006	0,002	0,001	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000
Ba	0,002	0,003	0,000	0,004	0,003	0,001	0,001	0,006	0,002	0,000
Ca	0,513	0,355	0,556	0,445	0,327	0,400	0,418	0,409	0,522	0,407
Na	0,396	0,524	0,378	0,488	0,576	0,514	0,494	0,520	0,413	0,507
K	0,024	0,046	0,029	0,008	0,016	0,030	0,024	0,018	0,018	0,018
Cations	4,96	4,96	4,98	4,97	4,95	4,96	4,96	4,96	4,97	4,95
Ab	42,44	56,65	39,25	51,86	62,68	54,45	52,78	54,91	43,34	54,4
An	54,98	38,38	57,74	47,29	35,58	42,37	44,66	43,19	54,77	43,67
Or	2,57	4,97	3,01	0,85	1,74	3,18	2,56	1,9	1,89	1,93

Figura 5 – Piroxênios de diques básicos. Símbolos: quadrados-andesito basáltico-amostra 11; círculos semi-preenchidos-andesito basáltico-amostra 10; cruzes-microenclaves da amostra 10.

Riodacitos de diques simples (Fig. 14B) apresentam magnetita com teores mais elevados em Ti ($Usp_{19,37}$) do que os andesitos basálticos. Os grãos exibem frequentemente lamelas de oxi-exolução de ilmenita com padrão do tipo treliça. Quando essas lamelas são mais numerosas, o teor em Ti tende a cair, deixando o índice Usp em torno de 19%, indicando que os teores de Ti parecem estar relacionados ao grau de oxidação das magnetitas titaníferas.

Nos diques compostos, os **riodacitos** (Fig. 14C) apresentam, também, magnetita titanífera, com índice Usp variando entre 8% e 38% (Usp_{8-38}). Lamelas de oxi-redução de ilmenita com

Figura 6 – Diagramas Wo-En-Fs, onde estão representadas as composições de piroxênios de diversas amostras de riodacito e dacito de diques e corpos hipabissais. (A) riodacito; (B) dacito; (C) dacito; (D) microenclaves no dacito.

padrão do tipo treliça ou sanduíche também ocorrem.

Andesitos basálticos de diques compostos (Fig. 14D), apresentam magnetitas com baixos teores médios em Ti ($Usp_{0,4-3,5}$). Análise isolada acusou a presença de grão de magnetita titanífera (Usp_{36}), mostrando que há grandes flutuações no teor em Ti,

Tabela 2 – Análises representativas de piroxênios de andesito basáltico, dacito, riodacito e riodacito de dique composto.

Litotipo	Andesito basáltico		Dacito		Riodacito		Rd.dq comp.
Grão	G1		G2	G3	G1		G2
Mineral	augita	augita	pigeonita	augita	pigeonita	augita	augita
Posição	centro	borda	centro	borda	centro	borda	interm,
Análise	11c1p1	11c1p2	7A3BP2	7AC4P1	6C1P2	6C1P3	18GC4P3
SiO ₂	50,054	49,648	52,195	51,207	51,664	50,748	50,362
TiO ₂	1,064	0,813	0,404	0,836	0,518	0,75	0,751
Al ₂ O ₃	1,824	1,856	0,778	1,712	0,644	1,310	1,241
FeO	15,182	13,777	19,155	12,265	23,916	16,871	13,301
Fe ₂ O ₃	2,073	2,587	1,099	1,658	0,684	1,400	2,394
MnO	0,428	0,431	0,582	0,347	1,062	0,732	0,731
NiO	0	0	0	0	0	0,013	0
MgO	14,163	12,476	20,974	14,576	17,628	11,035	13,179
CaO	14,863	17,249	4,360	17,714	4,312	17,482	17,340
Na ₂ O	0,193	0,307	0	0,147	0,067	0,35	0,248
K ₂ O	0,005	0,042	0,021	0,004	0	0,015	0
Total	99,86	99,22	99,57	100,47	100,5	100,71	99,55
Fórmula estrutural com base em 6 oxigênios							
TSi	1,906	1,909	1,956	1,921	1,963	1,942	1,925
TAI	0,082	0,084	0,034	0,076	0,029	0,058	0,056
TFe ₃	0,012	0,007	0,009	0,004	0,008	0	0,019
MIAI	0	0	0	0	0	0,001	0
MTi	0,03	0,024	0,011	0,024	0,015	0,022	0,022
M1Fe ₃	0,047	0,068	0,022	0,043	0,012	0,04	0,05
M1Fe ₂	0,118	0,193	0	0,118	0	0,307	0,177
M1Mg	0,804	0,715	0,967	0,815	0,973	0,63	0,751
M1Ni	0	0	0	0	0	0	0
M2Mg	0	0	0,205	0	0,025	0	0
M2Fe ₂	0,365	0,25	0,6	0,266	0,76	0,233	0,248
M2Mn	0,014	0,014	0,018	0,011	0,034	0,024	0,024
M2Ca	0,606	0,711	0,175	0,712	0,176	0,717	0,71
M2Na	0,014	0,023	0	0,011	0,005	0,026	0,018
M2K	0	0,002	0,001	0	0	0,001	0
Sum_cat	4	4	4	4	4	4	4
WO	30,828	36,3	8,768	36,147	8,831	36,753	35,888
EN	40,874	36,532	58,688	41,385	50,234	32,28	37,952
FS	28,298	27,168	32,544	22,469	40,935	30,967	26,16

Figura 7 – Piroxênios de riodacitos de diques compostos, (A) amostra 18d; (B) amostra 18e; (C) amostra 18g.

Figura 8 – (A) Diagrama de variação do MnO em augitas de andesitos basálticos; (B) em augitas de riódacitos/dacitos (triângulos, quadrados, círculos e losangos) e em augitas de microenclaves básicos (símbolos em X). Os microenclaves mostram alinhamento segundo o trend dos andesitos basálticos.

Figura 9 – Classificação geral dos anfibólios da Ilha do Arvoredo.

Figura 10 – Anfibólios de andesitos basálticos.

provavelmente relacionadas ao grau de oxidação.

Ilmenitas As ilmenitas, cujos resultados analíticos de amostras selecionadas de 51 análises, estão listados na Tabela 5, apresentam relativamente pouca variação composicional, que pode

ser visualizada nos diagramas triangulares $X_{il} - X_{hem} - X_{py}$ da Fig. 16. Nestes diagramas, X_{il} representa a fração molar de ilmenita (FeTiO_3), X_{hem} a da hematita (Fe_2O_3) e X_{py} a da pyrophanita (MnTiO_3). Como as frações molares da geikielita (MgTiO_3) são muito baixas, preferiu-se desconsiderar esse componente na avaliação das variações composicionais da ilmenita.

LITOGEOQUÍMICA Na Tabela 6 são apresentados os resultados analíticos de amostras de rocha representativas de 16 amostras analisadas. Os elementos maiores e traços foram analisados no Laboratório de Geoquímica do Centro de Pesquisa em Geoquímica – CPGq-UFRGS utilizando-se o método de espectroscopia de fluorescência de R-X, associado com o método de espectrometria de absorção atômica. As análises de elementos terras raras foram realizadas no Laboratório de Análise por Ativação Neutrônica do Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares – IPEN.

Classificação química No diagrama $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ versus SiO_2 (Fig. 17A), de Le Bas *et al.* (1986) ou no diagrama SiO_2 versus Zr/TiO_2 (Fig. 17B), de Winchester & Floyd (1977), as amostras plotam nos campos correspondentes a andesito/andesito-traquian-desito basáltico basáltico, riódacito/dacito-traquidacito e riolito.

Comportamento geoquímico dos elementos Na Fig. 18 são apresentados os diagramas de variação para elementos maiores e elementos traços, utilizando-se SiO_2 como índice de diferenciação.

Observa-se que para quase todos os óxidos, os diagramas apresentam uma grande linearidade, com a ausência de inflexões indicativas do fracionamento de alguma fase mineral. Essa é uma característica apontada por diversos autores (p. ex., Didier & Barbarin, 1991) com indicativa de processo de mistura magmática.

As amostras de granito, riolitos de dique e aplitos de veio, mesmo sendo mais diferenciadas do que os riódacitos e dacitos, exibem acentuada queda nos teores em elementos como Ba, Zr e Y, sugerindo tratar-se de grupos geoquímicos diversos.

Avaliação das séries magmáticas Todas as amostras analisadas mostram caráter subalcalino, como mostra o diagrama $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ versus SiO_2 (Fig. 17A). No diagrama AFM (Fig. 19), as amostras plotam segundo um *trend* toleítico bem definido.

Andesitos basálticos de diques simples, assim como os de

Figura 11 – Anfibólios de riodacito (triângulos) e dacito (quadrados).

Figura 12 – (A)-anfíbólios de riodacitos de dique composto; (B)-anfíbólios de andesito de dique composto; (C) edenitas de riodacito (círculo semi-preenchido) e de andesito de dique composto (triângulo c/vértice à esquerda).

Figura 13 – Diagrama de variação de $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ versus valor de Mg para anfíbólios de dique composto. Símbolos: triângulos com vértice à esquerda – andesito basáltico da borda do dique composto; losangos e triângulos c/ vértice p/baixo- riodacitos de dique composto, quase no contato com o andesito basáltico; círculos semi-preenchidos- riodacito do centro do dique composto.

diques compostos são rochas com alto TiO_2 (3,2 a 3,7%), enriquecidas em K_2O . São toleíticos, como mostram os diagramas índice de alcalinidade, IA versus Al_2O_3 (Middlemost, 1975) e FeO/MgO versus SiO_2 (Miyashiro, 1974), nas Figs. 20A e 20B. Trata-se, portanto de toleitos de alto Ti, K e bastante enriquecidos em elementos-traço incompatíveis. Assemelham-se aos basaltos de alto Ti de idade cretácea, que ocorrem na Bacia do Paraná-Etendeka e a diques de diabásio, também de idade cretácea, que ocorrem mais a sul, na Ilha de Santa Catarina (Fig. 1A), pertencentes ao Enxame de Diques Florianópolis. Esse enxame é aqui representado pelas amostras PM48a e PM48b (Tabela 6) pertencentes a dique básico na Ilha de Santa Catarina, previamente datado por Raposo et al. (1998), que obtiveram, nesse dique, idade de $123,3 \pm 0,5$ Ma (Cretáceo Superior), utilizando o método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

Elementos Terras Raras (ETR) de andesitos basálticos (Fig. 21A) mostram um padrão de comportamento muito semelhante ao dos ETR das amostras de diabásios do Enxame de Diques Florianópolis acima mencionadas (Fig. 21C).

Spidergram (segundo o modelo de Sun, 1980) de andesitos basálticos (Fig. 21B), exibe assinatura muito semelhante à de toleitos de ilhas oceânicas (OIT). O spidergram dos diabásios do Enxame de Diques Florianópolis (Fig. 21D), mostra elevado

grau de congruência com o dos andesitos basálticos da Ilha do Arvoredo.

Tabela 3 – Análises representativas de Anfibólios representativas de Anfibólios de Anfibólios

Litotipo	AndesBasál		Riodacitos			Riodac./Dq.Composto		And.Bas./Dq.Comp.	
Posição	borda	centro				borda	centro	centro	centro
Mineral	Actinolita	Mg-hornbl.	Fe-hornbl.	Actinolita	Edenita	Actinolita	Fe-hornbl.	Mg-hornbl	Mg-hornbl
Análise	11c10p2	11c9p2	63DP2	6C1P4	6C2P6	18D3P1	18D4P2	18fc3p2a	18fc6p1a
SiO ₂	52,024	49,1	48,197	49,621	46,996	51,905	46,475	51,013	50,221
TiO ₂	0,302	0,378	0,415	0,586	0,849	0,104	0,262	0,186	0,244
Al ₂ O ₃	1,691	4,014	3,793	1,154	4,762	0,467	6,355	3,604	3,557
FeO	18,42	19,685	21,951	20,593	21,577	10,483	21,113	16,724	17,494
MnO	0,266	0,23	0,605	0,823	0,576	0,59	0,508	0,24	0,173
MgO	12,257	11,067	9,328	9,371	10,039	12,17	9,199	12,951	12,559
CaO	12,223	11,893	11,241	17,26	8,384	22,557	12,225	12,133	12,098
Na ₂ O	0,224	0,543	0,372	0,263	0,071	0,083	0,603	0,307	0,345
K ₂ O	0,088	0,349	0,736	0	3,327	0	0,517	0,215	0,166
F	0,005	0	0,243	0,029	0,196	0	0,106	0,097	0,005
Cl	0,013	0,029	0	0	0	0,025	0,13	0,013	0,052
H ₂ O	2,012	1,981	1,827	1,978	1,837	2,033	1,874	1,978	1,991
Total	99,53	99,27	98,71	101,68	98,61	100,42	99,37	99,46	98,9
Fórmula Estrutural com base em 23 oxigênios									
TSi	7,69	7,339	7,35	7,527	7,204	7,959	7,033	7,485	7,433
TAI	0,293	0,661	0,642	0,206	0,738	0,04	0,967	0,515	0,567
TFe ₃	0,017	0	0,008	0,244	0,058	0,221	0	0	0
TTi	0	0	0	0,034	0	0	0	0	0
Sum_T	8	8	8	8,012	8	8,22	8	8	8
CAI	0,002	0,046	0,039	0	0,122	0,045	0,166	0,108	0,053
CFe ₃	0,229	0,408	0,437	0,242	0,708	0,238	0,483	0,337	0,417
CTi	0,034	0,043	0,048	0,032	0,098	0,012	0,03	0,021	0,027
CMg	2,701	2,466	2,121	2,119	2,294	2,782	2,075	2,833	2,771
CFe ₂	2,018	2,023	2,317	2,126	1,742	0,885	2,189	1,686	1,721
CMn	0,017	0,015	0,039	0,106	0,037	0,077	0,057	0,015	0,011
CCa	0	0	0	0,374	0	0,961	0	0	0
Sum_C	5	5	5	5	5	5	5	5	5
BMg	0	0	0	0	0	0	0	0	0
BFe ₂	0,013	0,03	0,037	0	0,258	0	0	0,028	0,027
BMn	0,017	0,015	0,039	0	0,038	0	0,008	0,015	0,011
BCa	1,936	1,905	1,837	2	1,377	2	1,982	1,907	1,918
BNa	0,032	0,051	0,055	0	0,01	0	0,01	0,044	0,044
Sum_B	1,998	2	1,968	2	1,683	2	2	1,994	2
ACa	0	0	0	0,431	0	0,745	0	0	0
ANa	0,032	0,106	0,055	0,077	0,011	0,025	0,167	0,044	0,055
AK	0,017	0,067	0,143	0	0,651	0	0,1	0,04	0,031
Sum_A	0,049	0,173	0,198	0,508	0,661	0,769	0,267	0,084	0,087
Sum_cat	15,047	15,173	15,166	15,52	15,345	15,99	15,267	15,078	15,087
CCl	0,003	0,007	0	0	0	0,007	0,033	0,003	0,013
CF	0,002	0	0,117	0,014	0,095	0	0,051	0,045	0,002
OH									
Sum_ox	23	23	23	23,422	23,124	24,221	23	23	23

Figura 14 – Diagramas $\text{TiO}_2\text{-FeO-Fe}_2\text{O}_3$ mostrando as variações composicionais de espinélio. (A) em andesitos basálticos de dique simples; (B) em riodacitos de dique simples; (C) em riodacito de dique composto; (D) em andesito basáltico de dique composto.

Figura 16 – Variação composicional da ilmenita em diversos litotipos, mostrada em diagramas triangulares $X_{il}\text{-}X_{hem}\text{-}X_{py}$. (A) – Variação composicional da ilmenita em andesitos basálticos de diques simples; (B) – em riodacitos de diques simples; (C) – em riodacitos de dique composto; (D) – em andesito basáltico de dique composto.

Figura 15 – Lamelas de oxi-exolução de ilmenita em magnetita (bandas mais escuras). (A) Tipo em treliça; (B) tipo sanduiche, Imagens de retroespalhamento de elétrons em MEV.

Figura 17 – Diagramas de classificação química: (A) diagrama TAS (Le Bas et al, 1986); (B) diagrama SiO_2 versus Zr/TiO_2 , de Winchester & Floyd, (1977).

Amostras de **granito e de riolitos** de dique mostram caráter metaluminoso (Fig. 22A), elevadas razões $\text{FeOt}/(\text{FeOt}+\text{MgO})$ entre 0,84 e 0,90 (Fig. 22B) e índices de alcalinidade também elevados, transicionais entre o campo alcalino e cálcico-alcalino (Fig. 22C). Essas características evidenciam o caráter alcalino do granito e diques de riolito/aplito associados.

Riodacitos de diques compostos e de diques simples/corpos hipabissais, apresentam, também caráter metaluminoso (Fig. 22A), razões $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{MgO})$, elevadas, porém pouco inferior-

res às do granito/riolito (Fig. 22B) e índice de alcalinidade também pouco inferiores (Fig. 22C). Apesar dessas características que as colocam muito próximas aos granitos/riolitos alcalinos, os riodacitos, exibem teores em ferro bem mais altos, com FeOt entre 5,5 e 6,0%, contra 2,8 a 3,4% dos granitos/riolitos, em que pese serem pouco menos diferenciados que esses. Essa maior concentração em ferro faz com que os riodacitos apresentem fases minerais férricas como pigeonita e assumam caráter toleítico, apesar do elevado teor em álcalis e de concentrações em

Figura 18 – Diagramas de variação para diversos óxidos (expressos em wt%) e elementos traço (expressos em ppm). Símbolos: cruzeiros = granitos; demais símbolos, como na Fig. 17.

Figura 19 – Diagrama AFM, ambos de Irvine & Baragar (1971). Mesmos símbolos da figura 22.

Figura 20 – (A) Andesitos basálticos no campo de basaltos toleíticos do diagrama $IA = (Na_2O + K_2O) / (SiO_2 - 43) \times 0,17$ versus SiO_2 ; (B) mesmas amostras no campo toleítico do diagrama $FeOt/MgO$ versus SiO_2 .

elementos incompatíveis como Ba e Zr maiores do que os granitos/riolitos (Figs. 18I, 18L e 22D).

Os padrões de *elementos terras raras*, dos riodacitos toleíticos são diferentes dos granitos e riolitos alcalinos. Embora os riodacitos mostrem índices de diferenciação (teores em SiO_2) mais baixos do que os dos riolitos, os primeiros mostram-se discretamente mais enriquecidos em ETRL e ETRP e não exibem a acentuada anomalia negativa de Eu que ocorre no granito e riolitos (Figs. 23A e 23D). Já o granito difere dos riolitos de dique por mostrar-se mais enriquecido em ETRL e empobrecido em ETRP (Fig. 23D) e com razões La/Lu mais elevadas: isso pode ser reflexo do índice diferenciação pouco mais elevado do granito.

Spidergrams normalizados por condrito, modelo de Sun (1980), aplicados para os riodacitos e granito/riolitos de dique (Figs. 23B e 23E) mostram padrões semelhantes, com anomalias negativas de Sr, P e Ti mais acentuadas nos granito/riolitos. Esses diagramas diferenciam-se quanto ao Ta que mostra proeminente anomalia negativa para os granito/riolitos (Fig. 23E), o que não acontece para os riodacitos (Fig. 23B).

Nas Figs. 23C e 23F são apresentados os *spidergrams* para riodacitos e granito/riolitos, segundo o modelo de Pearce (1983), apontado por diversos autores como o mais apropriado para a comparação de rochas com índice de diferenciação distinto (Wilson, 1989). Comparando-se esses diagramas, observa-se que apresentam padrões semelhantes, embora para os granito/riolitos, haja anomalias negativas mais proeminentes em P, Ti, Zr e, novamente, uma bem marcada anomalia negativa em Ta, que não está presente no *spidergram* dos riodacitos. Essa anomalia é a principal diferença entre os dois grupos de rochas e pode ter sido causada tanto por processos de contaminação crustal dos granito/riolitos como por processos de retenção desse elemento na fonte, durante a fusão parcial (Wilson, 1989).

Na Fig. 24A observa-se que os riodacitos têm uma assinatura semelhante a dos andesitos basálticos, embora sejam mais enriquecidos em ETR. Já os granito/riolitos exibem uma assinatura diferente, com forte anomalia negativa de Eu.

Na Fig. 24B, os granito/riolitos diferenciam-se dos riodacitos pelas anomalias negativas de Ba e Ta e pelas mais acentuadas anomalias negativas de P, Zr e Ti. Os andesitos basálticos, por sua vez, mostram uma assinatura semelhante a dos riodacitos.

MODELAMENTO GEOQUÍMICO

Modelamento de cristalização fracionada Nos diques compostos, as bordas são de andesito basáltico e o centro de riodacito, por vezes com enclaves arredondados de andesito basáltico. Essas feições sugerem processos de mistura magmática entre eles. Geoquimicamente, ambos os litotipos são de filiação toleítica e apresentam padrões de ETR e de elementos traço incompatíveis que sugerem que o riodacito pode ter sido derivado do andesito basáltico por cristalização fracionada, antes da mistura magmática entre eles. Para testar essa hipótese, foi elaborado um modelamento geoquímico para cristalização fracionada entre esses dois termos (balanço de massa por regressão linear) utilizando-se o programa Gênesis, de Teixeira (1997). Os resultados, para elementos maiores, são apresentados na Figura 25.

Nesse modelamento, foi utilizado como composição inicial, a amostra de andesito basáltico da borda de dique composto (amostra DGR-18f) e como composição final, a amostra de riodacito do centro do mesmo dique composto (amostra DGR-18g). A partir da composição inicial, estimou-se o fracionamento dos minerais andesina, edenita, augita, magnetita e ilmenita, cujas composições químicas haviam sido obtidas por microsonda eletrônica. A composição final foi alcançada com o fracionamento de 61,04% desses minerais (Figura 25). Os resultados, que levam em conta a química mineral das fases sólidas

Figura 21 – (A) Diagrama de ETR para andesitos basálticos; (B) Spidergram segundo o modelo de Sun (1980) para andesitos basálticos; (C) Diagrama de ETR amostras de diabásios do Enxame de Diques Florianópolis na Ilha de Santa Catarina; (D) Spidergram de Sun (1980) para amostras de diabásios do Enxame de Diques Florianópolis na Ilha de Santa Catarina.

fracionadas (Cs) e a composição dos líquidos inicial e final (Co e Cf) mostraram um grau de congruência satisfatório, com uma soma do quadrado dos resíduos da regressão linear de 0,547, sustentando a hipótese de que os riodacitos toleíticos podem ter sido originados por cristalização fracionada a partir de andesitos basálticos de alto K.

Para o modelamento de cristalização fracionada de elementos traços, utilizou-se o módulo *Traços* do Programa Gênesis. Foi utilizada a mesma composição inicial (andesito basáltico) e as mesmas proporções de minerais fracionados calculadas na etapa anterior. Foram utilizados os coeficientes de partição (K_d) por dePaolo (1981). Os resultados desse teste são apresentados na Figura 26.

Os dados dessa tabela foram transpostos para os diagramas da Fig. 27, no sentido de facilitar a visualização. Na Fig. 27A é apresentado o diagrama de ETR, com o líquido inicial (andesito basáltico da borda básica do dique), as diversas proporções de fracionamento do líquido estão indicadas pelos valores 0,20, 0,40, 0,60 e 0,80. Uma amostra de riodacito do centro do dique composto (amostra DGR-18g), inserida no diagrama para fins de comparação. Observa-se que essa amostra exibe assinatura de ETR correspondente a um fracionamento de entre 40 e 60% do líquido inicial.

Na Fig. 27B os dados da tabela da Fig 26 estão dispostos sob a forma de spidergram. Observa-se, novamente, que os elementos traços do riodacito de centro do dique composto (amostra DGR-18g) mostram distribuição compatível a cerca de 40% de fracio-

namento do líquido inicial, coerente, portanto, ao fracionamento de sólidos de 61,04% (Fig. 25), calculado na etapa anterior.

CONSIDERAÇÕES FINAIS A Ilha do Arvoredo é constituída predominantemente por rochas graníticas metaluminosas da série alcalina (Granito Arvoredo), de composição semelhante aos granitos alcalinos neoproterozóicos de Porto Belo (SC), caracterizados por Bitencourt (1996) e ao Granito Ilha, descrito originalmente por Scheibe & Teixeira (1970) e caracterizado por Zanini et al. (1997).

Intrusivo às rochas graníticas, ocorre enxame de diques de andesito basáltico de idade cretácea, que compõem a porção norte do Enxame de Diques Florianópolis. A esses diques, estão associados riodacitos, que podem formar diques simples ou corpos hipabissais de geometria não bem definida, geralmente mais espessos que aqueles, ou ainda diques compostos, com bordas de andesito basáltico e a parte central de riodacito. Enclaves e microenclaves arredondados de andesito basáltico em riodacito, associados às feições de diques compostos, mostram que parece haver uma relação de mistura entre os magmas formadores desses dois litotipos. Embora a composição dos enclaves seja dificilmente avaliável, devido a processos de interação enclave-encaixante, observou-se que a química mineral de augitas de microenclaves básicos em riodacito de dique composto corresponde a de augitas de andesitos basálticos, particularmente quanto aos teores em MnO (Fig. 8). Tanto os andesitos basálticos como os riodacitos são rochas toleíticas de alto K, enriquecidas

Figura 22 – (A) Diagrama de Maniar & Piccoli (1989), utilizando os índices de aluminosidade de Shand: $ANK = Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O)$ (molar); $ACNK = Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$ (molar). (B) Diagrama $FeOt / (FeOt + MgO)$ versus SiO_2 . (C) Diagrama de SiO_2 versus Razão de Alcalinidade $= (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O) / (Al_2O_3 + CaO - (Na_2O + K_2O))$, de Wrigth (1969). (D) Diagrama Zr versus Ba. Símbolos: cruces=granitos; demais símbolos como na Fig. 17.

Figura 23 – (A) Diagrama de ETR para riodacitos de dique composto (triângulo c/vértice p/baixo) e de dique simples (triângulo c/vértice p/cima); (B) spidergram de Sun (1980) para riodacitos de dique composto e de dique simples; (C) spidergram de Pearce (1983) para riodacitos de dique composto e de dique simples; (D) diagrama de ETR para granito (cruces) e riolitos de dique (triângulos); (E) spidergram de Sun (1980) para granito e riolitos de dique; (F) spidergram de Pearce (1983) para granito e riolitos de dique.

Tabela 4 – Análises representativas de espinélios

	Dique simples		Dique composto	
Litotipo	And,Basált	Riodacito	Riodacito	And,Basált
Posição	banda	centro	grão c/lam	grão c/lam
Análise	11c4p4	63FP2A	18E4P5	18fc2p5
SiO ₂	0,146	0,064	0,303	0,045
TiO ₂	0,606	12,42	13,076	1,225
Al ₂ O ₃	0,194	1,12	0,56	0,139
FeO	31,498	41,242	41,553	32,275
Fe ₂ O ₃	67,223	42,485	41,599	66,571
Cr ₂ O ₃	0,058	0,021	0,002	0,151
MnO	0	0,97	1,032	0
MgO	0	0,014	0,017	0,028
CaO	0,171	0,017	0,033	0,084
ZnO	0,024	0,596	0,008	0,073
Total	99,92	98,95	98,18	100,59
Cátions com base em 4 oxigênios				
Si	0,006	0,002	0,012	0,002
Al	0,009	0,05	0,025	0,006
Ti	0,018	0,357	0,379	0,035
Fe ₂	1,013	1,319	1,338	1,031
Fe ₃	1,943	1,222	1,204	1,912
Cr	0,002	0,001	0	0,005
Mn	0	0,031	0,034	0
Mg	0	0,001	0,001	0,002
Ca	0,007	0,001	0,001	0,003
Zn	0	0,02	0	0
Cations	2,998	3,004	2,994	2,996

Tabela 5 - Análises representativas de Ilmenitas

	Diques simples		Diques compostos	
Litotipo	And.Basál	Riodacito	Riodacito	And.Basált
Posição	lamela	lamela	porção	grão puro
Análise	11c2p3	69G2P3	18G3P6	18fc3p3
SiO ₂	0,049	0,011	0,023	0,002
TiO ₂	49,522	51,649	51,944	49,824
Al ₂ O ₃	0,015	0,018	0,001	0,008
FeO	42,818	41,911	42,31	42,138
Fe ₂ O ₃	5,17	2,291	1,651	5,417
Cr ₂ O ₃	0,004	0,01	0	0,045
MnO	1,526	4,431	4,343	2,309
MgO	0,101	0,035	0	0,198
CaO	0,512	0,07	0,049	0,126
Total	99,72	100,43	100,32	100,07
Cátions com base em 3 oxigênios				
Si	0,001	0	0,001	0
Al	0	0,001	0	0
Ti	0,945	0,977	0,984	0,947
Fe ₂	0,908	0,882	0,891	0,89
Fe ₃	0,099	0,043	0,031	0,103
Cr	0	0	0	0,001
Mn	0,033	0,094	0,093	0,049
Mg	0,004	0,001	0	0,007
Ca	0,014	0,002	0,001	0,003
Cations	2,004	2	2,001	2
X _{il}	0,91302	0,88332	0,89145	0,89223
X _{hem}	0,04977	0,02153	0,01551	0,05163
X _{py}	0,03318	0,09414	0,09305	0,04912
X _{gk}	0,00402	0,00100	0,00000	0,00702

Figura 24 – (A) Diagrama de ETR, reunindo todos os litotipos discutidos, Áreas cinza-claro: granito e riolitos de dique; áreas pretas: riodacitos; áreas cinza-escuro: andesitos basálticos. (B) Spidergram segundo modelo de Pearce (1983) para os mesmos três grupos de litotipos.

em Ti, P e elementos traço incompatíveis. Os riodacitos exibem, muitas vezes, cristais de pigeonita, com bordas substituídas por anfibólio. A presença de pigeonita ratifica a filiação toleítica dos riodacitos, implicando em um enriquecimento em ferro mesmo

nos termos ácidos. A pigeonita aponta, também, para uma condição magmática anidra nas fases iniciais de cristalização, que teria evoluído para uma condição mais hidratada, caracterizada pelas bordas de pigeonita substituídas por anfibólio. Essa hidra-

Regressão de Co-18f (Co) para Cf-18g (Cf).**1 - Soma dos quadrados dos resíduos: 0.547****2 - Dados relativos às composições de Co, Cf, Cs e fases minerais utilizadas:**

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
Co	53.29	3.68	13.19	5.6	8.16	.15	3.86	6.53	3.25	1.74	.55
Cf	67.42	1.4	12.98	2.31	3.89	.11	1.14	2.64	3.44	4.31	.36
Cs	44.39	4.77	13.49	7.54	11.64	.35	5.22	9.18	3.08	.34	.
Andes-18fc	58.27	.1	26.33	.	.65	.	.01	8.48	5.83	.32	.
Edenita-18	48.36	1.	6.24	.	13.61	.23	15.77	11.58	2.08	1.12	.
Augita-18g	50.82	.94	1.54	1.8	12.38	.61	13.86	17.81	.22	.01	.
Magnt-18fc	.02	.46	.14	67.81	31.47	.02	.	.08	.	.	.
Ilmenita	.01	49.47	.01	6.11	41.88	2.19	.22	.11	.	.	.

3 - Composição modal de Cs:

Andes-18fc	46.15%
Edenita-18	16.53%
Augita-18g	18.70%
Magnt-18fc	09.84%
Ilmenita	08.77%
(1 - F) x 100 =	61.04%

4 - Composição dos líquidos (Cl) em função de diferentes valores de F

F	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
0.80	55.51	3.41	13.12	5.11	7.29	.1	3.52	5.87	3.29	2.09	.69
0.70	57.1	3.21	13.06	4.77	6.67	.07	3.28	5.39	3.32	2.34	.79
0.60	59.22	2.95	12.99	4.3	5.84	.02	2.95	4.76	3.36	2.68	.92
0.50	62.19	2.59	12.89	3.66	4.68	-.05	2.5	3.88	3.42	3.14	1.1
0.40	66.63	2.04	12.75	2.88	2.94	-.14	1.82	2.56	3.51	3.85	1.38
0.30	74.05	1.13	12.5	1.06	.04	-.31	.68	.35	3.65	5.01	1.83
0.20	88.87	-.7	12.01	-2.18	-5.75	-.63	-1.59	-4.07	3.94	7.35	2.75
0.10	133.35	-6.17	10.53	-11.9	-23.15	-1.61	-8.41	-17.31	4.8	14.37	5.5
0.05	222.31	-17.11	7.56	-31.35	-57.93	-3.57	-22.04	-43.8	6.51	28.4	11.

Figura 25 – Resultados modelamento geoquímico para cristalização fracionada em dique composto.

Cristalização Fracionada em Equilíbrio**1 - Composição modal do sólido (em %):**

Plag.	46.15
Hornblenda	16.53
cpx	18.70
Magnetita	9.84
Ilmenita	8.77

2 - Composição de Co e dos líquidos obtidos em função de F:

Elem.	Co	0.80	0.70	0.60	0.50	0.40	0.30	0.20	0.10	0.05
Cr	6.00	4.60	4.11	3.72	3.40	3.13	2.90	2.70	2.53	2.45
Ni	46.00	34.15	30.25	27.15	24.63	22.54	20.77	19.26	17.96	17.37
Co	285	228	207	190	175	163	152	142	134	130
V	558	466	430	399	373	350	329	311	295	287
Rb	66.00	81.09	91.55	105	123	149	189	258	408	588
Ba	460	550	610	685	780	906	1081	1339	1759	2087
Sr	548	547	547	547	547	546	546	546	546	545
Zr	84.00	98.70	108	120	134	152	175	208	255	287
Y	35.00	37.66	39.14	40.75	42.50	44.40	46.48	48.77	51.29	52.65
La	45.10	54.62	61.07	69.25	79.95	94.56	116	149	209	262
Ce	97.00	113	122	134	148	166	188	217	256	282
Nd	50.00	59.04	64.92	72.09	81.03	92.52	108	129	161	184
Sm	10.60	12.36	13.47	14.81	16.45	18.49	21.11	24.59	29.45	32.87
Eu	3.33	3.40	3.43	3.47	3.51	3.54	3.58	3.62	3.66	3.68
Tb	1.30	1.47	1.56	1.68	1.81	1.96	2.15	2.37	2.64	2.80
Yb	3.00	3.43	3.70	4.01	4.38	4.83	5.37	6.06	6.94	7.49
Lu	.40	.46	.49	.54	.58	.64	.72	.81	.93	1.00

Figura 26 – Resultados de modelamento geoquímico de cristalização fracionada para elementos traços, obtidos com a utilização do programa Gênesis (Teixeira, 1997).

Tabela 6 - Amostras representativas de litotipos da Ilha do Arvoredo

Contexto	Plúton	Dique	Dique	Dique composto		Diques ácidos-intem.		Diques Enx.Florianópolis	
Litotipo	Granito	Riolito	And.Basált	And.Basált	Riodacito	Riodacito	Dacito	Diabásio	Diabásio
Amostra	DGR1	DGR7	DGR10	DGR18a	DGR18g	DGR3	DGRDb	PM48a	PM48b
SiO ₂	75,02	73,22	54,37	53,48	67,41	67,7	63,18	50,51	50,94
TiO ₂	0,35	0,46	3,2	3,76	1,4	1,31	2,18	4,41	4,21
Al ₂ O ₃	12,33	12,62	13,81	12,86	12,98	13,1	12,91	12,77	13,11
Fe ₂ O ₃	1,18	1,35	4	3,5	2,31	2,15	1,91	13,5	13,41
FeO	1,7	1,93	8,11	10,02	3,89	3,67	6,34		
FeOT	2,76	3,14	11,71	13,17	5,97	5,6	8,06	13,5	13,41
MnO	0,05	0,06	0,15	0,16	0,11	0	0,14	0,174	0,174
MgO	0,53	0,4	3,51	3,89	1,14	1,07	2,21	4,31	4,3
CaO	1,31	1,13	7,21	7,09	2,64	2,56	4,09	7,85	8,17
Na ₂ O	3,57	3,75	3,21	2,75	3,44	3,71	3,22	3,11	2,9
K ₂ O	3,89	5	1,96	1,95	4,31	4,38	3,5	2,2	1,72
P ₂ O ₅	0,07	0,08	0,49	0,54	0,36	0,34	0,31	0,566	0,472
LOI	1,03	0,82	1,78	1,4	0,89	0,69	0,93	0,6	0,6
Total	101,03	100,82	101,8	101,4	100,88	100,68	100,92	100	100,01
Ba	870	978	572	554	1068	1331	940	797	547
Rb	109	160	48	63	126	110	69	21,5	40
Sr	158	191	642	529	371	502	440		
Cs	2	2,3	1,9	5,84	1,35	2,2	2,57	1,5	0,81
Ta	0,85	1,25	1,93	2,1	3,06	3,2	2,84	2,1	1,91
Hf	8,5	8	6,7	7,5	12,3	13	8,8	7,9	7,2
Zr	37	84	91	79	244	341	273		
Y	36	49	34	35	46	52	41		
Th	23,6	13,1	5,5	5,6	12,4	12,1	7,4	4,3	4,4
U	3	2,5	1,09	1,2	2,6	2,7	1,8	0,84	0,7
Cr	1	1	21	9	0	6	15	50	42
Ni	0	0	46	51	0	6	14	0	0
Co	255	301	469	249	171	246	243	37	37
Sc	6,1	7,3	23	28,1	13,5	11,9	20,3	22,8	22,5
V	35	50	484	549	103	110	259	0	0
Cu	1	13	149	170	10	9	29	0	0
Zn	66	69	126	154	122	100	121	93	108
Be	2,04	3,01	2,03	2,03	3,05	4,01	3,03		
La	95	60,1	42,5	46,8	79,4	79,3	50,9	46,3	42,7
Ce	187	124	90	100	169	164	108	100	88
Nd	104	56	46	50	73	79	50	53	43
Sm	11,3	11,1	9,8	10,9	15	15	10,2	11,3	9,9
Eu	1,29	1,38	3,1	3,17	3,8	3,6	2,88	3,5	3,3
Tb	1,11	1,55	1,36	1,4	2	1,71	1,2	1,4	1,3
Yb	2,9	4,5	2,9	3,4	4,5	4	3,1	2,7	2,3
Lu	0,44	0,49	0,36	0,42	0,55	0,5	0,4	0,34	0,32

Figura 27 - (A) Diagrama de ETR mostrando graficamente o resultado do modelamento geoquímico para fracionamento magmático. Símbolos: círculos preenchidos = líquido de composição inicial – andesito basáltico da borda de dique composto (amostra DGR-18f); círculos vazios = diversas proporções de fracionamento do líquido inicial; triângulos = amostra de riodacito do centro do dique composto (DGR-18g) inserida no diagrama para fins de comparação. (B) Spidergram segundo modelo de Sun (1980) mostrando graficamente o resultado do modelamento de elementos traços para cristalização fracionada. Mesmos símbolos de (A).

tação pode ser reflexo do processo de mistura magmática entre andesitos basálticos e riodacitos.

Zonações cíclicas nos plagioclásios e de zonações pouco comuns em piroxênios, que exibem, por vezes, núcleo de pigeonita mantendo por bordas augíticas apresentam-se como outras evidências mineralógicas do processo de mistura magmática.

A ocorrência de magnetita titanífera (Usp₈₋₃₈) em riodacitos, o que não é usual em rochas ácidas, indica condição da baixa fugacidade de oxigênio, pelo menos nas fases iniciais de cristalização, sendo mais uma evidência do caráter toleítico dessas rochas.

Modelamento geoquímico de fracionamento magmático mostrou que os riodacitos podem ter sido derivados dos ande-

sitos basálticos por 61,04% de cristalização fracionada dos minerais andesina (45,15%), edenita (16,53%), augita (18,70%), magnetita (9,84%) e ilmenita (6,77%). A mistura magmática, entre os termos ácidos e intermediários, bem evidenciada nos diques compostos, teria operado após o fracionamento.

Termos ácidos como riodacitos são, portanto, constituintes importantes do Enxame de Diques Florianópolis na Ilha do Arvoredo, predominando sobre os termos básicos em área de ocorrência (Fig. 1).

Riolitos mostram significativas diferenças geoquímicas com os riodacitos que permitem diferenciá-los e correlacionar os riolitos ao Granito Arvoredo.

Referências

- Bitencourt M.F., Nardi L.V.S., Hackspacher P.C. 1989. Diques Compostos da Enseada dos Zimbros, Região de Porto Belo, SC. In: Congr. Bras. Geoq., 2, Rio de Janeiro, *Bol. de Resumos Expandidos*, 1:177-181.
- Bitencourt M.F. & Nardi L.V.S. 1993. Late to pós-collisional brasiliano magmatism in southernmost Brazil *An. Acad. Brás. Ci.* 65:3-16.
- Bitencourt M.F. 1996. *Granitóides Sintectônicos da Região de Porto Belo, SC: uma Abordagem Petroológica e Estrutural do Magmatismo em Zonas de Cisalhamento*. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 255p.
- DePaolo D. J. 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, 53: 189-202.
- Didier J. & Barbarin B. 1991 (eds.). *Enclaves and Granite Petrology*. Elsevier, New York, 545 pp.
- Frost B.R. & Lindsley D.H. 1991. Occurrence of iron-titanium oxides in igneous rocks. In: Lindsley D. H. (ed.) *Oxide Minerals Petrologic and Magnetic Significance*. Reviews in Mineralogy, 25:433-462.
- Fuhrman M.L., Frost B.R. & Lindsley D.H. 1988. Crystallization conditions of the Sybille Monzonite, Laramie Anorthosite Complex, Wyoming. *J. Petrol.*, 29:699-729.
- Haggerty S.E. 1991. Oxide Textures - A Mini-Atlas. In: Lindsley D. H. (ed.) *Oxide Minerals Petrologic and Magnetic Significance*. Reviews in Mineralogy, 25:128-218.
- Irvine T.N. & Baragar W.R.A. 1971. A guide to chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8: 523-548.
- Leake B.E., Wooley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V. G., Linthout K., Laird, J., Mandarino J.A., Maresh W. V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schunicher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker, E.J.W., Youzhi, G. 1997. Nomenclature of amphiboles: report of sub committee on amphiboles of the International Mineralogical Association, commission on new minerals and mineral names. *Canadian Mineralogist*, 35:219-246.
- Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. 1986. A classification of volcanic rocks based on the total alkalis-silica diagram. *J. Petrol.*, 27:745-750.
- Maniar P.D. & Piccoli P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101:635-643.

- Middlemost E.A. 1975. The basalt clan. *Earth Sci. Rev.*, **11**:337-364.
- Miyashiro A. 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Am. J. Sci.*, **274**: 321-355.
- Morimoto N. 1988. Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*, **73**: 1123-1133.
- Scheibe L.F. & Teixeira V.H. 1970. Mapa Topogeológico da Ilha de Santa Catarina. Porto Alegre. DNPM.(inédito).
- Pearce J.A. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C.J. & Nony M.J. (eds.) *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*, Shiva Publishing Limited, pp.: 230-249.
- Raposo, M.I.B., Ernesto, M. & Renne, P.R. 1998. Paleomagnetism and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the early Cretaceous Florianópolis dike swarm. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **108-4**:275-290.
- Sun S. S. 1980. Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. *Phil. Trans R. Soc. Lond.*, **A297**:409-445.
- Taylor, T.R., Vogel, T.A., Wilband, J.T. 1980. The composite dikes at Mout Desert Island, Maine: an example of coexisting acid and basic magmas. *Joun. Geol.*, **88**:433-444
- Teixeira L.M. 1997. Génesis — programas para modelamento geoquímico. In: Teixeira L.M. 1997. *O complexo Caraíba e a Suíte São José do Jacuípe no Cinturão Salvador-Curaçá (Bahia-Brasil): petrologia, geoquímica e potencial metalogenético*. Tese de doutoramento. IGEO – Universidade Federal da Bahia, Salvador.
- Tomazzoli, E.R. & Pellerin, J.R.G.M. 2001a. Alvéolos e Vales Suspensos: feições erosivas comuns no relevo da Ilha de Santa Catarina. In: IX Simp. Brás. de Geografia Física Aplicada, Recife, PE, *Bol. de Resumos*, p. 97.
- Tomazzoli, E.R. , Mizusaki, A.N.P., Lima, E.F., Félix, A., Figueiredo, A.M.G. 2005. Rochas ácidas associadas ao Enxame de Diques Florianópolis na Ilha do Arvoredo e na Ilha de Santa Catarina (SC): dados geocronológicos preliminares. In: Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, III, Anais, CD, cód. E32. Cabo Frio (RJ).
- Wilson M. 1989. *Igneous Petrogenesis*. Unwin Hyman. London, 466pp.
- Winchester, J.A. & Floyd, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, **20**:325-343.
- Wright J. B. 1969. A simple alkalinity ratio and its application to questions of non-orogenic granite genesis. *Geol. Mag.* **106**:370-384.
- Zanini L.F.P., Branco P.M., Camozzato E., Ramgrab G.E. (orgs). 1997. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Folhas Florianópolis/Lagoa, SG.22-Z-D-V/IV, Estado de Sta. Catarina: escala 1:100.000. Brasília: DNPM/CPRM. 223p.

Manuscrito A-1569

Revisão aceita em 14 de junho de 2006