

FERNANDO FLÁVIO MARQUES DE ALMEIDA

PETROLOGIA
DA
ILHA
DA
TRINDADE

Tese para Concurso á Cátedra de
Mineralogia, Petrografia e Geologia
da Escola Politécnica da Universida-
de São Paulo.

SÃO PAULO.

- 1962 -

DEDALUS - Acervo - EPMI



31700007129

PMI

Universidade de São Paulo
Biblioteca da Escola Politécnica

FT- 328

e. 2

✓

ÍNDICE

	pág.
I - INTRODUÇÃO	1
II - VULCANOLOGIA	6
Complexo de Trindade	6
Sequência Desejado	11
Formação Morro Vermelho	13
Formação Valado	15
Vulcão do Paredão	16
III - MINERALOGIA	20
Métodos de investigação	21
Feldspatos	23
Feldspatoides	30
Micas	34
Anfibólios	36
Piroxênios	40
Peridotos	48
Sentido da cristalização	49
IV - PETROGRAFIA	57
Complexo de Trindade	59
Fonólitos	59
Noseana-fonólitos	67
Tinguaítos	70
Kali-gaudeítos	71
Analcita-basanitos	77
Olivina-analcititos	82
Analcititos	84
Olivina-nefelinitos	89
Nefelinitos	96
Tambuschitos	102
Monchiquitos	107
Sequência Desejado	111
Fonólitos	111
Analcita-fonólitos	114
Grazinitos	118
Nefelinitos	122
Formação Morro Vermelho	127
Analcita-ankaratritos	127

	pág.
Formação Valado	131
Tambuschitos	131
Vulcão do Paredão	132
Ankaratritos	132
Xenólitos e esjetólitos	134
Nefelina-sienitos	137
Perkinitos	142
Xenólitos e esjetólitos do Vulcão do Paredão	148
Tufos	152
V - PETROQUÍMICA	158
A série petrográfica de Trindade	158
Trindade e as series alcalinas do Atlantico.	160
VI - PETROGÊNESE	186
Cristalização fracionada	187
O magma parental	192
Origem dos nefelinitos, grazinitos, kali-gauteritos e fonólitos	200
Origem das rochas ultrabasicas	205
Ação de volateis	206
OBRAS CITADAS	209

* * *

I - INTRODUÇÃO

Sem outros vizinhos que os inabordáveis rochedos de Martin Vaz, 48 quilômetros a leste, é a pequena ilha da Trindade uma das mais desoladas paragens do Atlântico. Contudo, tal isolamento nem sempre existiu; durante o terciário houve ao largo da costa brasileira, entre o sul da Bahia e o Estado do Rio de Janeiro, um arquipélago de vulcões ativos, semelhante ao de Cabo Verde ou às ilhas do Golfo da Guiné. No quaternário, quando ainda não de todo extinto o vulcanismo, viram-se arrazadas as ilhas pelo mar, que acabou por cobri-las. O que se vai ler é parte da história de uma delas, que até agora logrou resistir à total destruição. Trindade sempre foi, como hoje, uma pequenina ilha, porém representa as culminâncias de uma das maiores montanhas que nessas bandas do Atlântico se ergueram das profundezas oceânicas.

Trindade dista cerca de 1 140 quilômetros da costa brasileira, situando-se logo a sul do paralelo de Vitória. Em direção à África, além dos rochedos de Martin Vaz, a terra mais próxima é a ilha da Ascensão, 2 400 quilômetros a nordeste. Elevando-se 5 500 metros sobre o soalho oceânico, representa o cimo de uma montanha vulcânica comparável em tamanho às maiores dos continentes. Trindade é uma ilha oceânica, sem quaisquer ligações com o craton americano, sendo um verdadeiro componente estrutural oceânico. Surgiu numa

zona de fraturas que dela se estende à plataforma continental exatamente a oeste. Não parece ter relações estruturais com a cadeia médio-atlântica, da qual se separa pela grande e profunda bacia do Brasil, a maior do Atlântico.

Apresenta a ilha máxima altitude de quase 600m. Sua área não alcança 10 km². Às suas bordas desenvolve-se estreita plataforma insular, com não mais que 3 quilômetros de largura, esculpida em terraços de provável origem glácio-eustática, além da qual crescem rapidamente os fundos. Representa a plataforma a truncatura do edifício vulcânico ante o embate das vagas, com níveis do mar bem mais baixos que o atual.

Impossível saber-se quando se iniciou o vulcanismo que deu origem à ilha, mas a julgar pelo que se conhece de outras regiões do Atlântico ele não seria mais antigo que o cretáceo. Certo é, porém, que nela se fez sentir até muito tarde, no quaternário, quando já se achava entalhada sua plataforma insular.

De escabroso relêvo, desprovida de aguadas, parca em solos lavráveis e situada longe dos roteiros que demandam a África e Europa ou perlongam a costa, sempre viveu relegada; apesar disso, Trindade foi descoberta muito cedo, pois figura em posição relativamente correta, ao lado dos rochedos de Martim Vaz, no mapa de Kunstmann III, que se julga ter sido impresso em 1507. Ignora-se, todavia, quem a descobriu, em que data e qual a razão de seu nome. Tampouco se sabe quando foi pela primeira vez abordada, embora tenha sido doada por D. João III a Belchior de Carvalho ainda em ... 1539. A primeira notícia de sua abordagem data de 1700, quan

do o célebre astrônomo inglês Edmund Halley, julgando haver descoberto uma nova ilha, dela se apossou em nome da Inglaterra.

As ocupações permanentes de Trindade têm sido raras e pouco duradouras, prendendo-se à única coisa que parece ter valor na ilha: sua posição geográfica. Foi ocupada pelos portugueses entre 1783 e 1795, que a fortificaram, pois havia sido tomada pelos ingleses pouco antes, em 1781. Durante o império teria sido valhacouto de piratas, que naturalmente, lá deixaram tesouros enterrados Diz-se que de 1885 em diante, e várias estão confirmadas, mais de 12 expedições teriam sido a ela feitas, em busca de tais tesouros. Estudamos a ilha com minúcias que provavelmente, nunca ninguém antes de nós o fez, mas o único tesouro que de lá trouxemos foram as amostras e as cadernetas de campo. Em 1895 foi a ilha novamente ocupada pelos ingleses, agora para nela estabelecerem uma estação do cabo submarino que se estendia à Argentina, mas logo a seguir se retiraram.

Trindade tem sido visitada por diversos exploradores, desde James Cook (1775), dois anos antes de sua morte em mãos dos nativos do Hawaii. Lá estiveram Sir James Clark Ross quando de sua viagem ao continente Antártico entre 1839 e 1843. Em 1876 recebeu a visita dos ilustres naturalistas do navio "Challenger". Durante a primeira Grande Guerra visitaram-na cientistas do Museu Nacional, Jardim Botânico e Observatório Nacional. Em 1950 realizou-se a expedição à ilha, chefiada pelo Ministro João Alberto Lins de Barros, de que participavam o geólogo finlandês Roope Valto Veltheim e o engenheiro J. Andrade Ramos. Os conhecimentos

geológicos e petrográficos auferidos de tôdas essas viagens são mínimos. G.T. Prior descreveu, em 1900, espécimes de rochas coletadas pela expedição Ross, nas vizinhanças do Monumento. Veltheim, em 1950, publicou uma nota nos Anais da Academia Brasileira de Ciências, sobre suas observações. Bem mais numerosas são as informações sobre a geografia e biologia da ilha.

Em 1957 a Diretoria de Hidrografia e Navegação do Ministério da Marinha promoveu a ocupação da ilha, para servir de base de estudos oceanográficos, relacionados com o programa de pesquisas do Ano Geofísico Internacional. Apresentava-se-nos, então, oportunidade há muito aguardada, de visitarmos a ilha, e para lá partimos em 8 de janeiro do ano seguinte, para uma permanência de dois meses. Acompanharam-nos o engenheiro Shigemi Fujimori, que na ocasião era Assistente da Cadeira de Mineralogia, Petrografia e Geologia da Escola Politécnica da Universidade de São Paulo, e o Sr. Tibério Ceccon, então aluno do curso de Minas e Metalurgia dessa Escola. Nesse período percorremos toda a área acessível da ilha, coletamos cerca de 500 amostras e executamos sua carta geológica. O estudo de tão abundante material durou três anos, e em fins de 1960 entregamos à Divisão de Geologia e Mineralogia do Departamento Nacional da Produção Mineral, para impressão, o trabalho definitivo contendo o resultado de nossas pesquisas. Esta obra acha-se no prelo, mas por motivos vários não será possível ultimar sua impressão nos próximos meses. Ante a contingência de nos inscrevermos em tempo, para concorrermos à Cátedra de Mineralogia, Petrografia e Geologia da Escola Politécnica da Universidade de

São Paulo, escolhemos alguns de seus capítulos, que nos pareceram mais interessantes, para apresentá-los ao douto julgamento da Banca Examinadora. Dificuldades materiais de impressão obrigaram-nos a renunciar à inclusão, aqui, dos capítulos referentes à vulcanologia e à geomorfologia da ilha, e sentimos que o resumo feito dessas matérias nem sempre seja suficiente para esclarecer algumas questões propostas no texto. A Carta Geológica que elaboramos, contendo mais de 40 convenções, tampouco ficará impressa em tempo de ser incluída nesta Tese.

Agradecimentos

A presente pesquisa foi realizada graças à colaboração, sem restrições, da Diretoria de Hidrografia e Navegação do Ministério da Marinha. O Conselho Nacional de Pesquisas concedeu-nos auxílio financeiro, graças ao qual podemos apresentar tão numerosas análises químicas, indispensáveis a uma pesquisa dessa natureza. Nossos companheiros de viagem foram infatigáveis no auxílio que nos prestaram durante os trabalhos de campo, em Trindade sempre penosos e perigosos.

Somos gratos aos oficiais do Navio Escola "Almirante Saldanha" e do contratorpedeiro "Greenhalgh", pelos agradáveis dias que nos proporcionaram a bordo de suas naves, bem como, ao Capitão de Corveta João Floro Freire, comandante do Posto Oceanográfico da ilha, durante nossa estada.

As fotomicrografias devemo-las aos cuidados do Prof. Faustino Penalva, do Departamento de Geologia da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras de São Paulo.

II - VULCANOLOGIA

A execução da carta geológica da ilha em escala 1:5 000, aliada à observação no terreno, da natureza, forma e posição relativa dos corpos rochosos que a constituem, habilitaram-nos a compreender a sequência e caráter dos fenômenos vulcânicos correspondentes à parte do edifício acessível à observação. Em Trindade, com exceção de escassos depósitos litorâneos, tudo são materiais vulcânicos: derrames, eruptivas intrusivas e piroclastos variados. Nesse conjunto heterogêneo de rochas, distinguimos cinco formações, representando outros tantos episódios isolados, ou conjuntos de manifestações vulcânicas.

Complexo da Trindade

Assim denominamos uma associação heterogênea de corpos piroclásticos e eruptivas em sua quase totalidade intrusivas, constituindo o maior volume exposto da ilha e representando suas mais antigas manifestações visíveis acima d'água. Apresentam-se tais rochas em toda a costa entre a enseada do Príncipe e a extremidade norte da ilha, na Crista de Galo e nas escarpas do planalto axial voltadas para nordeste. Como feições topográficas mais destacadas apresentam grandes pináculos sustentados pelos necks e domos fonolíticos.

As mais antigas rochas expostas do Complexo são piroclastos vermelhos de natureza tambuschítica, asso-

1959

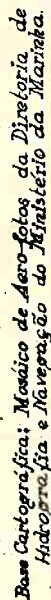


Fig 1 -

ciados a diques de tambuschito. No Córrego da Cachoeira, na costa norte onde se expõe, o conjunto alcança cêrca de 120 metros de espessura. Resultam os piroclastos de explosões havidas na lava muito fluida, provàvelmente em processos de fire fountaining. Conhecemos algumas outras ocorrências isoladas de tambuschitos, em diques e piroclastos do Complexo.

As rochas piroclásticas associadas aos vulcanitos fonolíticos são tufo lapilíticos, tufo-brechas e brechas com blocos que podem ter mais de um metro de diâmetro. São menos comuns os tufo de granulação fina. Tais corpos formam lentes, cunhas ou camadas de espessura variada, exibindo grosseira estratificação inclinada. Existem sucessões locais apresentando variação gradual e reiterada de granulação, indicando outros tantos espasmos de fases projetivas, possivelmente sob forma de nuvens ardentes, no decorrer do processo vulcânico fonolítico. Os fragmentos dos piroclastos têm caráter essencial ou acessório, mas nunca accidental. Nada vimos, entre seus ejetólitos, da natureza rochosa do ~~Substrato~~ oceânico. Embora o caráter geral do Complexo indique deposição subaérea dos produtos de explosão, existem uns poucos locais onde encontramos indícios de acumulações subaquosas dos piroclastos, pois que êstes têm estratificação cruzada de corrente aquosa, e mesmo um conglomerado com seixos rolados de vulcanitos. Julgamo-los antes lacustres ou fluviais que marinhos, pois que não contêm quaisquer vestígios de organismos dêste ambiente.

De várias naturezas são as eruptivas do Complexo, sempre constituídas de corpos intrusivos, cujas dimensões estão relacionadas com a viscosidade da respectiva lava.

Assim, diques de monchiquito, nefelinito, tambuschito, analcitito e outras rochas básicas podem ter menos de um palmo de espessura, embora esta alcance 5 metros, num dique da primeira rocha referida. Apesar de termos visto na praia dos Cabritos, dique de fonólito com tão-somente um palmo de espessura, tais intrusões têm geralmente possança de vários metros. Os dois grandes diques que sustentam as pontas na extremidade noroeste da ilha possivelmente têm mais de 50 metros de espessura.

Os mais proeminentes corpos eruptivos da ilha são os grandes necks e domos fonolíticos. Em nossa carta geológica assinalamos nada menos que 16 de tais intrusões. A mais volumosa, a do pico Branco, tem mais de 400 metros de diâmetro. O pico do Monumento na costa ocidental, erguendo-se verticalmente do mar a 270 metros de altura, com diâmetro que escassamente alcança 80 metros, é sem dúvida um dos mais belos testemunhos de intrusões ~~eruptivas~~ ^{eruptivas} em todo o mundo. A rocha desses corpos, ou é afanítica, quase sem fenocristais, ou os tem em número variado, por vezes tão elevada e grandes que assumem caráter de verdadeiro fonólito-porfíro. Só raramente é vesiculada, com pequeninas cavidades, mas pode ter xenólitos negros em tal quantidade que toma aspectos de brecha eruptiva. O estudo detalhado de tais xenólitos foi um dos nossos principais objetivos de pesquisa na ilha. Não raramente têm os fonólitos estruturas fluidais megascópicas, acompanhando o contorno cilíndrico dos necks ou as paredes planas dos diques. Colunas de contração, às vezes com mais de 2 metros de diâmetro, frequentemente dispõem-se convergindo para o alto dos pináculos, com inclinação crescente, tal

como o fazem na célebre Devil's Tower, no Wyoming, Estados Unidos da América.

Têm os diques do Complexo mergulhos quase sempre superiores a 50° , mas os vimos, na praia do Eme, inclinando-se de menos de 30° . Podem, às vezes, ser acompanhados no terreno, ou nas fotografias aéreas, em extensões de centenas de metros. Constituem associações de diques múltiplos, com até cinco intrusões distintas. Os diques, e bem assim os necks e domos, frequentemente obedecem, em sua distribuição, às fraturas principais da ilha, que constituem dois sistemas prevaletentes: um, apresenta fraturas que irradiam da zona central da ilha, do pico São Bonifácio. Algumas, como os diques que as preenchem, podem ter mais de meio quilômetro de extensão. Sobretudo claras nas regiões ocidental e meridional da ilha, nessas fraturas se injetaram os mais extensos diques, e parece que alguns dos necks, como os dos picos do Monumento e Desconhecido.

Outro sistema de fraturas inclui as que, na costa nordeste da ilha, se orientam na direção NW. São tão cerradas que frequentemente se afastam de palmos, retalhando os piroclastos do Complexo em placas subverticais que muito contribuem para a escabrosidade das encarpas voltadas para a enseada dos Portugueses. Importantes diques de nefelinito, analcitito, fonólito e outras rochas nelas se intrometeram. A carta geológica mostrará que a maior parte dos necks fonolíticos da ilha localiza-se na faixa compreendida por este sistema de fraturas, sendo mesmo alguns deles alongadas nessa direção. Ter-se-iam originado como expansões locais do magma injetado, como diques, nessas fra-

turas. Também a lava tambuschítica do Valado surgiu de uma delas, o próprio vulcão do Paredão aparentemente não lhes sendo estranho.

As fraturas radiais não afetaram as formações mais novas que o Complexo, mas estas foram atingidas pelo sistema de fraturas a NW.

Só falhas de reduzidas dimensões foram observadas na ilha, parece que ligadas ao deslocamento dos plugs fonolíticos, ao se introduzirem nos piroclastos.

Alguns dos pináculos fonolíticos de Trindade devem corresponder a plug domes, no sentido de C. A. Cotton (1952, pag. 176). São intrusões monolíticas de conformação cilíndrica, de lava viscosa; tal é o pice do Monumento. Têm laminação concêntrica vertical, sendo seu contorno, traçado em planta, de conformação subcircular e modesto diâmetro. Se alguma das intrusões fonolíticas corresponde a Quallkuppen, tal não pode ser comprovado, por não se exporem suas bases.

Outros pináculos fonolíticos da ilha parece corresponderem a restos de corpos tolóides (A. Bergeat, 1927) crescidos independentemente ou nos orifícios afunilados de cones vulcânicos. Atingem diâmetros bem superiores aos apresentados pelos do tipo anterior e têm colunas de resfriamento que, subverticais no alto, irradiam para a periferia na base das montanhas. São restos de erosão de Staukuppen, que devem repousar sobre base piroclástica, infelizmente nunca exposta onde procurada. São exemplos de tais corpos os dos picos Vigia, Grazinas-Pontudo, o morro Branco, etc.

A lava fonolítica dos necks e domos devia ser muito viscosa, pelo seu conteúdo em alumina e, frequenter

te, excessiva carga de fenocristais. Sua emissão foi acompanhada de violentas explosões, de que resultou vasto volume de piroclastos. O caráter predominantemente lítico dos tufo e brechas mostra que tais explosões afetavam o parilito, lançando material sólido, ou quase. Particularmente algumas brechas firmemente aglutinadas, que sustentam o alto das paredões na costa da enseada dos Portugueses, caracterizadas pela absoluta ausência de arranjo dos fragmentos, alguns com mais de um metro de diâmetro, é possível que resultem de ... nuées ardentes (A. Lacroix, 1904, pág. 38).

Sequência Desejado

O autor assim denomina uma sucessão de derrames de fonólito, nefelinito e grazinito associados a piroclastos de composição equivalente. Sua maior espessura atual alcança 400 metros. Formando camadas geralmente pouco inclinadas, sustenta o planalto axial, na região central da ilha, de onde se erguem seus mais elevados picos, mantidos pelos domos fonolíticos da sequência. Em vários locais vimos tais camadas recobrirem as do Complexo de Trindade, que se achavam muito erodidas ao se processar a acumulação das rochas Desejado. Os numerosos diques de rochas escuras que atravessam o Complexo não existem na sequência Desejado, salvo os que alimentaram seus derrames.

Os piroclastos fonolíticos da sequência têm cor cinzenta, no que contrastam com os nefeliniticos, que são vermelhos. Existem sobretudo na parte inferior da formação, onde constituem camadas com clara estratificação subparalela

horizontal. São tufos cineríticos e lapilíticos finos, com blocos mas não bombas. Ocorrem também horizontes de brechas, porém são raros e pouco espessos. Pareceu-nos certo que parte, pelo menos, de tais piroclastos acumulou-se na água, mas não há indícios de deposição marinha. Os piroclastos nefeliniticos, com espessuras de algumas dezenas de metros, são tufo-brechas ricos em blocos e perfeitas bombas rotacionais uni e bipolares, de lava escoriácea nefelinitica. Acumularam-se sobre superfície de cones vulcânicos, pelo que seus estratos são geralmente inclinados em várias direções. Na área a oeste do pico São Bonifácio vimo-los com delgadas intercalações de derrames de nefelinito.

Os piroclastos associados aos grazinitos acham-se bem expostos nas escarpadas vertentes dos mais elevados formadores do córrego Vermelho, que vai ter à praia do Príncipe; são tufos cineríticos e lapilíticos cinzentos.

Os derrames de fonólito e analcita-fonólito da sequência Desejado são rochas muito resistentes, que sustentam relevo alto, em degraus, e formam escarpas abruptas, que podem ter aspecto de palissadas devido às colunas verticais de contração da lava. No morro São Bonifácio tais colunas têm altura superior a 50 metros. O morro Desejado é sustentado pelo que deve corresponder a restos de erosão de uma Staukuppe, com até 160 metros de espessura em sua região central, e cuja base está parcialmente exposta, em local facilmente acessível; sua rocha, maciça, com aspecto vítreo e fratura conchoidal, muita contrasta com os fonólitos dos necks e domos do Complexo.

A sequência Desejado reflete uma atividade

vulcânica mista, com extrusão explosiva de lava fonolítica viscosa ~~entremetida~~ com derrames de lava fluida, nefelinítica e graxinítica. O caráter básico, a quantidade de gases que deveriam possuir, pois que as rochas têm muita analcita magnética, e a escassez ou falta de fenocristais, sugerem terem sido as lavas fonolíticas da sequência Desejado menos viscosas que as do Complexo, pelo que constituíram verdadeiros derrames, delgados de poucos metros mas extensos de centenas de metros.

As atividades vulcânicas nefelinítica e graxinítica foram episódios intercalados na manifestação fonolítica. Sobretudo, o vulcanismo nefelinítico apresentou evidente caráter de fire fountaining, que deu lugar à acumulação de tufos vítricos, lapili-tufos e tufo-brechas ricos em bombas, driblets e outros componentes escoriáceos resultantes da fragmentação da lava lançada ao espaço ainda líquida.

Formação Morro Vermelho

Os derrames e piroclastos da formação Morro Vermelho resultaram de uma única e continuada manifestação vulcânica explosiva e emissiva cujo centro se localizou num alto vale da região oriental da ilha, nas proximidades do Morro Vermelho. Como consequência do vulcanismo foi o vale entulhado por dezenas de derrames de lava de analcita-ankaratrito, com piroclastos intercalados, em espessura total que excede 200 metros. As lavas escoaram vale abaixo, dirigindo-se para o mar, a norte. O conjunto desses vulcanitos constitui um planalto estrutural inclinado para o litoral norte da ilha, diante do qual termina em falésia não mais

batida pelas vagas.

Os piroclastos desta formação representam-se sobretudo por tufos lapilíticos com blocos e bombas, passando localmente a tufo-brechas e aglomerados. Tufos cineríticos foram vistos longe do foco emissivo, em cujas proximidades existem verdadeiras brechas vulcânicas. Entre os componentes granulares produzidos pela fragmentação explosiva da lava existem bombas, driblets, pedaços lembrando galhos vegetais e ainda típicas lagrimas de Pele. Não são raras bombas rotacionais com alguns centímetros de comprimento, bem como ribbons lembrando seções de grossas cordas. Formaram-se tais piroclastos exclusivamente através da emissão do piromagma por explosões havidas em seu interior, pelo que raramente se encontram fragmentos acessórios do pirilito. Extremamente fluido, mas carregado de gases, o piromagma foi emitido em grande parte, em processos de fire fountaining, realizados acima do nível do mar.

Os derrames de analcita-ankaratrito, muito vesiculados na base e topo, têm espessuras que variam de menos de meio metro a 50 metros, como os vimos no vale do córrego Vermelho e na falésia diante da praia do Andrada. Em grande parte eram do tipo de lava em bloco, cuja superfície se cobria com caótico conjunto de blocos angulosos aglutinados, de lava escoriácea. Inquestionavelmente essa erupção teve lugar após os fenômenos que deram origem à sequência Desejado, mas precederam os que passaremos a descrever.

Formação Valado

Nas vizinhanças das pontas do Valado e do Tubarão a falésia apresenta três derrames de negra lava tambuschítica, com espessuras variando de 0,5 a 4 metros, intercalados em piroclastos vermelhos. Subindo-se pela funda gruta chamada Valado, esculpida no maior cone de dejeção dos vários que existem na ilha, alcança-se curioso depósito de piroclastos associado a essas lavas, que indica proximidades de um foco vulcânico através do qual elas se derramaram em busca do mar, quando crescia o referido cone. Constitue, tal depósito corpos discóides, filamentosos ou ainda bombas, ribbons ou massas menos regulares, formadas pelo piromagma tambuschítico escoriáceo que caía ao solo em estado ainda pastoso, escorrendo tais corpos uns sobre os outros e aglutinando-se através de suas superfícies, hoje vitrificadas. O conjunto lembra emplastos empilhados, com até 0,4 metros de diâmetro; tal tipo de aglutinado (Schlackenagglomerate) só o vimos nesse local, na ilha. Outros piroclastos tambuschíticos, com caráter de tufos ou tufo-brechas, existem na falésia. Tufos de fina granulação, ligados a esse vulcanismo, foram encontrados formando intercalações de camada única, nos depósitos dos grandes cones aluviais da ilha, cobertos por até 6 metros de espessura de aluviões. Os fenômenos que deram origem à formação Valado tiveram lugar quando os aventais de talude dos dois grandes pináculos fenolíticos vizinhos já cresciam, como hoje o fazem, pois que em parte foram recobertos pelas lavas e piroclastos.

O córrego Vermelho, que drena a zona elevado do

planalto ankaratrítico sustentado pela formação Morro Vermelho, escoava originalmente para o litoral norte, porém foi tardiamente capturado para a enseada do Príncipe, no litoral sudeste, onde deu origem a um dos grandes cones aluviais da ilha, formados quando o mar descobria a plataforma, por um recuo glácio-eustático. Ainda existe parte do vale seco, e em consequência dessa captura também teve origem o grande canion drenado pelo córrego e o cotovêlo que este apresenta em seu trecho final. Na parte alta do que resta do cone aluvial encontramos uma camada de tufos tambuschíticos do vulcão do Valado, mostrando que sua erupção foi posterior à do Morro Vermelho; por outro lado, tal cone já havia sido truncado pelo mar em ascensão, no final da glaciação, quando surgiu em suas vizinhanças o vulcão do Paredão, cujas cinzas e lepilli recobriram parte da falésia morta entalhada no referido cone.

O vulcanismo do Valado realizou-se através de uma cratera ou fenda, onde surgiu pequeno mound, em parte ainda conservado, formado pelo empilhamento dos emplastos, bombas, blocos, etc. A lava foi grandemente emitida em processos de fire fountaining, como salpicos resultantes da expansão explosiva do piromagma durante a ascensão de bolhas de gás.

Vulcão do Paredão

Ruínas de um pequeno cone vulcânico constituído de piroclastos elevam-se a 217 metros sobre o mar, no morro do Paredão, na extremidade oriental da ilha. Representam a derradeira manifestação de atividade do edifício vul-

cânico de Trindade, visível acima d'água. Nas vertentes do morro voltadas para a praia das Tartarugas, bem como no par-
cel das Tartarugas, intercalam-se nos piroclastos derrames
de lava ankaratrítica, delgados de decímetros a poucos me-
tros. Os elevados paredões verticais do morro do Paredão,
que com mais de 100 metros de altura, compõem os portais do
grande túnel, bem como as altas vertentes do morro onde e-
xistem restos da borda circular da cratera, não têm interca-
lações de derrames; aí só se vêem estratos radialmente incli-
nados para a periferia do cone, constituídos de tufos lapi-
líticos com blocos, bombas e driblets, e aglomerados brechói-
des locais. Longe do cone vulcânico, em locais protegidos,
nos morros do interior da ilha, encontramos cinzas e lapilli
dêsse vulcão preservadas como se tivessem sido lançadas na
véspera, pois muitas das negras partículas ainda apresentam
sua superfície irisada e formam um conjunto inteiramente
friável.

Quase todo o material piroclástico emitido pe-
lo vulcão constitui-se de componentes essenciais e acessó-
rios da própria lava ankaratrítica, mas foram vistos blocos
de fonólito. São, de resto, notáveis a quantidade e caracte-
rísticas de cristais de augita, olivina e biotita, contidos
nesses piroclastos, e que alcançam 2 a 3 centímetros de com-
primento. Mostram-se livres, ou quase, de matriz lávica, a-
presentando-se isolados ou em agregados ankimonominerais com
até 6 centímetros de diâmetro.

Os derrames ankaratríticos foram emitidos quan-
do já muito havia crescido o cone de piroclastos, tendo a la-
va escoado sobretudo para norte, partindo da chaminé cujas

ruínas, em parte ainda visíveis, estão cobertas no parâcel do Sudeste. Vários derrames são claramente expostos na falésia morta existente atrás da praia das Tartarugas. Têm aí espessuras que variam entre 0,4 e 2 metros, podendo ou não separar-se por tufos e lapili-tufos. Eram derrames do tipo de lava em bloco, mas tal aspecto se limitava à sua parte superior, como se os blocos fossem arrastados na superfície da corrida de lava. São grandemente vesiculados, podendo a rocha tomar aspecto de escória, na parte superior de certos derrames, a ponto de flutuar na água. Decompõem-se em blocos elipsoidais que se não devem confundir com pillow lavas, pois são ausentes as estruturas características de tal tipo de lava.

O ankaratrito do vulcão do Paredão é uma rocha afanítica maciça, de cor negra, em que só raramente se percebem alguns fenocristais de piroxênio ou biotita, ou ainda xenólitos de olivinito; nas amígdalas podem se mostrar, escassamente, zeólitos, calcedônia e calcita.

O edifício desse vulcão sofreu esforços que o entalharam em grandes fraturas radiais, as quais nitidamente determinaram a abertura do túnel e a configuração das magníficas falésias que rodeiam o morro do Paredão. Não existem diques nessas fraturas.

O vulcão surgiu sobre a plataforma insular, ante abruptas falésias dos picos fonolíticos. Rapidamente cresceu, chegando a envolver grande parte das faldas do morro Pão de Açúcar, já então um elevado pináculo, esburgado do revestimento de tufos em que se intrometeu o plug fonolítico. Elevou-se a montanha como um cone de escórias, tendo

sido grande parte, senão a maioria do piromagma emitida em processos de fire fountaining, devido à grande fluidez e carga de gases. As explosões das bolhas de gás na lava não eram violentas, pelo que são escassos fragmentos do perilito, porém eram capazes de separarem as fases sólida e líquida do piromagma, limpando por completo os fenocristais de biotita, piroxênio, olivina e os xenólitos, que se acumularam nos tufo. No final da erupção, quando a crista de cratera alcançava 270 metros acima do nível atual do mar, seu raio, na orla sul, era de cerca de 300 metros.

Era Paredão um pequeno mound, do tipo de numerosos vulcões modernos de lava básica, rica em gases, cuja atividade tem muito do caráter estromboliano. O vulcão que surgiu em 1957 na Ilha Nova em Faial, nos Açores, dá boa idéia do que deve ter sido a erupção do vulcão do Paredão. Analogias também se encontram no Paracutim.

Várias razões, que serão futuramente apresentadas, levaram o autor a concluir ter sido esta erupção pós-glacial, porém anterior ao intervalo hipsitermal, que deixou notável terraço a 3,5 metros sobre o nível atual do mar, às bordas do morro do Paredão. Únicamente por serem tão modernas, não pode ainda o mar destruir totalmente essas ruínas, embora se situem no local da ilha que mais vigorosamente sofre o embate das vagas.

III - MINERALOGIA

As características mineralógicas de Trindade não diferem das de províncias congêneres, em que teores deficientes em sílica, acompanhados de excesso em soda e alumina, imprimem traços distintivos à mineralogia da série eruptiva. Falta, por completo, quartzo magmático, variedades de sílica só tendo sido raramente reconhecidas, como produtos secundários da atividade vulcânica. Entre os feldspatos, o fato mais notável é o papel subordinado desempenhado pelos plagioclásios, que só se mostram numa variedade de eruptiva, assim mesmo, em quantidades reduzidas. Os feldspatos potássicos, presentes em muitas das eruptivas, mesmo entre as mais básicas, são, geralmente, variedades de sanidina-anortoclásio criptopertitas. Raramente existe ortoclásio, sendo excepcional a ocorrência de anortoclásio. Nefelina é o feldspatóide mais comum, frequentemente se lhe associando mineral do grupo da sodalita. Caracteristicamente não existe leucita. Analcita magmática, desempenhando papel de feldspatóide, é o traço mais distintivo da mineralogia de Trindade. Anfibólios e piroxênios pertencem a poucos tipos, que traem a riqueza em sódio, alumínio e titânio, das rochas. Faltam variedades de diopsídio, pigeonita e ortopiroxênios, bem como de álcali-anfibólios. Não é rara a presença de biotita, embora sempre se mostre em quantidades muito limitadas, salvo em produtos subvulcânicos. Os

peridotos são variedades de crisólitas, não ocorrendo tipos mais ricos em ferro.

O estudo que se segue teve por finalidade definir, com alguma precisão, as características dos silicatos essenciais das eruptivas da ilha; suas constantes óticas só foram tomadas na medida do necessário para satisfazer tal objetivo. Informações sobre os minerais acessórios são encontradas na descrição das rochas em que ocorrem, no capítulo de Petrografia.

Métodos de investigação

As análises químicas dos minerais foram feitas sobre material inalterado e quase isento de inclusões, peneirado e selecionado em lupa binocular, entre grãos retidos na peneira de 16 mesh. Feldspato e biotita correspondem a monocristais, respectivamente de fonólito porfírico e olivina-felinito. Os piroxênios representam seleção de grânulos de diversos cristais, que isoladamente ocorrem nos tufos de perto do túnel do morro do Paredão e das escarpas atrás dos alojamentos da ilha.

As características óticas dos minerais descritos foram obtidas em platina universal Fedorow, de 4 eixos, montada em microscópio adequado, dotado de movimento sincrónico dos nicóis, ambos aparelhos de fabricação E. Leitz Wetzlar. Quase sempre foi utilizada luz de lâmpada de sódio, ao se medirem valores angulares ou executar orientações óticas, sobretudo de minerais ferromagnesianos. Os ângulos dos eixos óticos de feldspatos alcalinos e piroxênios foram medidos diretamente, sendo sua precisão estimada, da ordem de ..

$\pm 1^\circ$ (H.H. Hess, 1949, pág. 629). Para ângulos $2V$ superiores a 60° , de anfibólios, piroxênios e peridotitos, recorreremos a projeções em rede estereográfica de Wulff, adotando métodos preconizados por Fedorow (W. Nikitin, 1936, págs. 32-38) que admitem precisão da ordem de $\pm 2^\circ$. Ângulos de extinção de anfibólios e piroxênios, quando muito pequenos e não geminados os cristais, foram obtidos diretamente, sempre procurando valer-nos da orientação indicada pela forma dos cristais. Nos fenocristais de piroxênios e anfibólios foi quase sempre possível medir-se Z/c em geminados, utilizando-se os precisos métodos propostos por T. Nemoto (1938, pgs. 108-122) e F. J. Turner (1942, págs. 571-583). A precisão de tais métodos é da ordem de $\pm 1^\circ$.

Os índices de refração foram determinados pelo método de variação da temperatura do líquido de imersão, em grãos óticamente orientados na platina universal, equipada com aparelhamento especial, de fabricação E. Leitz Wetzlar, sempre utilizando-se luz de sódio. Para feldspatos e nefelinas, a reprodutibilidade dos resultados obtidos indicou precisão da ordem de $\pm 0,002$; para os silicatos ferromagnesianos tal precisão provavelmente não é inferior a $\pm 0,003$.

As birrefringências, quando não determinadas diretamente, pelos índices de refração, o foram em lâminas delgadas, de espessura conhecida através de seções adequadamente orientadas, de feldspato alcalino ou nefelina, recorrendo-se a compensador Berek (M. Berek, 1924, págs. 48-133).

A fina granulação da textura dessas eruptivas raramente permitiu determinações mineralógicas quantitativas, mas sempre que possível isso foi feito, quando menos parcial

mente, utilizando-se uma platina integradora de seis parafusos, também de fabricação E. Leitz Wetzlar.

FELDSPATOS

Ocorrem feldspatos alcalinos nas diversas variedades de fonólitos, nos kali-gaudeítos, nefelina-sienitos e grazinitos; excepcionalmente os têm, como acessórios, olivina-nefelinitos e outros nefelinitos. Não foi positivada a presença de anortoclásio nas eruptivas, tendo só um cristal sido visto, em tufos. Plagioclásio, uma labradorita ácida, só se verificou existir em alguns diques de analcita-basanita.

Os feldspatos alcalinos de quase todas as ocorrências da ilha são prismas curtos, achatados segundo (010). Apresentam-se como cristais com até alguns centímetros de comprimento, ou são microlíticos. Achan-se geralmente inalterados, mesmo quando os feldspatóides que os acompanham estão inteiramente zeolitizados. São límpidos, incolores e pobres em inclusões, que são de feldspatóides, soda-augita, titanita e, raramente, outros minerais. Nos grazinitos, contudo, os feldspatos alcalinos têm desenvolvimento poikilítico, sendo numerosas e variadas suas inclusões.

Óticamente os feldspatos alcalinos de Trindade mostram-se monoclinicos, com plano dos eixos óticos normal a (010) e ângulos $2 V_X$ bem inferiores aos do ortoclásio. Mais de uma centena de medidas desse ângulo, feitas na platina universal, em seções delgadas de 33 rochas, acusou valores entre 62° e menos de 10° , porém com notável frequência entre os limites de 50° e 31° . Num mesmo cristal variam tais

valores, de maneira gradual ou brusca, em zonas concêntricas. Variam, também, em indivíduos diversos da mesma rocha. Em cristais zonados é geralmente no núcleo que tal ângulo apresenta maiores valores, 50° a 62° , enquanto que nas bordas os ângulos medidos costumam ser inferiores a 30° , mas há exceções. Não são raras oscilações zonais de $2V_X$, em mantos sucessivos do cristal, como o ilustram os representados na Fig. 2. Os grandes fenocristais são mais uniformes, pouco zonados e com valores mais constantes do ângulo dos eixos óticos. Nos micrólitos, frequentemente os valores medidos são inferiores aos dos fenocristais da mesma rocha. Nos derrames fonolíticos da sequência Desejado e nos grázinitos, pareceu-nos existirem cristais com plano dos eixos óticos paralelo a (010), sendo $2V_X$ bem menor que 20° , mas as diminutas dimensões dos cristais estudados não facultaram operações precisas na platina. Entre cristais grandes certamente não existe essa posição de tal plano.

Foram feitas oito determinações de N_X em fragmentos de clivagem de feldspatos nos quais também medimos o ângulo X/a . Utilizamos fenocristais obtidos em fonólitos de diversas procedências da ilha. Verificamos elevar-se tal refringência, de 1,521 a 1,524, com o crescer de X/a , de $5,5^{\circ}$ a 7° ; esta refringência também se eleva com o ângulo $2V$, como bem se observa ao se operar com lâminas das rochas, na platina universal, mas não nos foi possível medir tal variação, pois que é insignificante, com relação a N_X .

A posição da indicatriz desses feldspatos, com ângulos dos eixos óticos baixos para corresponderem aos do ortoclásio porém elevados para as sanidinas comuns, com tal

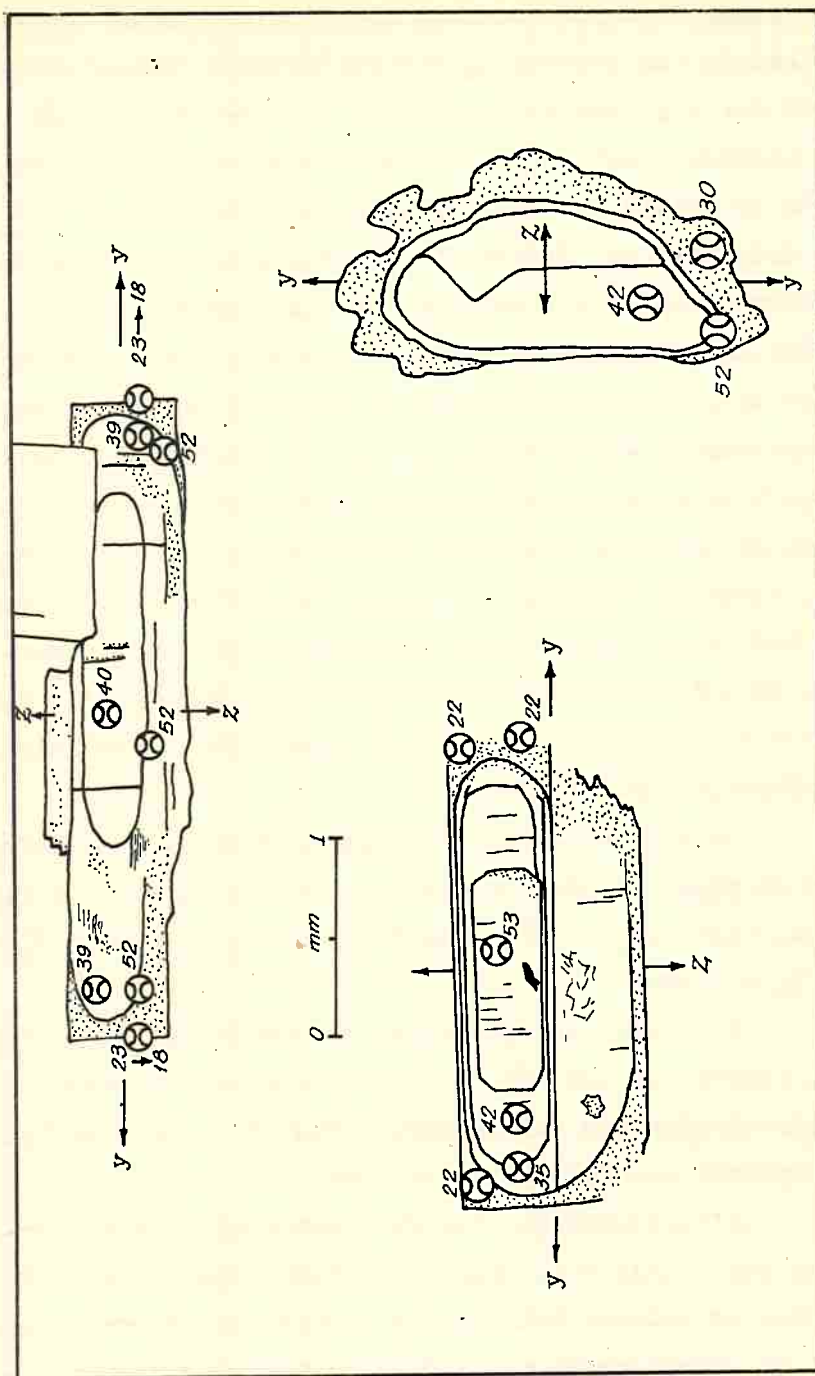


Fig. 2 - Variação do ângulo dos eixos óticos em fanocristais zonados de feldspatos dos fonólitos de Trindade.

orientação ótica, levanta problema idêntico ao que se apresentou no estudo dos feldspatos dos fonólitos e traquitos de Fernando de Noronha, que W. C. Smith e C. Burri (1933, pág. 409) e F. Almeida (1955, pág. 73) consideraram ser soda-orto-clásio. Em Trindade, contudo, os valores medidos para $2V_X$ são ainda mais baixos. Felizmente, colhemos em fonólitos da ilha, grandes cristais inalterados e suficientemente puros em inclusões para justificarem análise química, após necessária seleção de grãos. O resultado de tal análise está contido em tabela anexa; êle confirma possuir o cristal, insignificante quantidade de inclusões que o exame microscópico revelou serem de nefelina e noseana zeolitizadas, analcita, soda-augita, titanita, apatita e material zeolítico contido em diminutas fraturas. Descontados os componentes participantes dessas impurezas e considerando que cerca de metade da cal também a elas pertence, resulta a composição aproximada para o feldspato: $Or_{68}Ab_{30}An_{02}$.

As características óticas do cristal analisado, que provém do neck do pico 345 (vide carta da Marinha, 1944) são as seguintes: $2V_X = 38^\circ$; $X/a = 5,5^\circ$; $N_X = 1,521$; $N_Y = 1,524$; $N_Z = 1,526$.

O cristal não tem outro zonamento que muito delgado manto externo em que $2V$ cai, gradualmente, a cerca de 20° . As características óticas deste cristal correspondem bem às da maioria dos feldspatos da ilha.

A classificação dos feldspatos alcalinos, tendo em vista suas constantes óticas, é ainda hoje, questão difícil, tantos os fatores estruturais e químicos que nelas interferem. $2V$ varia com a composição química mas também com

TABELA I

SiO ₂	63,6
TiO ₂	0,06
Al ₂ O ₃	18,7
Fe ₂ O ₃	0,51
FeO	0,02
MgO	0,26
CaO	0,88
Na ₂ O	3,42
K ₂ O	11,85
H ₂ O ⁺	0,57
H ₂ O ⁻	0,07
P ₂ O ₅	0,02
TOTAL	99,96

$$2 V_X = 38^{\circ}$$

$$X/a = 5,5^{\circ}$$

$$N_X = 1,521$$

$$N_Y = 1,524$$

$$N_Z = 1,526$$

$$P. \text{ esp.} = 2,68$$

Sanidina-anortoclásio criptopertita - Cristal do fonólito do pico 345.

Ilha da Trindade. Análise L.P.M. nº 17.598.

o estado de desordem estrutural na distribuição do Al, assim como com o grau de exsolução, que quando ultramicroscópica, só aos raios X pode ser desvendado. A variação de N_Z e N_X não é indicação útil da composição química, pois muito depende do grau de desordem estrutural (C. G. Hewlett, 1959, pág. 533). N_X independe grandemente do estado de ordem-desordem da estrutura, e para cristais mais ricos em K que $Or_{50}Ab_{50}$, do grau de substituição de K por Na, porém é grandemente influenciado pela variação na quantidade de cátions bivalentes (Ca, Sr, Ba e provavelmente Fe^{2+}) (C.G. Hewlett, op. cit., pág. 532). Nos cristais zonados dos feldspatos de Trindade observamos ser muito pequena a variação de N_X , parecendo indicar sejam as modificações de 2V antes devidas a influências estruturais e variação da relação K/Na que dos cátions bivalentes.

Nos fenocristais das rochas de Trindade não foram vistas estruturas micropertíticas. A exsolução parcial que devem apresentar, como o sugerem os amplos limites de variação de 2V, é ultramicroscópica, não tendo sido realizados estudos aos raios X. Tal dúvida torna inaplicáveis, para classificar esses feldspatos, os diagramas de E. Spencer (1937) e C. Otfedal (1948), só utilizáveis para cristais de grande 2V, em que foi completada a exsolução. A birrefringência relativamente baixa do cristal quimicamente analisado, $N_Z - N_X = 0,005$, comparada com a composição do mineral, parece indicar ser bem elevado o grau de desordem estrutural na distribuição Si/Al, se aplicado for o diagrama da Fig. 5, de C. G. Hewlett (1959, pág. 530).

Os estudos de E. Spencer (1937), O.F. Tuttle

(1952), W.S. MacKenzie e J.V. Smith (1956) e C.G. Hewlett (1959) evidenciaram a utilidade do ângulo dos eixos óticos na classificação dos feldspatos alcalinos. O.F. Tuttle traçou um diagrama de variação desse ângulo em função da posição do plano dos eixos óticos e da porcentagem em Or, tendo distinguido quatro séries de feldspatos alcalinos. Considerando a composição e o valor de $2V$ do feldspato que fizemos analisar, verifica-se corresponder êle à série sanidina-anortoclásio criptopertita de Tuttle, uma sanidina, segundo a modificação do diagrama desse autor, proposta por MacKenzie e Smith (1956, pág. 406). A uniformidade de características dos feldspatos alcalinos da ilha leva-nos a crer que em sua maior parte pertençam a essa mesma série, embora com variações da relação K/Na, fazendo-os oscilarem entre sanidinas e sanidina-criptopertitas.

Em Fernando de Noronha, onde fonólitos e traquitos têm fenocristais de feldspatos alcalinos idênticos aos de Trindade, observamos frequentemente que o crescimento de $2V$ leva ao aparecimento de anortoclásio, tipicamente geminado, quando este ângulo assume valores superiores a 49° (F. Almeida, 1955, pág. 76). Provavelmente o mesmo se dá em Trindade, quando no núcleo dos cristais os ângulos $2V$ excedem cerca de 50° , mas sem que se mostre a geminação característica do anortoclásio.

Os feldspatos da matriz dos fonólitos e kaligautéis são, também, sanidinas, mas em feldspatos poikilíticos de fonólitos de diques das escarpas voltadas para a praia da Cachoeira, medimos ângulos $2V_x$ entre 61° e 80° em plano normal a (010). Trata-se, provavelmente, de orto-

clásio.

FELDSPATÓIDES

São os feldspatóides os minerais claros mais conspícuos da ilha, pois que se mostram em tôdas as rochas holocristalinas aflorantes in situ.

Nefelina

Ocorre nefelina nos fonólitos, tinguaítos, nefelinitos, olivina-nefelinitos, grazinitos, ankaratritos, analcita-ankaratritos e tambuschitos. Em tôdas, participa da matriz como componente xenomórfico-granular ou típico enchimento poikilítico, porém nas cinco primeiras rochas constitui também fenocristais e micro-fenocristais automórficos, de hábito prismático, uma a duas vezes mais longos que largos, terminados por pinacóides, podendo ainda apresentar pequenas faces de bipirâmides.

Os cristais de nefelina podem conter numerosas inclusões, mas costumam ser límpidos e quase nada alterados. Os produtos de alteração observados são, sobretudo, zeólitos fibrosos e lamelares (sendo natrólita o mais comum), analcita, calcita, liebnerita e calcedônia. Sua analcitização mais ou menos adiantada, às vezes total, é observada na maioria das preparações. Determinação de refração de nefelina dos fonólitos indicou valores de $N_E = 1,528$ e $N_O = 1,532$. São valores muito baixos, que parece mostrarem ser o mineral pobre em $KAlSiO_4$ e relativamente rico em $HALSiO_4$, a julgar pelas propriedades do sistema $NaAlSiO_4 - KAlSiO_4 - HALSiO_4$ (A.N. Winchell e H. Winchell,

1951, pag. 256).

Noseana

Um mineral do grupo da sodalita frequentemente acompanha a nefelina nos fonólitos, tinguaítos, grazinitos, nefelinitos, olivina-nefelinitos e analcítitos, ocorrendo ainda como único feldspatóide no kali-gauteíto. Mostra-se geralmente como microfenocristais dodecaédricos, mais ou menos corroídos pelo magma, com dimensões máximas que muito pouco ultrapassam 2 mm. Únicamente nos noseana-fonólitos apresenta-se como constituinte da matriz microlítica, conservando claramente seus contornos cristalinos típicos; nas rochas básicas é geral e completa sua epigenia, achando-se transformado em feltro criptocristalino em que se podem observar sobretudo natrólita, mas também calcita, gibbsita, chiachita e outros minerais. As inclusões de óxidos férricos que geralmente possui, acham-se oxidadas e hidratadas, manchando o mineral de amarelo, pardo ou avermelhado. Idêntica transformação quase sempre se manifesta, igualmente, nas rochas fonolíticas e kali-gauteítos, mas naquelas foi-nos possível encontrar exemplares praticamente inalterados, do mineral. É então, hialino, absolutamente incolor e isotrópico, com inclusões micrométricas escuras dispostas irregularmente ou em planos estruturais; em certos destes casos deve suspeitar-se de estar o mineral analcítizado, sobretudo devendo ser tal o caso quando suas inclusões ferruginosas se acham limonitizadas e a nefelina da rocha foi completamente analcítizada. As diminutas dimensões e a transformação geralmente sofrida por tais cristais não permitiram sucesso

nos testes microquímicos que realizamos, porém alguma luz sobre sua natureza foi-nos dada pelo estudo de sua refringência.

Nos fonólitos, onde o mineral algumas vezes se apresenta hialino, determinamos vários índices de refração, que apresentaram valores entre 1,495 e 1,501. Tal refringência é excessiva para a sodalita, indicando tratar-se, antes, de termos da sequência noseana - hauyna, a variação da refringência, de um para outro cristal, devendo refletir diversidades no teor em Ca. Tais cristais nunca apresentam as colorações que geralmente se mostram na hauyna, por outro lado sendo sempre ricos em inclusões, orientadas ou não, como as tem a noseana.

Analcita

Analcita ortetética ocorre em alguns fonólitos, nos analcita-basanitos, analcinitos, olivina-analcinitos, gra zinitos, nefelinitos, olivina-nefelinitos e analcita-ankaraitos; portanto, em mais da metade dos tipos de rocha que i dentificamos em Trindade. Como mineral deuterítico, substituindo nefelina e feldspatos ou preenchendo fraturas e amígdalas, analcita existe em praticamente todos os tipos de eruptivas da ilha, mas não é a ela que ora nos referimos, porém à comprovadamente primária, que tem formas próprias e na da substituiu ou encheu, mas se cristalizou nos estádios der radeiros da fase ortomogmática.

A analcita primária apresenta-se nas rochas da ilha como pequeninos cristais trapezoédricos, com menos de 0,2 mm de diâmetro. São incolores, límpidos, geralmente inal

terados, embora se encontrem zeolitizados nos grazinitos. Sua clivagem cúbica, segundo (001), pode ser frequentemente observada, sob iluminação adequada. O caráter perfeitamente isotrópico é sempre manifesto. Sua conformação trapezoédrica deixa perceber-se sobretudo pela disposição de micrólitos da mesostasis, arrumados tangencialmente às bordas dos cristais ou ainda incluídos, obedecendo à posição dos planos (211), mas não é raro se verem as faces cristalinas dessa forma.

Constituem, as inclusões, até três camadas concêntricas, ou ainda se agregam no núcleo do cristal. Tais inclusões são de globulitos não identificáveis, grânulos de magnetita ou micrólitos de piroxênio. Excepcionalmente foi vista analcita automórfica em contato com nefelina. Nos analcitos e outras rochas muito ricas no mineral, pode perceber-se que a matéria isotrópica que engloba as inclusões nos cristaisinhos trapezoédricos estende-se além deles, à mesostasis da rocha, para incluir, sem qualquer arranjo, seus componentes escuros. Tem-se perfeita impressão de ter a analcita iniciado sua cristalização em centros isolados, englobando e arrumando as inclusões e empurrando os micrólitos às suas bordas, para mais tarde o líquido restante cristalizar-se simultaneamente, incluindo poikiliticamente, sem os arrumar, os finos componentes da mesostasis.

A identificação deste mineral como analcita foi feita atendendo-se particularmente à sua forma, clivagem, e relações paragenéticas, pois que suas diminutas dimensões impossibilitam ou tornam duvidosas quaisquer determinações óticas ou microquímicas que possam ser praticadas. Os contor-

nos octogonais de suas seções indicam claramente tratar-se de forma trapezoédrica e não dodecaédrica, excluindo-se de tal modo, confusão com minerais do grupo da sodalita, aliás presentes em muitas das rochas que contêm analcita na ilha. As clivagens, numerosas vezes observadas, dão-se segundo ... (001) e não (110), como na leucita, mineral este que não é de se esperar existir numa província com o caráter petroquímico de Trindade.

MICAS

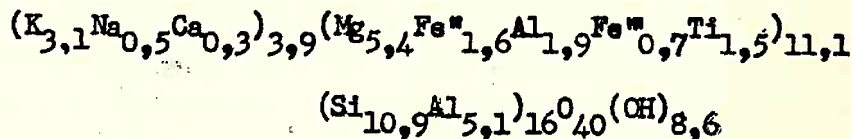
Únicamente uma variedade de titano-biotita foi reconhecida em diversas rochas da ilha. Nos olivina-nefelinitos existe em grande quantidade, seus cristais atingindo 4 cm de diâmetro por 2,5 cm de altura, mas em muitas rochas só participa como acessório, geralmente escasso, constituindo microfenocristais ou finos componentes microlíticos da mesostasis dos fonólitos, sodalita-traquitos, analcita-basanitos, analcinitos, olivina-analcinitos, tambuschitos, grazinitos, ankaratritos e analcita-ankaratritos. Nestas duas últimas rochas a biotita tem desenvolvimento única e tipicamente porfírico. O mineral existe em numerosos xenólitos e ejotólitos, onde chega a constituir a quase totalidade da rocha.

A biotita mostra-se, em Trindade, geralmente como lamelas ou prismas curtos, de cor negra, mas que ao microscópio se apresentam fortemente tingidos, com elevado pleocroísmo e absorção segundo: X (castanho pálido ou amarelo claro), < Y~Z (castanho escuro ou castanho avermelhado bem escuro). Sua birrefringência é sempre muito elevada, bem as-

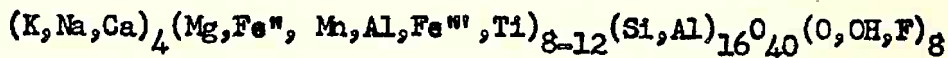
sim sendo sua refração, para a qual determinamos valores de N_z vizinhos de 1,652. O ângulo dos eixos óticos é pequeno, tendo sido medido valor de $2 V_x$ de 18° , no exemplar quimicamente analisado.

A biotita nessas rochas apresenta-se geralmente inalterada, com poucas inclusões, mas é muito frequente achar-se corroída pelo magma, parcialmente reabsorvida, transformada em augita e magnetita, minerais que se podem dispor ao longo dos planos (001), sobretudo nas zonas periféricas do cristal. Em alguns casos em fonólitos, a biotita foi completamente epigenizada, só restando fantasmas em magnetita, que pelo arranjo indicam a natureza do mineral original.

Análise química procedida em fenocristal muito puro e inalterado, de biotita do olivina-nefelinito de grande dique do Vale Verde, na costa norte da ilha, indicou os resultados transcritos na Tabela II, onde também figuramos valores óticos do cristal. A essa composição corresponde a fórmula:



Tal fórmula concorda perfeitamente com a admitida para a série biotita-flogopita (v. H. Berman, 1937, pág. 358):



Caracteriza o mineral analisado o elevado teor

em TiO_2 , justificando denominá-lo titano-biotita. Chama igualmente atenção a elevada quantidade de Al_2O_3 relativamente a MgO e Fe total. Certamente nessa biotita há alumínio bastante para satisfazer as necessidades do grupo dos álcalis, substituindo Si nos tetraedros da estrutura, ainda sobrando para participar do grupo Y, provavelmente ocupando lugar do Fe^{III} , com coordenação 6, isso mesmo abstraindo-se a posição estrutural desempenhada pelo Ti. É baixo o teor em Fe^{III} , e moderada a quantidade de Fe^{II} e Mg . Suas características químicas bem correspondem às apresentadas pelas biotitas das rochas extrusivas, particularmente quanto aos teores em Fe_2O_3 , TiO_2 e MgO , comparados com FeO (E. W. Heinrich, 1946, pág. 845, Fig. 9), assim como no valor elevado da relação $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$. A análise indica para a fórmula, valor um pouco alto para OH, sobretudo tendo-se em vista a riqueza em TiO_2 do mineral. Tal valor parece ter sido algo superestimado na análise.

ANFIBÓLIOS

Existem anfibólios em quase todos os tipos de rochas eruptivas da ilha, mas não nos ankaratritos e analcita-ankaratritos. Nos monchiquitos só "fantasmas" do mineral foram reconhecidos. Constituem geralmente microfenocristais, mas em xenólitos e blocos das brechas fonolíticas, cristais com alguns centímetros podem ser encontrados. Nos kali-gauzeitos, nefelinitos e olivina-nefelinitos, em que o mineral é muito abundante, pode apresentar-se também como componente microlítico da mesostasis, embora sempre em quantidade subordinada relativamente ao piroxênio. Em xenólitos seus cris-

TABELA II

SiO ₂	36,2
TiO ₂	6,76
Al ₂ O ₃	19,9
Fe ₂ O ₃	3,1
FeO	6,49
MnO	0,03
MgO	12,1
CaO	1,0
Na ₂ O	0,77
K ₂ O	9,15
H ₂ O ⁻	0,44
H ₂ O ⁺	4,33
P ₂ O ₅	0,05
TOTAL	100,3

$$2 V_X = 18^{\circ}$$

$$N_X = 1,601$$

$$N_Y = 1,651$$

$$N_Z = 1,652$$

$$P. \text{ esp.} = 2,97$$

Titano-biotita - Cristal em olivina-nefelinito de diques do Vale Verde, Ilha da Trindade.
 Análise L.P.M. nº 18.014.

tais podem ser muito abundantes e terem vários centímetros de altura, mas estão sempre muito reabsorvidos e impuros.

São os cristais de anfibólio longos, com formas {100}, {110}, {010} e {001}, frequentemente com geminação segundo (100). Incluem magnetita, titanita e apatita, mas são sobretudo ricos em minerais resultantes de processos de reabsorção magmática, entre os quais se sobressaem magnetita e augita ou soda-augita. Estes produtos de transformação dispõem-se na periferia corroída do cristal ou em seu interior, em muito fina granulação, espalhando-se obedecendo à direção do eixo c e do plano (010), comum aos dois inossilicatos. Sobretudo nos nefelinitos da sequência Desejado, nas grazinitos e monchiquitos, tal transformação é muito avançada; frequentemente total, quando do cristal original nada mais resta que fantasmas, representados pela magnetita e augita conformando os primitivos cristais.

As características óticas dos anfibólios de Trindade não apresentam variações de vulto mas permitem distinguir três tipos principais, de resto, às vezes entre si transicionais. Todos têm muito alto pleocroísmo.

São as seguintes, as cores de pleocroísmo das três variedades: X: amarelo pálido a amarelo esverdeado; Y e Z: castanho escuro, castanho avermelhado escuro, vermelho escuro, castanho esverdeado ou verde.

As características óticas dessas variedades apresentam algumas diferenças, de resto não muito constantes. O ângulo $2V_X$ é mais baixo para a variedade de tons esverdeados, geralmente compreendendo-se entre 60° e 70° , excep-

cionalmente elevando-se a 76° . Sua birrefringência é moderada, cerca de 0,028 a 0,030. A variedade castanha, a mais comum, tem $2V_X$ entre 70° e 82° , sendo sua birrefringência da ordem de 0,030 a 0,032. A variedade com tonalidades avermelhadas tem mais altos ângulos dos eixos óticos, geralmente superiores a 73° , podendo elevar-se a 84° . Sua birrefringência apresenta valores medidos entre 0,032 e 0,037, sendo $N_Y = 1,698$ a 1,702. Sua absorção segundo Z chega a ser tão elevada que o mineral se apresenta quase opaco à luz que nele vibra nessa direção. O ângulo Z/c tem variações medidas, para esses minerais, entre 6° e 12° , com maior frequência entre 10° e 11° . A variedade avermelhada é a que apresenta menores valores de tal ângulo, como se observam em nefelinitos e olivina-nefelinitos; a dispersão axial é bem acentuada, com $r > v$.

A variedade esverdeada desse anfibólio não se mostra isolada, mas geralmente constitui núcleo de cristais revestidos com uma das outras; os prismas podem ser inteiramente castanhos para vibrações segundo Y e Z, ou apresentar, por zonamento, manchas ou manto avermelhado, em que os valores angulares variam bruscamente.

As medidas feitas excluem tais anfibólios da série da hastingsita-barkevikita. Tampouco filiam-nos às hornblendas normais, embora comparáveis os valores de $2V_X$. As características óticas correspondem, antes, a tipos de oxihornblendas (lamprobolitas) parcial e variadamente oxidadas, as variedades de tonalidades avermelhadas possivelmente correspondendo à série kersutita-sintagmatita. Estes minerais mostraram-se sempre em desequilíbrio com a magma por

ocasião da cristalização deste. Parece que foram, então, reabsorvidos e parcialmente oxidados.

PIROXÊNIOS

São os piroxênios os mais importantes minerais de Trindade. Ocorrem em todas as suas rochas, sempre como minerais essenciais. Aparentemente pertencem a uma série única de clinopiroxênios, variando sua composição entre augitas basálticas (augitas aluminosas mais ou menos titaníferas) e aegirinas. Não foram encontrados ortopiroxênios, diopsídio ou pigeonita. Mesmo ferroaugitas não existem. Constituem, os piroxênios da ilha, fenocristais prismáticos, porém sobretudo se mostram como componentes microlíticos de suas rochas, quando se apresentam como prismas curtos, de coloração pardacenta clara ou esverdeada, nas seções delgadas. Toda gama de tamanho existe entre eles e os fenocristais, que podem ter uns poucos centímetros de altura. Diversidades de hábito e variações nos valores óticos medidos (Fig. 3) permitem distinguir-se quatro variedades de poliaugitas entre tais piroxênios.

Augita basáltica (e titanaugita)

Piroxênios cujas propriedades óticas equivalem às da augita basáltica, mais ou menos titanífera, são os comuns nas rochas mais básicas, ocorrendo isoladamente ou conformando mantos sobre variedades de soda-augita. Têm formas prismáticas curtas, achatadas segundo (100), ou se apresentam como grânulos xenomorfos. É relativamente comum gemi-

nação segundo (100). São de cor pardacenta pálida, sem pleocroísmo sensível, salvo quando arroxeados, provavelmente titaníferos, sendo então pleocróicos, com X violáceo, Y amarelo ou violáceo bem pálido e Z amarelo, sendo maior a absorção segundo X. Variedade violácea também pode ocorrer em piroxênios dos fonólitos, envolvendo soda-augita ou aegirinaugita. Frequentemente as augitas basálticas da ilha são zonadas, com variação, gradual ou brusca, das propriedades óticas; é pouco frequente estrutura hourglass. O plano dos eixos óticos é sempre (010), nele variando $2V_x$ entre 47° e 55° ; estes valores crescem juntamente com a extinção Z/c , para a qual medimos 47° a 53° (vide Fig. 3).

Os maiores valores do ângulo de extinção encontram-se nas variedades violáceas, comuns às bordas dos fenocristais, mas aí geralmente é mais baixo $2V_x$. Também a birrefringência cresce no mesmo sentido, entre 0,027 e 0,030. Medidas de refração acusaram valores de N_y entre 1,690 e 1,701. A densidade de dois cristais puros é 3,35.

As augitas basálticas e titanaugitas têm sempre forte dispersão axial inclinada, com $r > v$ e mais acentuada dispersão para o eixo mais próximo a c .

Nas escarpas existentes a sul dos alojamentos da ilha, na subida para o pico das Graziñas, há um dique de olivina-afelinito, em piroclastos de mesma composição, em que podem ser colhidos fenocristais de augita com até cerca de 1 cm de altura; não negros, com brilho vítreo e formas prismáticas típicas. De uma coleção aí feita escolhemos os grãos que serviram para a análise química constante da Tabe-

TABELA III

	1	2
SiO ₂	48,4	47,7
TiO ₂	1,38	1,58
Al ₂ O ₃	6,7	6,9
Fe ₂ O ₃	5,04	3,33
FeO	5,00	3,40
MnO	0,13	0,08
MgO	11,29	14,31
CaO	19,02	21,60
Na ₂ O	1,64	0,66
K ₂ O	0,10	0,02
H ₂ O ⁺	0,79	0,62
H ₂ O ⁻	0,80	0,06
P ₂ O ₅	0,05	0,02
TOTAL	100,2	100,2
2V _Z	58°	52° - 65°
Z/ε	44°	51° - 57°
N _Y	1,707	1,690
F. esp.	3,33	3,35

1. Soda-augita - Cristal em tufo do vulcão do Paredão. Ilha da Trindade. Análise L.P.M. nº 17.598.
2. Augita basáltica - Cristais em olivina-nefelinito. Ilha da Trindade. Análise L.P.M. nº 17.598.

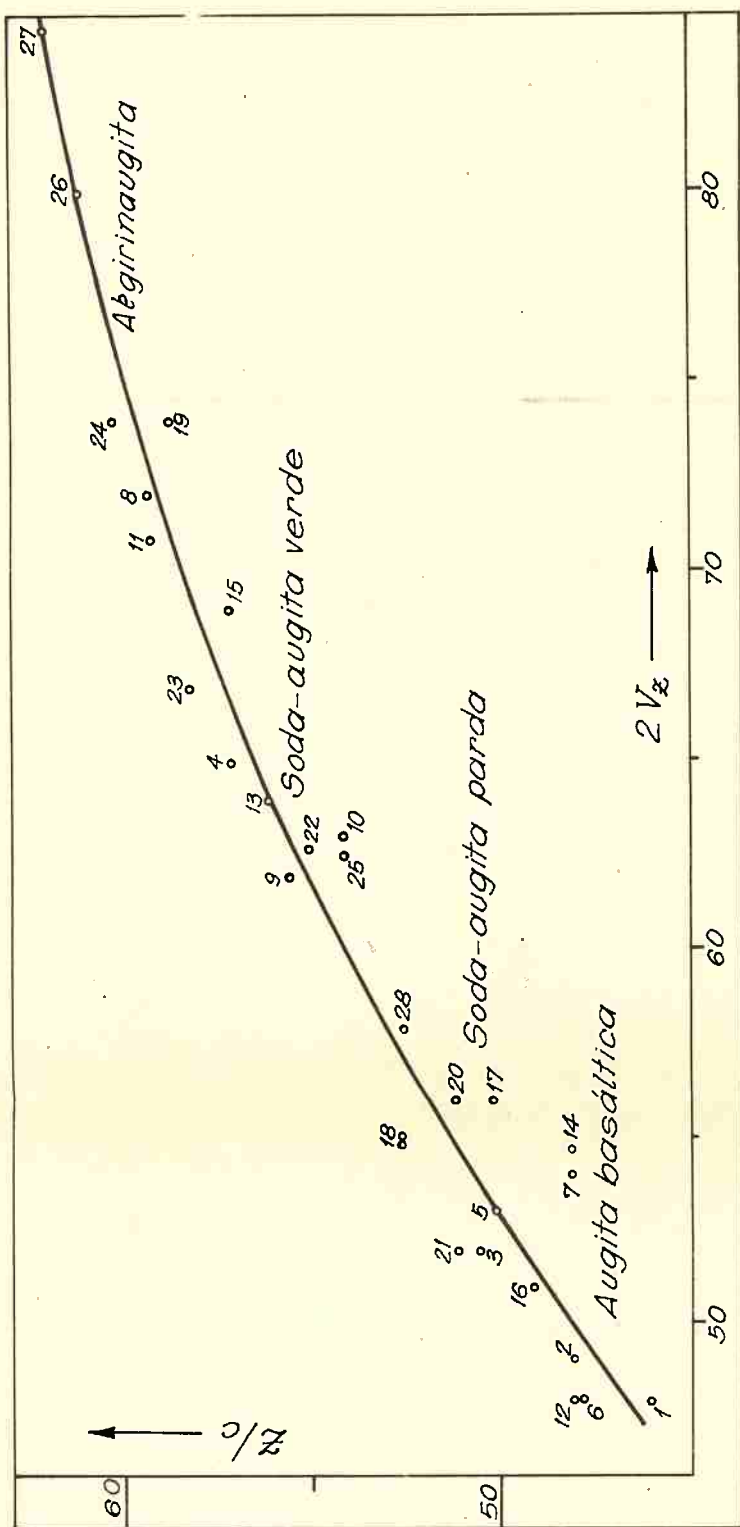
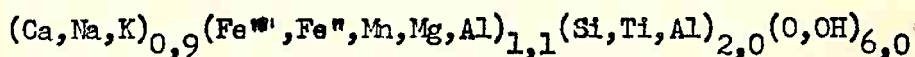


Fig. 3 - Diagrama de variação da relação $2V_Z$ e Z/C , dos piroxênios das rochas eruptivas de Trindade. O diagrama mostra claramente, constituir tais minerais uma sequência isomórfica contínua. Os números correspondem aos das rochas em que foram determinados tais valores, e assim se distribuem: tambuschitos (1 a 4); nefelinitos (5 a 11); olivina-nefelinitos (12 e 13); olivina-analcititos (14 e 15); analcitos (16, 27 e 28); analcita-basanito (17); grazinitos (18 a 21); bebedourito (22); kali-gauteito (23); malteigito (24); sodalita-fonólito (25) e analcita-fonólito (26).

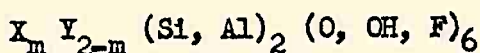
la III, onde figuram também dados óticos do mineral, obtidos sobretudo em seções delgadas da rocha. Vê-se, ao microscópio, que os cristais não são homogêneos, mas frequentemente possuem núcleo verde pálido, pleocróico, envolto por manto pardacento não pleocróico, salvo quando violáceo. No núcleo medimos $2V_Z = 65^\circ$ para $Z/c = 57^\circ$, valores que correspondem aos das soda-augitas da ilha. O manto, que representa o maior volume dos cristais, tem aproximadamente as seguintes constantes óticas: $2V_Z = 52^\circ$, $Z/c = 51^\circ$ e $N_Y = 1,690$.

A análise química da Tabela III, representando assim a média da composição dessas augitas basálticas impurificadas pelo núcleo sódico, indica serem elas muito aluminosas e algo titaníferas. Ainda não há acôrdo quanto à posição, na estrutura dos piroxênios, do Ti. Se substitui Mg (F. Machatschki, 1929, pág. 228; H. Berman, 1938, pág. 354; H.H. Hess, 1949, pág. 624) ou o Si (W. Kunitz, 1930, pág. 240) ou ambos (T.F.W. Barth, 1931, pág. 223), é questão que no caso presente não se pode saber, mas há um excesso de Al, relativamente ao contido nos grupamentos tetraédricos Si-Al, da estrutura, que pertence ao grupo Y da fórmula.

Admitindo-se que esse Ti substitua Si e Al nos tetraedros, a fórmula química da augita basáltica analisada será a seguinte:



Essa fórmula muito bem corresponde à geralmente admitida para os piroxênios:



Soda-augita

É esta a variedade de piroxênio mais frequentemente encontrada na ilha. Mostra-se como prismas curtos, em que se reconhecem formas {100}, {010}, {110} e {001} como as proeminentes; não é frequente geminação segundo (100). Ao microscópio o mineral apresenta-se com leve cor verde para valores de $2V_Z$ vizinhos de 60° , abaixo dos quais se mostram transições para augita basáltica, com modificações mais ou menos graduais das constantes óticas e coloração parda clara.

Com o aumento de $2V_Z$ e Z/c a coloração verde acentua-se, passando o mineral a apresentar sensível pleocroísmo nas seções delgadas, com X (verde garrafa e verde amarelado) > Z verde amarelado a verde pálido > Y (amarelo a amarelo pardacento). O ângulo Z/c apresenta valores compreendidos entre 54° e 62° , a dispersão obrigando o emprego de luz de sódio para bem o determinar. $2V_Z$ cresce, simultaneamente, de 56° a 77° (vide Fig. 3), apresentando-se sempre intensa dispersão dos eixos, com $r > v$, mais acentuada para o eixo mais vizinho a c . A birrefringência dessa variedade cresce com a intensidade da cor verde, tendo sido determinados valores entre 0,029 e 0,033.

Para a refringência N_Y das variedades verdes de soda-augita dos fonólitos determinados valores entre .. 1,705 e 1,711.

As lavas ankaratríticas do vulcão do Paredão

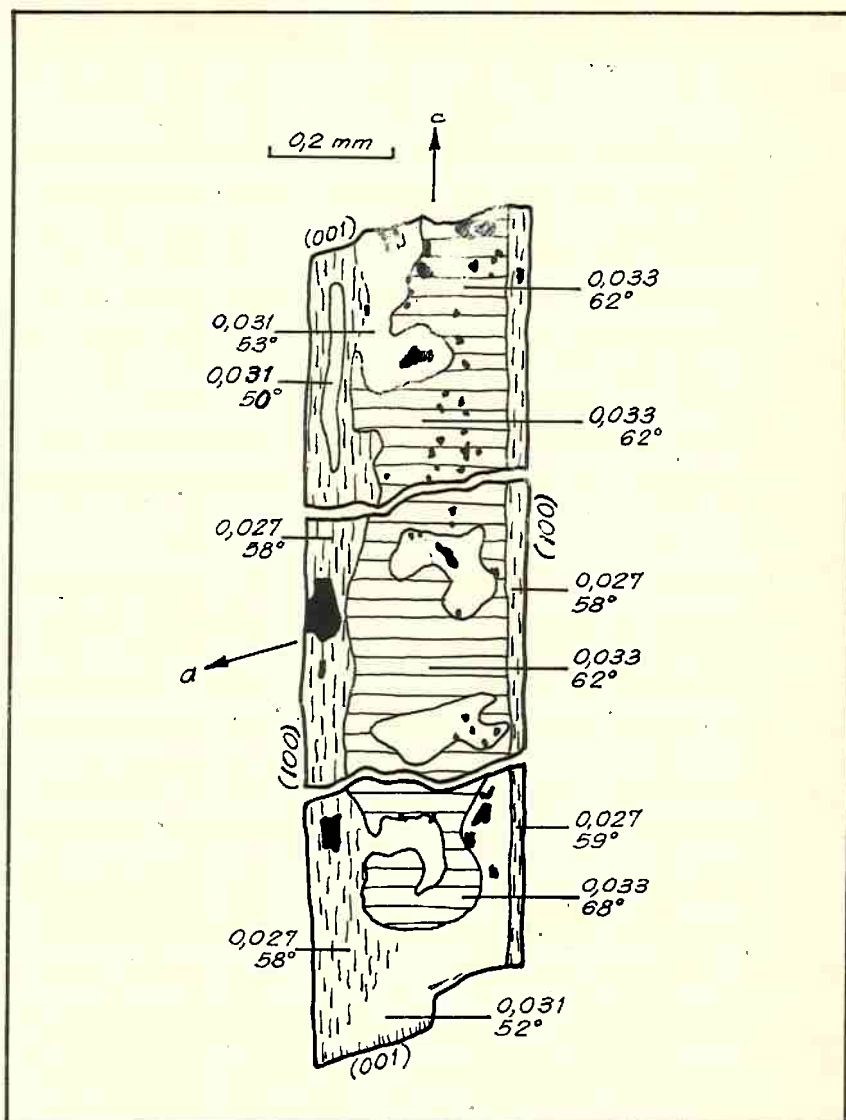
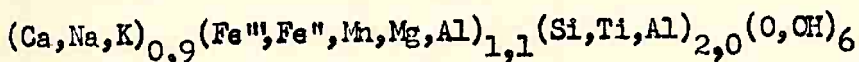


Fig. 2 - Relações entre megirinaugita (hachurado), sodaugita parda (branco) e titanaugita (tracejado vertical) em fenocristal de piroxênio de analcitito. Indicadas a birrefringência e Z/c .

não possuem fenocristais de piroxênio; porém nas vizinhanças do grande túnel do morro do Paredão encontramos, nos tufos, cristais de soda-augita com até cerca de 3 cm de altura que certamente foram contidos no piromagma. São arredondados por corrosão magmática e têm superfície com brilho característico. Esses mesmos cristais foram encontrados, embora raramente, nas lavas do vulcão, onde com certeza constituem xenocristais, pois bem diferem da augita basáltica titanífera desses ankaratritos. Um xenocristal foi separado da lava, de amostra inalterada, e quimicamente analisado, tendo sido obtido o resultado que consta da Tabela III. O cristal tem cor cinza esverdeada escura, esquirlas apresentando cores de pleocroísmo como acima descritas para as soda-augitas da ilha. Nêle medimos: $2V = 58^\circ$; $Z/c = 44^\circ$ e $N_y = 1,707$.

A análise da Tabela III equivale a uma soda-augita muito aluminosa, vizinha da augita basáltica acima descrita, da qual se distingui sobretudo pela substituição de parcela apreciável da Ca por Na. E', também, menos ferífera, porém, mais magnesiânica; sua fórmula química, com base nas relações atômicas, é a seguinte:



Aegirinaugita

Em alguns fonólitos, tanto em pequeninos cristais da matriz como no manto externo de microfenocristais, o piroxênio intensamente verde e pleocróico apresenta valores elevados de $2V_z$ e Z/c que justificam classificá-lo como aegirinaugita. O primeiro ângulo eleva-se acima de 70° , ten

do sido medido valor de até 84° , enquanto que o ângulo de extinção sobe até 87° . A birrefringência cresce simultaneamente, elevando-se a 0,042, para este último valor. O pleocroísmo da aegirinaugita de Trindade é o seguinte: X (verde oliva escuro) $>$ Y (verde escuro) $>$ Z (castanho ou verde amarelado). Sua refringência não pode ser determinada.

Aegirina

Em cristais de aegirinaugita de alguns fonólitos da ilha é comum o zonamento levar ao desenvolvimento de manto intensamente verde para a luz que vibra segundo X. Medidas de Z/c aí feitas não acusam valores suficientemente elevados para que indiquem presença de aegirina, porém em xenólitos de nefelina-sienitos inclusos no fonólito muito porfírico da praia do Príncipe e nos tabbuschitos do Eme, tal zonamento conduz certamente ao aparecimento de aegirina. Este mineral também se apresenta como diminutos prismas longos e mesmo agulhas. Dispõem-se, então, entre o feldspato potássico e nefelina, separando-os, preenchendo suas fraturas ou associando-se à analcita, em diminutos espaços existentes no mosaico de minerais incolores da rocha. Numa delas seus prismas envolvem cristais de magnetita, com nítida tendência para disposição radiada.

Tem a aegirina de Trindade cor verde-grama escura, sendo muito intensa a absorção e o pleocroísmo segundo: X (verde grama bem escuro) $>$ Y (castanho) $>$ Z (verde amarelado ou pardo esverdeado). As diminutas dimensões com que sempre se apresenta o mineral não facultam medidas pre-

cisas de seus valores óticos. O ângulo Z/c atinge 93° (luz de sódio). A birrefringência é da ordem de 0,045, mas a intensa absorção e cor verde não permitem bem precisá-la.

Nas lâminas examinadas em que o mineral se apresenta, vêem-se cristais zonados e manchados de aegirinaugita, em que crescem Z/c , a intensidade da cor e a absorção, do núcleo para a periferia. Assim, num deles medimos valor de tal ângulo, de 58° no núcleo, onde há manchas em que cresce a 64° . Segue-se um manto quase contínuo, onde Z/c se eleva a 79° . Tudo é, até aí, soda-augita e aegirinaugita verde, mas uma capa periférica, com transição brusca para o interior do cristal, tem Z/c alto de 93° .

A aegirina é, nessas rochas, mineral de crescimento evidentemente tardio, precedendo a analcita mas sucedendo aos tectosilicatos anhidros.

PERIDOTOS

Vários são os tipos de eruptivas da ilha que possuem peridoto como mineral essencial; encontramos-lo nos analcita-basanitos, olivina-analcititos, olivina-nefelinitos, tambuschitos, ankaratritos e analcita-ankaratritos. Mostra-se sempre como microfenocristais com formas características da olivina, geralmente mais ou menos corroídas pelo magma. Nos tambuschitos, rochas particularmente ricas em olivina, estes cristais também participam dos finos componentes da mesostasis, enquanto que os microfenocristais com frequência se reúnem em agregados glomeroporfíricos. Nos ankaratritos do vulcão do Paredão, agregados de cristais de olivina compõem xenólitos verdes, com alguns centímetros de diâmetro.

Quando inalterada, apresenta-se a olivina incolor ao microscópio, transparente, pobre em inclusões, quase não zonada. Se alterada, fica manchada, transformada parcial ou totalmente em substâncias serpentínicas, bowlingita, magnetita, carbonato e hidróxidos férricos. Em xenólito de peridotito vimos olivina levemente esverdeada e pleocróica em seção algo espessa.

As características óticas do mineral são relativamente constantes em suas diversas ocorrências. Sua birrefringência é sempre baixa, da ordem de 0,034. O ângulo dos eixos óticos $2V_X$ varia entre 86° e 94° , tendo sido medido em numerosos exemplares. Determinamos valores de refração, em olivina dos ejetólitos dos tufo do Paredão, de $N_X = 1,668$; $N_Y = 1,685$ e $N_Z = 1,701$. São valores baixos, que apontam o caráter magnesiano do peridoto. Em olivinas de olivina-nefelinitos, tambuschitos do Valado e Complexo e ankaratritos da formação Morro Vermelho e do vulcão do Paredão, obtivemos valores de N_Y compreendidos entre 1,683 e 1,705, que claramente decrescem com o aumentar de $2V_X$. Assim, no Paredão, em que foram encontrados os maiores valores desse ângulo, apresenta-se muito baixa refração N_Y , ao passo que em olivina-nefelinitos com $2V_X = 86^\circ$, medimos $N_Y = 1,705$. Os valores óticos que determinamos permitem classificar os peridotitos de Trindade como variedades de crisólitas, ou sejam, olivinas com 10 a 30% de Fe_2SiO_4 .

SENTIDO DE CRISTALIZAÇÃO

O sentido de cristalização dessas eruptivas o-

bedeas, em geral, ao indicado pelas séries de reação de Bowen, porém as condições vulcânicas de sua formação e o caráter petroquímico particular das diversas frações magmáticas introduziram algumas modificações nessa sequência.

Feldspatos

Os feldspatos só constituem fenocristais nos fonólitos e kali-gaudeítos. A julgar pela interpretação que demos a tais minerais, páginas acima, parece possível, mas não provável com o estudo feito, que a diminuição dos valores de $2V_X$ geralmente observados do núcleo para a borda dos fenocristais de sanidina-anortoclásio criptopertitas, indique crescimento no teor em potassa, nesse sentido. O desconhecimento da influência de Rb e cátions bivalentes nas constantes óticas desses feldspatos e do estado de distribuição do alumínio, não permite ter-se certeza sobre tal sentido de variação da composição.

A tendência para a cristalização tardia dos feldspatos alcalinos nos grazinitos, kali-gaudeítos e nefelinitos bem se manifesta no caráter poikilitico de seu desenvolvimento.

Feldspatóides

O mineral do grupo da sodalita cristalizou-se cedo, formando microfenocristais que se incluem nos fenocristais de feldspato e nefelina. Únicamente nos noseana-fonólitos, em que tal feldspatóide é particularmente abundante, ele se cristalizou como componente da mesostasis.

A nefelina, nos fonólitos, cristalizou-se cedo, formando fenocristais juntamente com o feldspato potássico, ambos minerais também participando da matriz. Nos nefelinitos, olivina-nefelinitos, ankaratritos, analcita-ankaratritos e tambuschitos a nefelina é, tipicamente, mineral de cristalização tardia (nefelinitos podem contê-la como microfenocristais), ocorrendo na mesostasis, com desenvolvimento poikilitico.

Também a analcita primária, que nessas rochas desempenha papel de feldspato, cristalizou-se tardiamente, constituindo enchimento poikilitico, pequeninos cristais subautomórficos ou mesmo microfenocristais, como os observamos num dique de analcita-ankaratrito no vale do córrego Vermelho. Nos analcita-ankaratritos, porém, começou a se cristalizar ainda antes da nefelina.

Biotita e hornblenda

A biotita cresceu na matriz dos analcita-basaltos, ankaratritos, analcita-ankaratritos, analcíticos, tambuschitos, olivina-nefelinitos e nefelinitos do Complexo. Formou-se, nessas rochas, como mineral de cristalização tardia, precipitado à custa de reabsorção de magnetita, crisólita ou augita.

Hornblenda cristalizou-se na matriz de umas poucas rochas, notadamente em nefelinitos de tipo particular, de diques das proximidades da ponta da Crista de Galo, ocasionalmente tendo sido observada em alguns tambuschitos, analcíticos, olivina-nefelinitos e monchiquitos, como produto tardia de cristalização microlítica na mesostasis.

Com exceção dos ankaratritos e analcita-ankaratritos, todos os restantes tipos de rochas de Trindade podem conter cristais não microlíticos de biotita e/ou hornblenda, às vezes de dimensões apreciáveis; têm como característica comum o fato de se mostrarem reabsorvidos em escala variável, frequentemente total, transformados em magnetita, biotita e augita. Em muitas rochas seu caráter xenocristalino acha-se claramente expresso, pois que se os vêem em vias de se libertarem dos xenólitos perkiníticos. Num nefelinito da zona dos diques múltiplos das proximidades da ponta da Crista de Galo, a rocha da ilha em que melhor equilíbrio se manifesta entre o líquido de que originou e os cristais de anfibólio, mesmo nela a hornblenda dos xenólitos, uma variedade algo esverdeada, reagiu com o líquido, desenvolveu magnetita mas continuou a crescer com características óticas um pouco diversas, sobretudo cor castanha mais acentuada, mesma variedade da que cresceu na própria lava, durante sua intrusão.

Chama atenção não terem sido, geralmente, dispersados os produtos de reabsorção da biotita e hornblenda, que constituem auréolas bem conformadas relativamente aos cristais originais.

Os fatos apontados mostram que os xenocristais de biotita e hornblenda formaram-se em líquido em que as condições físico-químicas eram diversas das que imperavam por ocasião da intrusão do magma que os arrastou, quando foram reabsorvidos para se transformarem nas fases então em equilíbrio com o líquido.

Piroxênios

Os piroxênios das rochas básicas são variedades de augitas basálticas, passando a soda-augitas e titanaugitas.

Já nas rochas fonolíticas os piroxênios são em maior parte, variedades verdes de soda-augita. Observa-se a seguinte sequência de cristalização:

augita basáltica → soda-augita → aegirinaugita → aegirina
 ↙ ↘
 titanaugita titanaugita sódica

Nos fonólitos a soda-augita começou a cristalizar-se cedo, formando microfenocristais que às vezes se incluem nos feldspatos e nefelina, mas o maior volume do mineral precipitou-se na matriz.

O diagrama da Fig. 3 mostra a sucessão de termos dessa série, de acordo com a variação de suas propriedades óticas.

Peridotos

A crisólita foi o primeiro silicato essencial a se cristalizar. Em lapilli hipocristalinas de tabbuschito ocorre como microfenocristais perfeitamente automorfos e não corroídos, ao lado de outros, de augita basáltica, tudo incluído em vidro de cor castanha avermelhada em que se observam esqueletos microlíticos de ambos os minerais, não tendo existido relações de reação entre eles, por ocasião da expulsão da lava. Aliás, mesmo nos tabbuschitos holocristalinos dos diques da praia da Cachoeira e derrames da ponta

do Valado, os abundantes cristais de crisólita, embora frequentemente corroídos, não apresentam auréolas de reação deuterítica, salvo aquelas em que se desenvolveram antigorita ou outros minerais cloríticos. Além disso, a crisólita nessas rochas cristalizou-se também na matriz, juntamente com piroxênio, mostrando a inexistência das referidas relações.

Já nos ankaratritos e analcita-ankaratritos os microfenocristais de crisólita acham-se envoltos por auréolas de reação constituídas de magnetita, biotita e a mesma variedade de augita basáltica da matriz microlítica que os inclui. Parece que nessas rochas a olivina se achava em equilíbrio com o líquido, por ocasião da efusão das lavas, quando já nelas crescia o piroxênio, pois a biotita das citadas auréolas se estende, poikiliticamente, à matriz microlítica piroxênica, mostrando que a reabsorção se processou tardiamente.

A ausência de relações de reação entre olivina e piroxênio nos estádios não tardios da cristalização da lava é um fato marcante, em Trindade, por estar em contradição com o desenvolvimento da série descontínua de reação, de Bowen. Não é, aliás, excepcional, em províncias alcalinas das ilhas oceânicas.

Acessórios

Embora a cristalização da magnetita tenha se iniciado cedo, nas rochas básicas da ilha, pois que se inclui em fenocristais de piroxênio, e mesmo de crisólita, em maior parte se processou acompanhando a augita, como compo-

nente microlítico da mesostasis, pelo que só muito raramente forma microfenocristais. Apatita e titanita, como microfenocristais, já se apresentavam nessas lavas por ocasião da efusão. Aliás, temos razões para considerá-los, pelo menos em parte, como xenocristais, libertados de xenólitos perkiníticos. É muito especialmente o caso dos relativamente grandes cristais de apatita, repletos de inclusões arrumadas segundo o eixo do prisma, que são um característico de quase todas as rochas da sequência Desejado.

*

TABRJA IV

Classificação mineralógica das eruptivas de Trindade

Índice de cor	Com feldspatos		Sem feldspatos	
	Feldspatos alcalinos	Plagioclásios	Com olivina	Sem olivina
0 a 30	Kali-gaudeitos Tinguaítos Fonólitos Analcita-fonólitos Noseana-fonólitos	-	-	-
30 a 60	Grazinitos	-	Olivina-nefelinitos	Nefelinitos Analcitos
60 a 90	-	Analcita-basaltos	Monchiquitos Ankeratrilitos Analcita-ankeratrilitos Tambuschitos Olivina-analcititos	-

IV - PETROGRAFIA

No presente capítulo são descritas as características petrográficas das eruptivas da ilha, bem como, de modo breve, os principais tipos de piroclastos. Atenção especial foi dada ao estudo de xenólitos e ejetólitos. As descrições petrográficas, que se baseiam numa coleção de pouco mais de 300 preparações delgadas, são acompanhadas de análises químicas (*) originais de quase todos os tipos de rochas reconhecidas in situ, e de alguns xenólitos, figuradas em tabelas, ao lado de outras, colhidas na literatura especializada, de rochas comparáveis. A granulação excessivamente fina, da maioria das eruptivas da ilha, só permitiu execução de umas poucas determinações modais, o que foi feito servindo-nos de uma platina integradora de seis parafusos, de fabricação E. Leitz.

São conhecidas as dificuldades que se apresentam à classificação das rochas alcalinas, particularmente das vulcânicas. Todas as eruptivas de Trindade possuem feldspatóides que frequentemente se mostram zeolitizados, processo

(*) As análises químicas foram realizadas nos laboratórios do Instituto Geográfico e Geológico de S. Paulo (I.G.G.), sob a responsabilidade do Eng. químico Benedito Alves Ferreira e no Laboratório da Produção Mineral, do Departamento Nacional da Produção Mineral (L.P.M.), executadas pelas tecnologistas químicas Aida Espinola, Gloria Berenice C. T.C. Bragão da Silva, Maria Lucia Miranda e Lemos, e Ludmila Vockak.

que também atingiu a matriz vítrea original, com a qual por isso se confundem. As características petroquímicas da série, em que a um grau de extrema alcalinidade sódica se associa elevada subsaturação em sílica, acarretam a existência de tipos petrográficos particulares, ricos em feldspatóides e isentos de plagioclásios, difíceis de serem enquadrados nas classificações correntes. Os fonólitos, as eruptivas mais abundantes da ilha, têm somente cerca de 50% em SiO_2 , porém valores de $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ que se elevam a proximidades de 17%. Disso resultam serem muito ricos em feldspatóides e analcita. Este último mineral desempenha importante papel em toda a série, sendo presente na maioria de suas rochas, como constituinte essencial e magmático, acarretando a existência de tipos raros de rochas, os analcinitos, olivina-analcinitos, analcita-basanitos, analcita-fonólitos, analcita-ankaratritos, etc.

Os ankaratritos da formação Morro Vermelho pertencem a um tipo particular, aqui pela primeira vez descrito, em que analcita magmática, cristalizada antes da nefelina, é um componente essencial. Os grazinitos, designação ora proposta, são rochas química e mineralogicamente intermediárias entre os fonólitos mais básicos da ilha e seus nefelinitos. São como que fonólitos mesocráticos, ricos em nefelina e analcita.

Na classificação das rochas servimo-nos, sobretudo, das obras de A. Johannsen (1938 e 1939) e W.E. Tröger (1935), mas sem distinguirmos os tipos propriamente efusivos dos intrusivos sob forma de diques, necks, etc. Tratando-se de rochas do alto de um edifício vulcânico, tal distinção pa

rece-nos pouco significativa.

COMPLEXO DE TRINDADE

Fonólitos

Entre a grande quantidade de rochas fonolíticas do Complexo de Trindade existem tipos diversos, que se não distinguem unicamente pelas características texturais e estruturais mas ainda por variações importantes na porcentagem relativa dos minerais constituintes essenciais, pelo que nos pareceu conveniente considerar três grupos principais de tais rochas no Complexo: fonólitos do tipo geral (nefelina-fonólitos sensu stricto), noseana-fonólitos e tinguaítos. O tipo geral tampouco é uniforme, pois inclui rochas desde muito porfíricas, às quais, por serem intrusivas, caberia a designação de fonólito-pórfiros (fotomicro.1), e outras micrófíricas (fotomicro. 2) ou de todo não porfíricas.

Os fonólitos sensu stricto distinguem-se entre si sobretudo pela quantidade e tamanho dos fenocristais, sem que essas características estejam claramente relacionadas com o hábito da rocha, embora quase todos os necks apresentem tipos acentuadamente porfíricos. Os fenocristais são de feldspato alcalino, podendo também constituir-se de nefelina e noseana. São todas essas rochas fortemente carregadas de piroxênio, podendo associar-se-lhe quantidade diminuta de hornblenda e biotita. Têm, como consequência, cor cinza médio (N5 ou N6) a cinza esverdeado (5GY6/1 a 5G6/1). Os maiores cristais de feldspato alcançam alguns centímetros de comprimento, sendo bem menores os de nefelina. Os fenoc-

cristais de silicatos ferromagnesianos, bem como os de noseana e titanita, normalmente não têm mais que 2 mm de maior dimensão.

O exame microscópico dessas rochas permite verificar serem tôdas holocristalinas, com textura porfírica não hiatal, com abundantes microfenocristais, não raramente reunidos em agregados glomeroporfíricos. Há diversidades texturais a distinguir na matriz: quando muito feldspática, o caso mais frequente, é traquitóide, ou claramente traquítica; contendo muita nefelina a matriz, tal mineral se individualiza em pequeninos prismas curtos, de seções típicas, que se arrumam na mesostasis traquitóide, ou a nefelina compõe, com o feldspato, estrutura sacaróide onde os prismas de soda-augita se espalham sem arranjo orientado, em parte incluídos nos minerais claros. A textura adquire, então, caráter tinguaitico (fotomicro.3.)

Os feldspatos alcalinos dos fonólitos do Complexo de Trindade são variedades de sanidina-anortoclásio criptopertitas, que se apresentam entre os fenocristais e como componentes da matriz microlítica. Têm hábito prismático, alongado paralelamente a c e mais ou menos achatado segundo (010). Exibem geminação Carlsbad e, raramente, Baveno. Os componentes da matriz frequentemente não são geminados. Os fenocristais são perfeitamente automorfos ou têm contornos arredondados por corrosão magmática, quando não fragmentários. Não é raro se mostrarem zonados, com crescimento, para a periferia, dos valores da refração, birrefringência e ângulo X/a . Relações inversas,

todavia, foram excepcionalmente assinaladas. O ângulo $2V$ geralmente diminui para a periferia, com o zonamento, mas relações inversas são numerosas. Seus valores mais frequentes acham-se entre 50° e 31° . Note-se ter-se processado o crescimento zonal mesmo após haver sido o cristal corroído ou fraturado. Observamos, mesmo, cristal que em tais condições, cresceu para o interior da matriz microlítica, englobando-a poikiliticamente. Podem os feldspatos conter inclusões de todos os minerais que o precederam na cristalização, inclusive nefelina, sendo particularmente frequentes as de soda-augita e, nos fenocristais, de mineral do grupo da sodalita.

A alteração mais comumente notada é zeolitização com transformação em natróлита e analcita, sobretudo observada na matriz. Os micrólitos são da mesma variedade de feldspato que a dos fenocristais, com idêntica orientação ótica, porém o ângulo $2V_X$ raramente excede o valor de 30° .

Não foram vistos anortoclásio e plagioclásios nas rochas fonolíticas da ilha.

Ocorre nefelina constituindo fenocristais na maioria dos fonólitos do Complexo, não raro em número mais e levado que os de feldspato, como num fonólito-pórfiro da zona da Crista de Galo, que possui cerca de 50% de fenocristais com diâmetro superior a 0,5 mm, dos quais $2/3$ são de nefelina e $1/3$ de sanidina.

Componente sempre presente na matriz, onde sua existência pode geralmente ser comprovada sem dificuldade, nela se apresenta a nefelina em pequeninos prismas de seções

típicas ou ainda sob forma granular xenomorfa ou como preenchimento poikilitico. E' comum ter-se aí transformado em zeólitos fibrosos e lamelares ou ainda em analcita, fenômeno que atinge igualmente os fenocristais, que então se mostram como agregados de natrólita e escolecita, ou massas de liebnerita. Associam-se aos zeólitos, calcita e calcedônia. Os fenocristais são automorfos, mas frequentemente fragmentários. Contêm poucas inclusões dos demais componentes da rocha, salvo feldspatos.

Um mineral do grupo da sodalita que identificamos como noseana, acha-se universalmente presente nos fonólitos do Complexo, constituindo microfenocristais. Sua presença foi, em verdade, assinalada em tôdas as 62 lâminas de fonólitos estudadas da ilha. Em quantidade, pode ser tão abundante que distinguimos um tipo particular de noseana-fonólito, mas outras vêzes só uns poucos e pequeninos cristais são percebidos numa seção delgada. Não é tão frequente sua presença como componente da matriz, onde, aliás, passa facilmente despercebido, por ter sofrido zeolitização, que também atinge outros silicatos da mesostasis. Constituem microfenocristais dodecaédricos, com seções hexagonais regulares ou contornos arredondados por corrosão, reunindo-se, às vêzes, vários cristais em massa irregular. Embora possam apresentar-se límpidos, hialinos e sempre incolores, seus cristais são geralmente cheios de inclusões granulares e lamelares de magnetita e hematita, dispostas irregularmente ou em duas ou três séries de planos cristalinos. Hidratando-se, tais inclusões imprimem côr castanha ao mineral, então quase sempre transformado em massa zeolítica fibrosa em que se re-

conhece natrólita e, às vezes, thomsonita como principais constituintes. Raramente existe carbonato nessa trama. São comuns inclusões de titanita, apatita e soda-augita, além dos óxidos férricos já acima citados.

Clinopirroxênios, geralmente verdes, são constituintes essenciais de todos os fonólitos da ilha, sendo os mais abundantes, e frequentemente os únicos silicatos ferromagnesianos dos fonólitos do Complexo. Constituem microfenocristais e pequeninos prismas na mesostasis, onde também se apresentam como micrólitos. Raramente se percebe, à vista desarmada, um cristal de piroxênio nessas rochas, pois que seus prismas não têm mais que 2 mm de comprimento. Os microfenocristais apresentam-se inalterados, como prismas curtos, achatados segundo (100), que também é o plano de geminação. Como inclusões possuem sobretudo titanita, apatita, magnetita e, às vezes, biotita ou hornblenda, quando se formaram a partir destes silicatos.

As características óticas permitem reconhecer-se existência de aegirinaugita entre os micrólitos e pequeninos prismas da mesostasis, só excepcionalmente formando mantos nos microfenocristais. Caracterizam este mineral valores de Z/Y compreendidos entre 70° e 80° e pleocroísmo X (verde) $> Y$ (verde pálido) $> Z$ (verde amarelado), não sendo possível obtenção de outros dados óticos devido às suas diminutas dimensões.

Os microfenocristais, e parecemos que a maioria dos pequeninos cristais da matriz desses fonólitos, constituem-se de duas variedades de augita: uma pardacenta, às vezes algo violácea, pouco ou nada pleocróica; outra verde.

A última costuma envolver a primeira, mas relação inversa também foi observada, com distribuição, em manchas irregulares, do piroxênio verde.

A variedade verde de augita tem pleocroísmo, com absorção segundo X (verde garrafa a verde amarelado) $> Z$ (verde pálido a verde garrafa amarelado) $> Y$ (amarelo a amarelo pardacento). Em poucas rochas observamos tom algo violáceo na cor verde segundo X , parecendo indicar variedade ~~titanífera~~ (titanaugita sódica). Na augita verde os valores de Z/c crescem desde cerca de 54° , no núcleo do cristal, a 61° em sua periferia, ao mesmo tempo que a birrefringência aumenta, continuamente ou em nítidas zonas, de 0,030 a 0,033. Os valores numéricos mais altos correspondem a tons verdes mais acentuados, que são os geralmente encontrados entre os componentes mais finos da mesostasis. Medidas do ângulo $2V_Z$ indicaram valores entre 62° e 77° , mais frequentes acima de 73° e nitidamente crescentes com a intensidade da cor verde. Identificamos o mineral como soda-augita.

A variedade pardacenta de augita tem valores numéricos mais baixos que os observados na anterior. Sua birrefringência é cerca de 0,029 a 0,030, caindo Z/c no núcleo dos cristais, até a 50° . Medidas de $2V_Z$ na platina universal acusaram valores de 62° a 64° . Identificamos o mineral como soda-augita, em transição para augita basáltica.

Não foram vistos, nos fonólitos de Trindade, variedades de clinopiroxênio correspondentes à aegirina, acmita ou outras.

Microfenocristais de anfibólio, alcançando com primário máximo, observado, de 2,5 mm, existem na maioria dos

fonólitos do Complexo, embora sem nunca ser mineral abundante, não participando da matriz. Faltam inteiramente no neck do pico das Tartarugas, num grande dique da praia do Príncipe e numa ou noutra ocorrência além dessas.

Os anfibólios de tais rochas são longos prismas de hornblenda que sempre se apresentam reabsorvidos periféricamente, transformados em soda-augita verde e magnetita, frequentemente só restando fantasmas do primitivo silicato. É a hornblenda uma variedade de cor castanha mais ou menos avermelhada, com intenso pleocroísmo e absorção segundo X (amarelo pardacento) $< Y \sim Z$ (castanho avermelhado escuro ou castanho esverdeado). A absorção segundo Y e Z, nas seções delgadas, pode ser quase total. A birrefringência é elevada, da ordem de 0,030, sendo $Z/\xi = 11^\circ$, compreendendo-se $2V$ entre 62° e 81° , os mais altos valores correspondendo às variedades com tonalidade avermelhada, quando também a birrefringência cresce. Sua refringência N_Y pouco oscila em volta de 1,700.

Biotita apresenta-se em muitos desses fonólitos, embora com menos frequência que hornblenda; é uma variedade de cor castanha avermelhada (titanobiotita ?), que se não distingue da dos nefelinitos. Seu pleocroísmo corresponde a X (amarelo dourado) $< Y \sim Z$ (castanho avermelhado bem escuro). Está sempre reabsorvida periféricamente, transformada nos componentes fêmicos da matriz. Seus fantasmas confundem-se com os da hornblenda. Ocorre como microfenocristais, e ainda como inclusões em outros minerais.

Titanita é sempre presente nessas rochas, surgindo como diminutos grãos na mesostasis ou pequeninos fe-

necristais prismáticos, automorfos, alongados segundo c , atingindo 2,5 mm de comprimento. São frequentemente geminados segundo o plano (100). São incolores ou coloridos de rosa ou amarelado, quando podem ser levemente pleocróicos.

Apatita é outro constituinte acessório sempre presente nos fonólitos, porém em diminutas quantidades, embora às vezes seus cristais alcancem 2,4 mm de comprimento. É incolor, hialina, ou obscurecida por numerosas inclusões pulverulentas, sobretudo dispostas em sua periferia.

Magnetita titanífera, localmente leucoxenizada às bordas, pode ser um acessório muito escasso, mas é frequente como produto de transformação da hornblenda e da biotita.

Entre os produtos secundários de origem deutérica notam-se sobretudo óxidos férricos, calcita e zeólitos, principalmente natróлита, esolecita e thomsonita.

A fina granulação da matriz dos fonólitos não permite determinar-se a porcentagem de seus minerais. Uma análise parcial, de fonólito porfírico do morro das Tartarugas, forneceu o seguinte resultado:

Matriz microlítica	79
Nefelina	9
Noseana zeolitizada	7
Sanidina	5
Titanita, augita	X

Na Tabela V acham-se representadas, ao lado de duas análises de fonólitos do Complexo de Trindade (colunas 1 e 2), médias de análises de rochas congêneres de ou-

TABELA V

	1	2	3	4 (*)	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	51,00	50,6	51,00	51,16	54,04	53,67	54,21	55,47	59,88	56,90
TiO ₂	0,30	0,88	0,50	0,49	0,93	0,61	0,90	1,34	0,82	0,59
Al ₂ O ₃	20,25	21,3	19,41	21,53	21,61	20,65	20,01	19,00	17,65	20,17
Fe ₂ O ₃	2,26	2,94	2,97	2,64	2,25	2,62	2,25	3,22	2,48	2,26
FeO	2,58	1,39	1,53	1,86	0,75	1,88	1,58	2,22	2,84	1,85
MnO	0,15	0,14	0,15	0,07	0,17	0,22	0,24	0,24	0,16	0,19
MgO	0,80	1,56	1,44	0,68	1,01	0,47	0,83	1,68	0,70	0,58
CaO	2,12	3,08	3,40	1,92	1,80	3,02	2,76	3,71	1,90	1,88
Na ₂ O	13,00	9,17	8,00	10,53	8,61	9,18	9,70	7,80	7,45	8,72
K ₂ O	5,00	7,95	5,26	5,69	5,15	6,00	5,53	4,87	4,90	5,43
H ₂ O+	0,89	1,31	1,82	1,72	3,32	1,55	1,95	-	0,82	0,96
H ₂ O-	0,55	0,04	2,30	0,45	-	-	-	-	-	-
P ₂ O ₅	0,18	0,21	0,22	0,05	0,36	0,13	0,24	0,45	0,40	0,17
P.F. (**)	1,00	-	1,98	-	-	-	-	-	-	-
T O T A L	100,08	100,57	100,03	98,79	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	99,69

1 - Noseana-fonólito. Grande dique transversal à praia dos Cabritos. Ilha da Trindade. Análise I.G.G. nº 10.718.

2 - Fonólito. Pico Pontudo, ilha da Trindade. Análise L.P.M. nº 17.556.

3 - Tinguaíto. Proximidades da ponta da Crista de Galo. Ilha da Trindade. Análise I.G.G. nº 10.720.

4 - Hauyana-fonólito. Ilha Brava, Cabo Verde. H.W. Herdsman, analista.G.M. Part, 1950, pag. 42.

5 - Média de 5 fonólitos. Ilha Fernando de Noronha. F.F.M. Almeida, 1955.

6 - Média de 7 fonólitos. Arquipélago de Cabo Verde. J.B. Bebiano, 1932. H. Krumm, 1936. G.M. Part, 1950.

7 - Média de 4 fonólitos. Ilha do Príncipe. J.M. Cotelto Neiva, 1954, pag. 325.

8 - Média de 2 fonólitos. Ilha de Tahiti. A. Lacroix, 1927, pag. 16.

9 - Média de 5 fonólitos. Ilha de Santa Helena. R.A. Daly, 1927, pag. 68.

10 - Média de 47 fonólitos. S.R. Nockolds, 1954, pag. 1024. Tem 0,23 de Cl e 0,13 de SO₃.

(*) Contém Cl: 0,34; SO₃: 1,14.

(**) Carbonatos, sobretudo no mineral do grupo da sodalita.

tras séries vulcânicas oceânicas, bem como a média, calculada por S.R. Nockolds, de 47 análises de fonólitos. Verifica-se serem as duas rochas de Trindade particularmente pobres em sílica e ricas em álcalis, mesmo confrontadas com as de outras séries hiperalcalinas do Atlântico e Pacífico. Essa característica química, que se estende à maioria dos tipos de rochas da ilha, bem se reflete na elevada quantidade de feldspatóides nos fonólitos de Trindade.

Noseana-fonólito

Se bem que um mineral do grupo da sodalita seja constituinte sempre presente nos fonólitos do Complexo de Trindade, em alguns sua abundância é tal que justifica aplicar-se-lhes a designação de noseana-fonólitos. A principal ocorrência desse tipo de rocha é a que constitui pequeno ... plug na costa escarpada próxima à praia do Príncipe, rocha que chama atenção pela grande quantidade de xenólitos negros que possui, imprimindo-lhe, em certos locais, caráter de verdadeira brecha eruptiva. Nesse corpo há uma zona interna, de rocha mais clara, de cor verde, pobre em xenólitos, com textura macroporfírica em que se destacam cristais de sanidina com até 2 cm de comprimento. Estes fenocristais não existem na fácies brechóide marginal, em que a rocha é mais escura, embora o microscópio não denuncie diferenças sensíveis, outras que o desaparecimento dos fenocristais de feldspato potássico.

Ao exame microscópico o noseana-fonólito acima referido chama atenção pela grande quantidade de microfeno-cristais de noseana, que se apresentam isolados ou reunidos

em grupos de dois ou mais. Associam-se-lhes, em menor quantidade, microfenocristais de soda-augita, nefelina, titanita e excepcionalmente, biotita e hornblenda, além de sanidina nas fácies internas da intrusiva. As características óticas desses minerais são as mesmas já descritas para os fonólitos do Complexo. A matriz é um fino feltro constituído por sanidina, nefelina, aegirinaugita, noseana, titanita e apatita, citados na ordem de abundância. A nefelina localmente pode constituir preenchimento poikilitico dessa matriz, sendo um mineral muito abundante na rocha. A disposição, não orientada, dos prismas de piroxênio na matriz e sua natureza xenomórfica-granular lembram uma textura tinguaitica.

Nas amostras coletadas existe muita calcita e matéria zeolítica, tornando desaconselhável análise química. A composição da fácies marginal, afanítica, indica 16% de noseana, apresentando-se como microfenocristais e diminutos componentes da matriz, que é excessivamente fina para permitir determinações modais.

Próximo à ponta do Príncipe, colhemos entre os grandes blocos, aparentemente caídos do pico Branco, amostras de uma variedade mais clara de noseana-fonólito. Possui grandes fenocristais de sanidina e nefelina. A matriz apresenta estrutura fluidal acentuada e tem menor quantidade de piroxênio que as rochas antes descritas, mas muita nefelina automorfa.

Outra ocorrência de noseana-fonólito acha-se representada por belo dique, com 15 a 20 m de espessura, que das vizinhanças da praia dos Cabritos pode ser acompanhado nuns 800 m para sul, elevando-se nas altas escarpas sobre as

quais vai terminar o planalto axial. A rocha, de cor esverdeada, é porfírica, contendo cristais milimétricos de feldspato alcalino, em certos locais arrumados em estrutura fluidal. O microscópio revela existirem muito numerosos microfenocristais de um mineral do grupo da sodalita completamente zeolitizado, ou carbonatado, alcançando 2 mm de diâmetro, além de uns poucos cristais de biotita periféricamente reabsorvida, com tons de pleocroísmo castanho escuro e amarelo ouro. Não há microfenocristais de nefelina ou piroxênio. Na matriz, de fina e uniforme granulação, reúnem-se micrólitos de sanidina, nefelina, aegirinaugita e um mineral sodalítico, além de uns poucos e pequeninos cristais de titanita e apatita. A nefelina é claramente reconhecível por seus contornos característicos, apesar de suas diminutas dimensões, não maiores que 0,15 mm. Acha-se inalterada, periféricamente penetrada por agulhas microlíticas de aegirinaugita, sendo, na matriz, muito mais abundante que o feldspato. Esta rocha foi quimicamente analisada, o resultado achando-se figurado na coluna 1 da Tabela V. Observe-se a quantidade excepcionalmente alta de Na_2O nessa rocha.

No costão sul da ilha, à margem direita e próximo à foz do córrego da Cachoeira, existe um dique de rocha porfírica verde que se dirige para norte, ocultando-se nos depósitos de talude. O exame microscópico mostrou tratar-se de rocha idêntica à anterior, porém de granulação bem mais grosseira e possuindo fenocristais milimétricos de nefelina, ao lado dos de feldspato alcalino.

Tinguaítos

Existem em Trindade rochas intrusivas cujas características mineralógicas e texturais as fazem corresponder aos tinguaítos. Seus minerais são os mesmos dos fonólitos da ilha, pelo que nos dispensamos de descrevê-los com detalhe. Duas de suas ocorrências chamam atenção: uma, apresenta-se à beira-mar, próximo à ponta da Crista de Galo, no extremo noroeste da ilha, onde, ou constitui grande dique, paralelo à escarpa marinha, ou é resto de erosão de um corpo maior, destruído pelo mar; outra, foi verificada sob forma de um dique que atravessa os tufo próximo à foz do córrego da Cachoeira, na costa sul da ilha.

A rocha da primeira ocorrência tem cor cinza esverdeada, deixando perceber, à vista desarmada, abundantes fenocristais de feldspato e nefelina com 2 a 3 mm de comprimento, incluídos em matriz afanítica. O microscópio revela a existência de microfenocristais de soda-augita verde e pardacenta, titanita e um mineral, que se mostra todo zeolitizado, do grupo da sodalita. Grãos de magnetita claramente provêm da reabsorção de hornblenda castanha, cujos restos também se apresentam como microfenocristais. A mesostasis em que se incluem esses minerais é um fino mosaico xenomórfico-granular constituído sobretudo por ripas de sanidina (plano dos eixos óticos normal a (010) e 2V muito pequeno), nefelina e soda-augita, associando-se-lhes grãos e pequeninos prismas de titanita e apatita. O piroxênio, em agulhas e longos prismas de cor verde (2V entre 68° e 70°) com menos de 0,15 mm de comprimento, em parte se inclui nos silicatos claros,

mas sobretudo entre êles se dispõe, constituindo trama sem orientações preferenciais, salvo nas vizinhanças dos maiores fenocristais, onde a mesostasis assume caráter traquitóide (fotomicro.3). A rocha foi quimicamente analisada, achando-se o resultado figurado na coluna 3 da Tabela V. Verifica-se não haver diferença essencial entre a composição dêsse tinguaíto e os fonólitos da ilha. Aliás, distinguem-se tais rochas unicamente pela textura, uma vêz que os fonólitos do Complexo são também intrusivos. Composição modal parcial, pois ^{mais} que o não permite a fina textura da rocha quimicamente analisada, é a seguinte:

Matriz tinguaítica	73
Fenocristais de:	
Nefelina	9
Soda-augita	8
Sanidina	5
Noseana alterada	1,5
Magnetita, titanita, apatita	0,5
Amígdalas com zeólitos	3

O tinguaíto da costa da enseada da Cachoeira é em tudo comparável ao acima descrito.

Kali-gauteítos

Próximo à extremidade norte da praia dos Cabritos, no caminho para a ponta da Crista de Galo, ocorre espesso dique de rocha cinzenta, com característica cor creme claro de meteoração, que bem a distingue dos numerosos diques fonolíticos existentes nessa zona da ilha. E', além

disso, uma rocha muito vesiculada, com cavidades até do tamanho de uma amêndoa, atapetadas com diminutos cristais incolores de analcita. Manifesta acentuada estrutura fluidal, com disposição subparalela de minerais tabulares e prismáticos e alongamento das vesículas. Seu caráter porfírico bem se destaca com a presença de fenocristais subcentimétricos, de feldspato e hornblenda. Em juntas longitudinais nêle penetrou um dos mais típicos diques de monchiquito da ilha.

O exame microscópico dessa rocha mostrou-nos tratar-se de um kali-gauteito, rocha que descrevemos de Fernando de Noronha. É quase holocristalino, mas possui muito pequena quantidade de matéria aparentemente amorfa, em maior parte desvitrificada. Os fenocristais visíveis são de feldspato alcalino e hornblenda, porém existe grande quantidade de microfenocristais de soda-augita, além de alguns de mineral sodalítico, biotita, titanita, magnetita e apatita. Na mesostasis, a esses minerais, com exceção de biotita, associam-se numerosos mas muito pequenos cristais de perofskita. Talvez três quartas partes da matriz sejam constituídas de micrólitos de feldspato alcalino (fotomicro. 4).

Os fenocristais de feldspato atingem quase um centímetro de altura. São prismas alongados, zonados, geminados de acordo com as leis de Carlsbad e Baveno, esta raramente se apresentando. Têm contornos arredondados por corrosão magmática ou são fraturados, em ambos os casos mostrando-se envolvidos com delgado manto mais refringente. O plano dos eixos óticos nesses fenocristais é normal a (010). O ângulo $2V_x$ é de cerca de 45° no núcleo dos cristais, porém cai a menos de 30° no manto, que se vê estendendo-se à meso-

tasis, para constituir enchimento ~~poli~~lítico. Identificamos como sanidina-anortoclásio criptopertitas, os mesmos feldspatos alcalinos das rochas fonolíticas da ilha. Os micrólitos da mesostasis são muito pequenos para que possam ser devidamente examinados, mas por terem o plano dos eixos óticos normal a (010) e pequeno $2V$, pensamos serem constituídos do mesmo mineral dos fenocristais. Têm, igualmente, forma tabular, alongada segundo c ; raramente se os vê geminados.

Os únicos componentes silicatado claros, além dos feldspatos, apresentam-se como pseudomorfos pardacentos em que se reconhecem formas dodecaédricas de cristais do grupo da sodalita. A substância que os constitui é em parte isotrópica, concrecionada e manchada, cheia de inclusões corpusculares, mas em parte mostra-se como agregado lamelar criotocrystalino de refringência sensivelmente superior à do balsamo, birrefringência variável, com máximo valor de 0,014. Tem extinção oblíqua. Supomos tratar-se de gibbsita, produto de transformação de um mineral do grupo da sodalita. Não se vê quaisquer indícios de existência, presente ou pretérita, de nefelina. Se alguma existiu, sua quantidade foi certamente insignificante, de qualquer maneira excluindo a rocha do grupo dos fonólitos.

A quantidade de hornblenda, verificada nessa rocha, como fenocristais e componentes microlíticos, não encontra paralelo em qualquer outra rocha da ilha, pois equivale à de piroxênios. Trata-se da mesma variedade de titano-hornblenda reconhecida em outras rochas da área, caracterizada por acentuado pleocroísmo, com X (amarelo dourado) $< Y \sim Z$.

(castanho escuro). Os fenocristais frequentemente possuem núcleo verde, com X (amarelo esverdeado pálido) $< Y \sim Z$ (verde-castanho escuro). A variedade parda tem $Z/c = 11^\circ$, valor que é menor em cerca de 2° , para o núcleo verde. A birrefringência de ambas as variedades é praticamente a mesma, cerca de 0,032, mas a refração da verde é sensivelmente maior que a da castanha, para a qual determinamos $N_Y = 1,702$. Valores de $2V_X$ oscilam entre 60° e 76° para a variedade verde e 70° e 82° para a castanha.

Os fenocristais de anfibólio apresentam-se como prismas longos, com contornos arredondados por corrosão magmática mas sem a característica posira de reabsorção de magnetita, que todavia pode apresentar-se associada ao núcleo verde. Parece não haver diferença sensível de composição entre os micrólitos e a variedade castanha dos fenocristais.

O piroxênio desses kali-gaudeitos representa-se por variedades de soda-augita idênticas às encontradas nos nefelinitos e grazinitos. Os fenocristais são prismas de cor verde, com manto pardo violáceo claro. O núcleo verde é bem pleocróico, com X (verde garrafa) $> Y$ (verde amarelado) $> Z$ (verde amarelado pálido). Tem $Z/c = 62^\circ$, $2V_Z = 74^\circ$ e birrefringência de 0,033. O manto, violáceo, manifesta só muito leve pleocroísmo. Sua birrefringência não ultrapassa 0,030, sendo sua refração algo menor que a da outra variedade, e bem assim Z/c , ângulo para o qual determinamos valor de 58° . Medimos $2V_Z$ nesse manto, encontrando 68° . Os valores acima permitem classificar ambas as variedades do piroxênio como soda-augitas, possivelmente ti-

tanífera a violácea. Os micrólitos da mesostasis são variedades pardo-violáceas idênticas à acima caracterizada.

A quantidade de biotita na rocha é insignificante. O mineral mostra-se como diminutos microfenocristais corroídos e reabsorvidos, com cor castanha típica da titanobiotita, e amarela dourada para luz vibrando normalmente a (001). Os demais acessórios dispensam maior referência; entre eles sobressai em quantidade a magnetita. Pequeninos grãos de perovskita só são reconhecíveis sob fortes aumentos, mas sua quantidade é apreciável.

Entre os micrólitos de feldspato da matriz espalha-se, como material de enchimento, mas em grande parte inclusa nos feldspatos, substância parda, parece que localmente amorfa, mas maiormente criptocristalina, ultramicroscópica e irreconhecível; inclui grande quantidade de cristaltos e micrólitos. Sua refringência é levemente superior à do bálsamo. Temos a impressão de tratar-se de matéria originalmente vítrea, que sofreu desvitrificação parcial. Não há qualquer indício de que seja analcita ou outro cristal isotrópico.

A rocha tem estrutura fluidal, com disposição paralela de seus componentes tabulares e prismáticos, o que lhe imprime acentuado caráter traquítico. Nas vesículas, não vimos outro material que analcita, por sinal que em perfeitos cristais, embora muito pequenos.

A composição química dos kali-gaudeitos da ilha de Trindade é muito próxima da dos procedentes da ilha Fernando de Noronha, como se verifica comparando-se as colunas 1, 2 e 3 da Tabela VI. As rochas de Trindade têm mais

TABELA VI

	1	2	3	4	5
SiO ₂	45,0	46,8	47,52	54,15	48,43
TiO ₂	1,82	2,06	1,91	tr	1,90
Al ₂ O ₃	19,9	19,0	18,68	18,25	18,41
Fe ₂ O ₃	4,06	4,02	4,57	3,62	3,27
FeO	2,61	2,43	2,25	2,09	5,00
MnO	0,20	0,14	0,12	nd	tr
MgO	2,87	2,83	3,77	2,56	1,92
CaO	6,54	6,17	6,00	4,89	6,43
Na ₂ O	3,58	2,84	4,42	4,43	7,77
K ₂ O	6,02	6,26	4,53	6,56	3,16
H ₂ O+	4,56	3,25	3,55	3,69	3,05
H ₂ O-	3,20	3,08	2,35	nd	nd
P ₂ O ₅	0,33	0,28	0,36	0,41	0,47
CO ₂	0,16	1,40	nd	nd	0,41
S	-	-	-	-	0,12
T O T A L	100,8	100,6	100,03	100,65	100,14

- 1 - Kali-gauteito. Escarpa a oeste dos alojamentos. Ilha da Trindade. Análise L.P.M. nº 17.556.
- 2 - Kali-gauteito. Ponta da Crista de Galo, na Ilha da Trindade. Análise L.P.M. nº 17.556.
- 3 - Média de três análises de kali-gauteitos da Ilha Fernando de Noronha. F.F.M. Almeida, 1955.
- 4 - Gauteito. Milhorzen, Mittelgebirge. Bohemia. Pohl, analista. J.E. Hirsch, 1898, pag. 87.
- 5 - Sodalita-gauteito. Barranca del Almendrero amargo, ilha da Madeira. Kltis, analista. C.Gagel, 1912, pag. 415.

potassa e menos soda, refletindo a presença de fenocristais de sanidina, que não existem nas de Fernando de Noronha. Apesar da diferença sensível no teor em sílica, a rocha descrita também muito se aproxima dos gauteitos da Mittelgebirge boêmica, representados na coluna 4, pela análise da rocha tipo, reproduzida da obra de Hibsich. A rocha da ilha da Madeira, química e mineralogicamente muito próxima da nossa, é ainda mais sódica, característica que reflete a abundância de sodalita.

Analcita-basanitos

Pelos menos quatro diques existem em Trindade, de estranha rocha analcítica, aqui descrita como analcita-basanito. São as únicas rochas da ilha que contêm algum plagioclásio. Foram observados no teto de uma caverna na praia do Ems; na falésia, atrás da praia do Príncipe; na zona dos numerosos diques paralelos, entre a praia dos Cabritos e a ponta da Crista de Galo, próximo à extremidade nordeste da ilha e no planalto axial, a NE do Monumento. Nenhum desses diques possui mais que três metros de espessura, mas têm várias dezenas de metros de extensão.

São os analcita-basanitos rochas de cor cinza médio (N4 a N5), mostrando-se afaníticas ou exibindo raros e pequeninos fenocristais de piroxênio. Ao exame microscópico revelaram-se holocristalinas, com textura microfírica em que abundantes microfenocristais de augita e, menos numerosos, de crisólita, espalham-se em matriz em maior parte microlítica em que se observam, citados em ordem decrescente de abundância: augita, analcita, plagioclásio, magnetita, bioti-

ta, apatita e titanita (fotomicro.5).

Na rocha do alto da ilha notam-se pseudomorfos de fenocristais de hornblenda, quase inteiramente constituídos de augita, magnetita, biotita, ilmenita e labradorita. Com exceção desta última rocha, as demais possuem calcita e zeólitos deuteríticos, sobretudo abundantes, na das vizinhanças da ponta nordeste da ilha.

Os fenocristais de piroxênio são de augita basáltica de cor parda bem clara, mas podem apresentar núcleo verde de soda-augita e borda algo violácea, cor esta, também dos pequeninos prismas. São automorfos, às vezes geminados segundo (100). Como inclusões apresentam sobretudo magnetita, por vezes conformando fantasmas, aparentemente originados de hornblenda. O ângulo Z/c cresce de cerca de 49° no núcleo claro do cristal a 57° na borda violácea, valor este último de que mais se aproxima o ângulo de extinção dos pequeninos cristais da matriz; quando verde o núcleo, Z/c cresce a 61° . A birrefringência desse piroxênio é de ordem de 0,029, pouco variando com a cor do mineral. Medidas de $2V_Z$ acusaram valores entre 54° e 49° na augita basáltica, caindo mesmo a 46° , em delgado manto violáceo.

A olivina é escassa nessas rochas. Apresenta-se como cristais automorfos ou com contornos parcial ou totalmente arredondados por corrosão magmática, podendo reunir-se em agrupamentos glomeroporfíricos. Os cristais são incolores, com birrefringência 0,033 e $2V_X$ variando entre 88° e 92° , valores que indicam tratar-se de variedade de crisólita magnesiana, possivelmente cálcica. Salvo no dique do alto da ilha, o peridoto acha-se geralmente transfor-

mado em maior ou menor parte, em carbonatos, substâncias serpentinicas e hidróxido férrico.

Os plagioclásios dos analcita-basanitos são variedades de labradorita próximas da andesina. Ocorrem sob forma de geminados polissintéticos xenomórficos. Participam unicamente da fina matriz microlítica, em tão pequenos cristais que não permitem determinações óticas precisas ou trabalho na platina.

A hornblenda é um acessório escasso, raramente presente nessas rochas, onde se mostra unicamente como microfenocristais. É uma variedade de cor castanha avermelhada, com acentuada birrefringência e $Z/c = 11^\circ$. A biotita, também escassa, mas sempre presente, só ocorre na matriz, sobretudo às bordas dos cristais de magnetita. A rocha do alto da ilha apresenta microfenocristais de titanita.

A ordem de cristalização parece ter sido a seguinte: olivina, augita, biotita, plagioclásio e analcita. Apatita e magnetita, esta em parte secundária, formaram-se durante quase todo o decorrer da cristalização.

A fina granulação da rocha não permite determinação exata de sua composição modal.

Corresponde à rocha do dique do alto da ilha a análise química reproduzida na coluna 5 da Tabela VII. Note-se a perfeita identidade química com as outras rochas ultrabásicas analcíticas da ilha, e o teor em Na_2O , mais elevado que o do olivina-analcitito.

A comparação com rocha congênere de Canárias (coluna 6) bem reflete a diversidade petroquímica das duas séries eruptivas, na maior riqueza em alumina e álcalis e

TABELA VII

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	39,00	40,60	38,80	44,95	39,60	40,60
TiO ₂	2,50	3,30	3,60	3,51	3,00	5,56
Al ₂ O ₃	16,05	17,03	14,53	13,52	15,25	13,46
Fe ₂ O ₃	5,95	4,99	5,88	5,42	6,51	4,89
FeO	5,38	6,03	7,97	5,07	6,75	9,00
MnO	0,15	0,20	0,20	0,15	0,10	0,11
MgO	5,71	5,28	6,44	6,92	6,72	6,30
CaO	9,92	9,80	11,60	9,78	10,72	14,28
Na ₂ O	4,19	5,23	5,42	4,65	6,64	2,49
K ₂ O	1,32	0,71	0,61	1,21	0,54	1,80
H ₂ O	2,75	3,15	2,35	2,80	1,50	1,22
H ₂ O-	3,85	2,85	1,35	-	1,80	0,43
P. F. (*)	1,40	-	-	-	-	-
P ₂ O ₅	0,78	0,67	1,23	0,92	1,05	tr
Cl	0,30	-	-	-	-	0,10
SO ₃	0,04	-	-	-	-	0,05
T O T A L	99,29	99,84	99,98	100,00	100,18	100,29

- 1 - Analcitito. Flanco sudoeste do neck do pico 345.
Ilha da Trindade. Análise I.G.G. nº 10.674.
- 2 - Analcitito. Dique no alto da ilha, diante do pico do Monumento.
Ilha da Trindade. Análise I.G.G. nº 10.637.
- 3 - Olivina-analcitito. Dique na costa da enseada dos Portugueses.
Ilha da Trindade. Análise I.G.G. nº 10.636.
- 4 - Média de 8 olivina-analcititos. S.R. Nockolds, 1954, pag. 1028.
- 5 - Analcita-basanito. Dique no alto da ilha, a nordeste do pico do Monumento.
Ilha da Trindade. Análise I.G.G. nº 10.491.
- 6 - Basanito analcítico. Tirajana, ilha Grã Canária.
F. Raoult, analista. (E. Jérémias, 1933, pag. 241).

(*) P.F. - Sobre tudo CO₂ de carbonatos das amígdalas.

correspondente pobreza em CaO , na rocha de Trindade.

Olivina-analcititos

Ao lado, a sul, do pico 345, numa funda e estreita grota aberta em tufos, deparamos com um dique de rocha negra contendo cristais visíveis de augita, hornblenda e biotita, em matriz afanítica. É esta uma das mais estranhas rochas da ilha, pois que só possui analcita como mineral claro.

Ao exame microscópico apresentou-se-nos uma rocha holocristalina acentuadamente porfírica, em que além dos já citados fenocristais também se reconhecem alguns pequenos, de olivina, todos dispersos em matriz composta por mosaico de cristais de analcita em que se espalham abundantes microcristais de augita, grânulos de magnetita e escassos cristais de biotita e apatita.

O piroxênio é pardacento, pleocróico, zonado, com típica estrutura hourglass, podendo ter núcleo verde e borda algo violácea. É frequentemente geminado segundo (100). Suas características óticas são as seguintes: Z/c varia de 55° no núcleo a 60° na borda pardacenta dos cristais; $2V$ varia entre 62° e 67° no núcleo verde, sendo de 54° ou 55° quando este é pardacento. No manto medimos valores de 50° e 51° . Tais valores indicam ser o piroxênio augita basáltica, passando a titanaugita nas bordas e micrólitos, e a soda-augita no núcleo dos fenocristais.

A biotita tem a cor castanha avermelhada escura da titano-biotita, mas para a luz que vibra segundo X a cor se torna amarela muito pálida. Está parcialmente reab-

sorvida às bordas, transformada em augita, magnetita e ilmenita. Micrólitos escassos de biotita podem ser vistos na matriz, parecendo pertencerem à mesma variedade.

De hornblenda só se nota um ou outro fenocristal, embora atingindo dimensões de alguns milímetros. É uma variedade castanha, com tom levemente esverdeado segundo Z e pequeno ângulo de extinção.

De olivina só vimos dois ou três microfenocristais por lâmina; são de uma variedade incolor de crisólita, límpida ou transformada parcialmente em substâncias serpentinicas.

Certamente o mais notável mineral da matriz é analcita. Constitui glóbulos com até 0,2 mm de diâmetro máximo observado, tão abundantes que geralmente se tocam. São cheios de inclusões, que em seu arranjo frequentemente refletem a forma trapezoédrica dos cristais. À volta das inclusões continua-se, sem descontinuidade aparente, a matéria cristalina isotrópica do mineral, para se estender aos espaços deixados pelos minerais escuros da matriz ou ainda para incluí-los sem que se arranjam de maneira regular.

Pareceu-nos estar a hornblenda nessa rocha representada por xenocristais, em flagrante desequilíbrio com o líquido que a envolveu, pelo que foi parcialmente reabsorvida. Também os fenocristais de biotita passaram por um estágio de desequilíbrio com o líquido, mas nas fases derradeiras da cristalização esse silicato voltou a se precipitar, aparentemente a mesma variedade de biotita dos fenocristais tendo surgido em pequenas quantidades na matriz. A analcita, nesta como em outras rochas em que se cristalizou como

mineral primário, também desempenha papel de mineral deuterítico, pois preenche fraturas e uma ou outra pequenina amígdala. Não existe qualquer traço de feldspato ou feldspatóide na rocha, provavelmente a analcita tendo se cristalizado diretamente do líquido magmático residual e não como produto de substituição deuterítica daqueles minerais.

Infortunadamente a granulação da rocha é muito fina para que se possam obter dados numéricos precisos sobre a porcentagem volumétrica de seus minerais.

Análise química do olivina-analcitito de Trindade está reproduzida na coluna 3 da Tabela VII, ao lado da média de 8 análises de rochas congêneres, citada por S.R. Noldes.

A rocha descrita não tem caráter lamprofírico, sendo inconfundível com os monchiquitos, embora se lhes identifique pelo caráter químico e composição mineralógica. Preferimos designá-la olivina-analcitito, por analogia com os olivina-nefelinitos da ilha e por considerarmos impróprias as designações analcita ou nefelina-basalto, aplicadas a rochas sem feldspatos.

Analcitito

Com o desaparecimento de olivina, ao mesmo tempo que se torna maior a quantidade de analcita, surge uma rocha à qual cabe a designação de analcitito. Tal é a que constitui um dique com pouco mais de um metro de espessura, que se encaixa em tufo bem junto à parede do morro fonolítico. 345. Sua cor é cinza médio (N6), apresentando-se a rocha homogênea, maciça, quase afanítica, pois só possui raros e pe-

quenininos cristais visíveis de piroxênio.

O microscópio desvendou uma rocha holocristalina microfírica em que micrólitos e pequenininos cristais de augita, analcita, biotita, magnetita, apatita e um ou outro prisma de anfíbolio e dodecaedro de um mineral do grupo da sodalita disseminam-se em matriz isotrópica clara, identificada como analcita. O caráter peculiar da textura prende-se à presença de muito numerosos cristais de analcita, constituindo cerca de 15% da rocha, comumente se tocando ou separando por prismóides de augita e lamelas de biotita dispostas tangencialmente em relação aos cristais de analcita. De tal maneira, a matriz lembra seção de uma estrutura esponjosa, semelhante à textura clatrata (H.S. Washington, 1906, pág. 205) das rochas leucíticas da província magmática romana (fotomicro.6). A rocha possui numerosas, porém diminutas amígdalas.

O piroxênio desse analcítico é a mesma variedade de augita basáltica passando a soda-augita, encontrada nas demais rochas básico-alcálicas da ilha. Pode ter núcleo verde, pleocróico, porém sempre predomina a variedade de cor parda bem clara, às vezes levemente arroxeadas, nas bordas não pleocróicas. Manifesta acentuada tendência para desenvolver faces próprias, apresenta geminação típica, é muito zonado e tem estrutura hourglass. Seu ângulo de extinção cai de 58° no núcleo a 49° na borda. Em fenocristais determinamos valores de $2V_2$ entre 51° e 54° , mas que se elevam a 74° (soda-augita) no núcleo verde. Não se notam diferenças sensíveis quanto à natureza dos fenocristais de augita e dos pequenininos cristais e micrólitos da mesostasis.

Os cristais trapezoédricos subautomórficos de analcita, que imprimem caráter distintivo à rocha, ao contrário do que geralmente se observa na província, são quase isentos de inclusões, embora possam contê-las, sobretudo de magnetita; têm dimensões relativamente grandes, que atingem 0,18 mm. Certamente é o mesmo mineral que ocupa, poikiliticamente, os espaços deixados pelos finos componentes escuros da mesostasis. Distinguem-se dos raros cristais de noseana contidos na rocha, não só por suas formas cristalinas como pelas maiores dimensões destes e inclusões oxidadas que tornam amarelos os cristais do feldspatóide.

A biotita forma escassos e diminutos microfenocristais automorfos, mas é constituinte onipresente da mesostasis, onde cresceu após a cristalização da maior parte do piroxênio e magnetita. É sobretudo abundante às bordas deste mineral. Tem cor castanha avermelhada escura (titanobiotita) mas para a luz vibrando na direção X apresenta cor amarela pálida. O anfibólio, muito escasso, é uma titanohornblenda castanha. Magnetita em pequeninos octaedros, e prismas de apatita, são os acessórios comuns.

A amostra examinada possui numerosas mas muito pequenas amígdalas, preenchidas unicamente por natrólita. São, às vezes, contornadas por lamelas de biotita tangencialmente dispostas. Cristais de analcita projetam suas faces para dentro dessas cavidades, para se revestirem com cobertura fibro-radiada de prismas de natrólita e algum carbonato.

É fora de dúvida que a analcita cristalizou-se como componente primário nessa rocha, fazendo-o quando,

já nos derradeiros estádios da cristalização, o líquido ainda era suficientemente fluido para permitir aos pequeninos cristais da matriz arranjar-se tangencialmente à volta dos de analcita. A seguir, esta cristalizou-se ao mesmo líquido, como enchimento poikilítico da mesostasis. Já então pequeninas vesículas se haviam aberto por efervescência dos gases dissolvidos na lava, para serem posteriormente preenchidas pela natrólita.

A análise química de um dos analcitos que afloram em diques nas escarpas atrás da praia dos Portugueses acha-se indicada na columna 1 da Tabela VII.

Outras rochas existem na ilha, que merecem classificação de analcitos, embora diferindo um pouco das acima descritas, para se aproximarem dos augititos (C. Doelter, 1882). Todas pertencem a finos diques, um dos quais assinalado em nossa carta, entre o Monumento e a extremidade ocidental do planalto axial. Outras duas ocorrem no baixo vale do córrego da Cachoeira e numa intrusão em fonólito na extremidade nordeste da ilha, às faldas da falésia. São rochas inteiramente afaníticas, maciças, de cor cinza escura e composição mineralógica muito simples.

Ao exame microscópico apresentam textura microfírica em que pequeninos cristais de augita se espalham em mesostasis microlítica, em maior parte também formada por augita a que se associam abundantes grânulos de magnetita e muito escassos prismas de apatita. A matéria intersticial da mesostasis apresenta-se como escassa base incolor ou de cor pardacenta, obscurecida pela grande quantidade de cristallitos que contém.

A augita basáltica representa, aparentemente, cerca de metade do volume da rocha. Os maiores cristais apresentam zonamento, com estrutura hourglass, variando Z/c de 49° no núcleo a 56° nas bordas onde medimos $2V = 58^\circ$. Sua cor é parda clara, não se observando qualquer pleocroísmo, podendo se mostrar cor verde no núcleo do cristal, quando o ângulo de extinção sobe a 61° . Na rocha das proximidades da ponta da Crista de Galo os microfenocristais de augita reúnem-se em agregados glomeroporfíricos. Os micrólitos da matriz são do mesmo tipo de piroxênio dos microfenocristais. Na rocha do alto da ilha, muito pequena quantidade de hornblenda se vê associada aos micrólitos de augita.

É muito difícil provar a existência de nefelina intersticial nessas rochas. A substância isotrópica parece analcita, tendo mesmo sido identificados pequeninos trapezodros deste mineral, aparentemente primários, na mesostasis da rocha, do córrego da Cachoeira. Diminutas áreas exibindo baixa birrefringência poderão representar zeólitos, sem que se possa excluir a possibilidade de se tratar de nefelina, que a aproximaria dos nefelinitos. A análise química da rocha do alto da ilha acha-se figurada na Tabela VII, juntamente com o analcitito inicialmente descrito. Verifica-se, comparando-as, que não diferem entre si.

A denominação analcitito é aqui aplicada como definida por L.V. Pirson (1896, pág. 690), para uma rocha tendo como constituintes essenciais augita e analcita, não tendo feldspatos ou feldspatóides. Apesar de seu caráter profírico, faltam aos analcititos de Trindade os numerosos fenocristais e a tendência panidiomórfica da textura, que ca

racterizam os lamprófiros. A textura não é seriada, mas toda a gama de variação de tamanho existe entre os microfenocristais e os micrólitos. Ao presente autor parece que o magma se encontrava quase inteiramente líquido por ocasião da intrusão. Tais razões levaram-no a excluir essas rochas dos furchitos piroxênicos.

Olivina-nefelinitos

À margem esquerda do córrego que drena o Vale Verde, à altura do vértice de grande cone aluvial, um poderoso dique sustenta pequeno morro de piroclastos do Complexo de Trindade. A bela rocha dessa intrusão já nos havia atraído a atenção muito antes de conhecermos sua procedência, pois que se mostra em blocos rolados à beira-mar, diante do cone aluvial e nos cascalhos da praia dos Cabritos. Trata-se de uma rocha porfírica, exibindo prismas de biotita que alcançam 4 cm de diâmetro por 2,5 cm de espessura, além de outros, de augita, com 1 cm de altura. Exame microscópico indicou-nos corresponder a rocha a um olivina-nefelinito, aplicada a designação no sentido recomendado pela Comissão Britânica de Nomenclatura Petrográfica (W.Watts et al., 1921, pág. 142), mais próprio que nefelina-basalto (C.F. Naumann, 1850, pág. 650) embora sendo esta mais antiga e tradicional.

É o olivina-nefelinito do Vale Verde uma rocha de cor cinzenta (N4 a N5), de granulação média a fina, possuindo fenocristais reconhecíveis de augita, biotita, hornblenda e olivina; tem, ainda, numerosos e pequenos xenólitos escuros. Ao exame microscópico, além daqueles fenocristais, reconheçam-se microfenocristais de um mineral do grupo da so

dalita, e nefelina, compondo uma textura porfírica não seriada, com acentuada tendência ao panidiomorfismo, que empresta à rocha aspecto lamprofírico. Na matriz, que tem como principais constituintes escuros augita, magnetita e biotita, identificam-se ainda analcita primária, um mineral do grupo da sodalita, ilmenita, titanita e apatita, tudo incluído poikilíticamente em nefelina, analcita e produtos zeolíticos de alteração deuterítica, sobretudo natrólita.

O piroxênio, componente mais abundante da rocha, tanto na matriz como entre os fenocristais, apresenta-se como prismas curtos, achatados segundo (100), raramente geminados, frequentemente exibindo crescimento zonal e estrutura hourglass. As zonas correspondem a variedades de augita diversamente coloridas; a mais abundante tem cor parda amarelada, não apresentando pleocroísmo. O núcleo dos cristais grandes ou pequenos pode ter cor verde, quando possui pleocroísmo segundo X verde amarelado, Y amarelo esverdeado e Z amarelo esverdeado pálido. Os fenocristais, e também pequenos cristais da matriz, podem revestir-se com manto mais escuro, violáceo para a luz que vibra segundo Y. O ângulo Z/c atinge, no núcleo verde, valor de 59° , caindo a 48° na borda escura. A birrefringência, pouco variada, é da ordem de 0,032, enquanto que medidas do ângulo 2V acusaram valores positivos de 48° a 54° e 65° , respectivamente, para as variedades parda e verde; é extrema a dispersão. O piroxênio apresenta-se inalterado, perfeitamente automorfo, incluindo escassos cristais de biotita, magnetita, apatita, crisólita e titanita, como os mais frequentes. Suas características óticas permitem identificá-lo como variedade

de de augita basáltica, passando a soda-augita no núcleo e a titanaugita no manto externo.

A mica biotita ocorre em tabletas, como fenocristais ou componentes da matriz, onde tem acentuada tendência para se associar a pequeninos cristais de magnetita. É uma variedade em que a vibração da luz normalmente a c tem, em alguns cristais, cor castanha, enquanto que noutros esta cor possui acentuada tinta vermelha, indicando uma variedade de titano-biotita, confirmada pela análise química e extrema birrefringência. A diferença de absorção da luz polarizada segundo direções normal e paralela à clivagem, também é máxima. Uns cristais mostram-se automorfos, outros têm contornos arredondados por corrosão magmática ou foram fraturados pela movimentação da lava.

O anfibólio ocorre como fenocristais, sua presença como componente da matriz sendo ocasional; trata-se de titano-hornblenda de cor castanha em seções delgadas, mostrando-se como prismas automorfos parcialmente corroídos ou reabsorvidos, quando se envolvem com auréola contendo magnetita e, às vezes, augita. Os cristais zonais apresentam duas variedades de anfibólio, com propriedades óticas algo diversas. No núcleo o pleocroísmo e a absorção obedecem à fórmula X (amarelo pálido) $< Y \sim Z$ (castanho avermelhado). Já às bordas a tonalidade avermelhada é muito mais acentuada e a absorção bem maior. O ângulo Z/c no núcleo é de 10° , caindo bruscamente à borda mais vermelha, onde seu valor não excede 6° . A birrefringência nas duas variedades é, respectivamente, de 0,029 e 0,034. Também valores do ângulo dos eixos óticos indicaram diversidades para as duas zonas, sendo

71° na interna e 74° na externa. Tais dados permitem classificá-lo como titano-hornblenda, possivelmente mais vizinha da kersutita que da sintagmatita.

A olivina é escassa nessa rocha, contando-se um ou dois cristais por seção delgada. Apresenta-se unicamente como microfenocristais, com forma fragmentária ou contornos arredondados por corrosão magmática, e assim já se apresentava quando foi incluída em grandes cristais de augita; é incolor, hialina, quase isenta de inclusões mas apresenta alteração em bowlingita e magnetita, em fraturas. Sua birrefringência é baixa, aproximadamente de 0,032, refração N_y de 1,705 e ângulo $2V_x$ de 86°. Tais valores permitem classificá-la como variedade de crisólita.

Escassos microfenocristais de um mineral não identificável do grupo da sodalita, apresentam-se com contornos arredondados ou irregulares; estão totalmente epigenizados em feltro criptocristalino de material zeolítico e abundante carbonato, além de pigmentação escura.

A matriz desta interessante rocha constitui-se de agregado de cristais subautomorfos de augita, hornblenda, biotita, apatita, magnetita, titanita e analcita, incluídos poikiliticamente em nefelina ou seus produtos de alteração, sobretudo analcita e natrólita. Ainda existe nessa matriz quantidade variável, mas pequena, de sanidina, de cristalização tardia, apresentando-se como enchimento poikilitico ou como cristais e micrólitos isolados, frequentes sobretudo em áreas mais claras, onde lançam seus contornos automorfos para o interior de um feltro zeolítico criptocrista-

lino. Tem êsse feldspato plano dos eixos óticos normal a (010), caindo $2V_x$ de 61° no núcleo a cerca de 39° na borda, através de zonamento gradual. cremos ser a mesma variedade de sanidina-anortoclásio criptopertita dos fonólitos da ilha. Os pequeninos cristais de analcita apresentam tôdas as características já descritas acima, de ocorrências congêneres em outras rochas da ilha.

A sequência de cristalização da rocha parece clara. Cristalizaram-se inicialmente, olivina, magnetita, apatita e titanita. Desde muito cedo cessou a precipitação da olivina, que tornada instável no líquido, foi corroída, ocasião em que parte de seus cristais ficaram segregados no interior de fenocristais de augita, que então se formavam, juntamente com os de hornblenda e biotita. Também o anfibólio tornou-se instável e passou a ser reabsorvido, transformando-se em magnetita e augita. A cristalização do piroxênio, mica, magnetita e apatita prosseguiu até tarde, quando do líquido se cristalizaram os feldspatos, feldspatóides e analcita. Seguiu-se a zeolitização, como processo deutérico.

A análise representada na coluna 4 da Tabela VIII, indica a composição química da rocha, ao lado de outras análises, de rochas congêneres, para comparação. Verifica-se ser ela mais básica que os nefelinitos da ilha, ao mesmo tempo que menos alcalina e mais magnesiana. Aproxima-se muito, porém, dos nefelinitos da sequência Desejado.

A rocha quimicamente analisada não apresenta textura favorável a determinações modais, mas entre os blocos rolados do cone aluvial que termina no final da praia

TABELA VIII

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	40,08	41,00	40,00	37,60	39,07	39,97
TiO ₂	2,30	2,00	3,20	2,50	3,86	3,34
Al ₂ O ₃	15,67	15,55	15,67	14,41	12,82	17,30
Fe ₂ O ₃	6,75	4,35	5,63	7,47	8,75	7,41
FeO	5,17	7,90	6,46	6,75	6,39	3,05
MnO	0,15	0,18	0,20	0,20	0,26	0,09
MgO	4,49	5,64	5,43	8,39	6,14	3,82
CaO	10,60	10,40	10,02	12,40	14,20	10,53
Na ₂ O	6,49	6,67	6,42	3,40	4,09	5,14
K ₂ O	1,35	2,78	3,39	1,19	2,01	3,56
H ₂ O+	3,40	0,50	1,65	2,30	1,59	4,11
H ₂ O-	2,20	0,50	1,15	1,20	-	-
P ₂ O ₅	1,40	1,15	0,93	1,33	0,76	0,84
P.F.	-	1,40	-	-	-	-
TOTAL	100,05	100,02	99,97	99,14	100,00	99,16

- 1 - Nefelinito. Dique na escarpa, a oeste dos alojamentos. Ilha da Trindade. Analise I.G.G. nº 10.492.
- 2 - Nefelinito. Dique na falésia atrás da praia dos Cabritos. Ilha da Trindade. Analise I.G.G. nº 10.721.
- 3 - Nefelinito. Dique próximo à ponta da Crista de Galo. Ilha da Trindade. Analise I.G.G. nº 10.537.
- 4 - Olivina-nefelinito. Dique no Vale Verde, Ilha da Trindade. Analise I.G.G. nº 10.445.
- 5 - Média de oito nefelinitos. S.R. Nockolds, 1954, pag. 1028.
- 6 - Leucita-nefelinito. Vulcão Etinde. Camerun. M. Dittrich, analista. E. Esch, 1901, pag. 299 (cit. por H.S. Washington, 1917, pag. 692).

dos Cabritos colhemos amostra de olivina-nefelinito, também com grandes cristais de biotita, no qual determinamos a seguinte composição modal:

Matriz zeolítica	42,3
"Sodalita"	1,2
Sanidina	3,2
Augita e soda-augita	35,5
Biotita	3,5
Hornblenda	2,3
Olivina	2,2
Magnetita	8,5
Apatita	1,3
Hematita, pirita	X

Vários diques de olivina-nefelinito foram identificados, na zona escarpada atrás da praia dos Cabritos e no Vale Verde. Suas rochas só diferem da descrita, na textura e em pequenas variações nas porcentagens dos minerais. Todas têm pouca olivina.

Outras amostras de olivina-nefelinito foram examinadas, da ilha. No grande cone aluvial do final da praia dos Portugêses, a oeste, há blocos de uma rocha que se distingui dos nefelinitos da costa nordeste, unicamente pela presença de diminutos e escassos cristais de crisólita, arredondados por corrosão magmática. Também entre os diques que se apresentam próximo à ponta da Crista de Galo, na extremidade norte da ilha, colhemos amostras de um olivina-nefelinito, com caracteres comparáveis aos acima descritos, porém exibindo maior quantidade de componentes claros, consti-

tuindo transição para os tambuschitos.

Próximo à extremidade sul da praia dos Cabritos, as faldas de um grande morro de piroclastos fonolíticos, reconhecemos a presença de um fino dique de olivina-nefelinito com textura hipocristalina, lembrando um monchiquito. A nefelina só se mostra em escassos microcristais com contornos arredondados por corrosão magmática. Há raros cristais de biotita castanha avermelhada, unicamente presentes como componentes da matriz. Os inossilicatos, bem como os abundantes porém pequeninos cristais de crisólita, têm as mesmas características apresentadas pelos minerais das rochas congêneras da ilha. A principal feição da rocha é a presença, na mesostasis, de abundante substância parda clara, isotrópica, repleta de cristalitos e micrólitos. Sua refração é muito próxima de 1,54. Supomos que seja matéria vítrea que corresponda, quimicamente, à nefelina e outros minerais claros de tais rochas. Existem pequenas vesículas atetadas com natrólita e calcita.

Nefelinitos

Os nefelinitos de Trindade, rochas cuja presença na ilha já havia sido assinalada por G.T. Prior em 1900 nas vizinhanças do Monumento, são eruptivas melanocráticas, em que a porcentagem dos minerais escuros equivale à dos claros.

Vinte e três diques de nefelinito do Complexo de Trindade foram amostrados para exame petrográfico, na Cris ta de Galo, nas escarpas da costa nordeste e no litoral diante das enseadas do Príncipe, dos Portugueses e da Cachoeira.

São rochas de cor cinza médio (N5) a escuro (N3), maciças ou amigdalóides, afaníticas ou exibindo diminutos fenocristais de piroxênio. Podem conter amígdalas milimétricas. Foram as mais frequentes intrusões da ilha, após os fonólitos.

O exame microscópico dos nefelinitos do Complexo de Trindade permite verificar pertencerem à mesma categoria, mas alguns têm caracteres texturais e mineralógico particulares, como se verá. Os do tipo geral são rochas com textura holocristalina porfírica não seriada, tendo fenocristais e microfenocristais de augita e hornblenda, com até alguns milímetros de comprimento; podem ou não contê-los de neoseana, nefelina e biotita, esta muito raramente. Vêzes há em que magnetita, apatita ou titanita se apresentam com dimensões dos fenocristais. Na matriz podem ocorrer todos os minerais acima referidos, porém predominam inteiramente augita, nefelina e magnetita, associando-se-lhes analcita em variadas porcentagens, às vêzes muito altas, tomando o mineral o lugar da nefelina.

A presença de alguma olivina estabelece transição para os olivina-nefelinitos, enquanto que a de sanidina, notada em diminutas quantidades em algumas preparações, representa transições para os grazinitos. O mineral mais abundante nas amígdalas é natróilita.

Os piroxênios desses nefelinitos, tanto dos fenocristais como os da matriz, pois que não têm diferenças sensíveis, variam entre augita basáltica e soda-augita verde, aquela podendo passar a titanaugita. Apresentam-se como prismas limitados por faces de notações as mais simples, sendo às vêzes geminados segundo (100). Em seções delgadas têm

côr parda-amarelada pálida sem pleocroísmo, porém às vezes envolvem-nos manto violáceo de titanaugita. É muito frequente nos fenocristais, podendo ser também notada nos cristais da matriz, a presença de núcleo verde de soda-augita, ocupando parte maior ou menor do piroxênio, ou ainda reduzindo-se a manchas irregulares e diminutas. Tal variedade é pleocróica, segundo X e Z verde claro e Y amarelo esverdeado. Outros caracteres d'esses piroxênios: Z/c varia entre 55° e 58° no núcleo de soda-augita, sendo 5° a 6° menor no manto de augita basáltica; a birrefringência é pouco variada, apresentando valores em torno de 0,030; observa-se sempre acentuada dispersão dos eixos, com $r > v$. Foram determinados valores de $2V_Z$ entre 47° e 53° para a variedade parda e 63° a 67° para a verde.

O anfibólio de tais rochas, que se apresenta quase tão-somente como diminutos fenocristais, é uma variedade castanha de hornblenda, com muito elevado pleocroísmo segundo X (amarelo pardacento claro) $< Y \sim Z$ (castanho avermelhado escuro, às vezes castanho esverdeado). O ângulo de extinção Z/c apresenta valores entre 8° e 10° , sendo a birrefringência de 0,029 a 0,032, crescendo com a intensidade da côr vermelha para Y e Z. Para o ângulo $2V$ foram determinados valores de 76° a 81° . Mostra-se o mineral como prismas que se apresentam com contornos arredondados por corrosão magmática ou, o mais frequente, reabsorvidos perifêricamente, transformados em augita e magnetita; esta disposta em diminutos grãos alinhados segundo o eixo c dos cristais. Não é raro ter desaparecido todo o mineral, como resultado dessa transformação, quando fantasmas de

Magnetita e augita atestam sua existência preterita.

A presença de biotita, seja como fenocristais ou componentes da matriz, é excepcional. São cristais de cor castanha avermelhada e pleocroísmo muito intenso; seus fenocristais estão sempre muito reabsorvidos ou ainda magmáticamente corroídos, enquanto que na matriz apresenta-se o mineral sobretudo envolvendo os pequeninos cristais de magnetita.

Os fenocristais de nefelina e de mineral do grupo da sodalita, quando ocorrem, são dos mais conspícuos componentes da rocha, por suas dimensões e contraste que apresentam com a matriz escura. A nefelina existe como fragmentos ou prismas subautomórficos, com contornos arredondados por corrosão magmática. Quando se mostra alterada, transforma-se em zeólitos, sobretudo analcita e natrólita, e calcita. Suas inclusões comuns são aegirina, titanita, zircão, apatita, magnetita e sodalita. Às suas bordas estende-se através da matriz da rocha, como componente de enchimento poikilitico.

O mineral cúbico de forma dodecaédrica que supomos seja noseana, acha-se sempre inteiramente zeolitizado, às vezes em parte carbonatizado. Inclusões negras, parece que de magnetita, às vezes dispostas regularmente segundo planos estruturais do cristal, apresentam-se oxidadas, imprimindo cor amarelada ao mineral.

A matriz dos nefelinitos tem granulação de décimos de milímetro ou é em parte microlítica, constituída sobretudo de augita e magnetita, que se incluem no mosaico formado por nefelina; esta, além do caráter de mineral de enchimento, pode constituir pequeninos prismas quase isentos

de inclusões.

Em três rochas, provenientes de diques existentes na Crista de Galo, na escarpa a SSW dos alojamentos e baixo vale do córrego da Cachoeira, observamos a matriz do nefelinito repleta de diminutos cristais automorfos, trapezoédricos, de analcita, com inclusões no centro e em anéis concêntricos, como já descritos páginas atrás. O maior de tais cristais mal alcança 0,3 mm de diâmetro. Verifica-se claramente que a matéria isotrópica cristalina que os constitui é a mesma que se estende aos interstícios da matriz.

Quimicamente, os nefelinitos mais comuns do Complexo de Trindade podem ser representados pelas análises das colunas 1 e 2 da Tabela VIII, figuradas ao lado de outras, de rochas de composição comparável. A primeira apresenta grande quantidade de analcita na matriz, que bem se reflete no teor em água combinada. A rocha da segunda coluna é um típico representante dos nefelinitos do Complexo. Sua nefelina só em pequena parte acha-se substituída por analcita. Continha originalmente pequena quantidade de olivina, em microfenocristais cujos pseudomorfos se acham carbonatados. A rocha exhibe textura microfírica, tendo a matriz granulação da ordem de 0,1 a 0,3 mm.

Na zona do sistema de diques múltiplos das vizinhanças da ponta da Crista de Galo, ocorre um dique de dois metros de espessura, de um nefelinito de tipo especial. Seus microfenocristais são de soda-augita, apatita e magnetita, minerais que também se associam na matriz, incluindo-se poikiliticamente em nefelina e minerais zeolíticos. O tra

ço marcante da rocha consiste na abundância de cristais de apatita de uma variedade biaxial, de cor rosada, pleocróica, repleta de inclusões negras caracteristicamente dispostas na direção do eixo dos prismas.

Outra variedade de nefelinito mostra-se num pequeno dique no baixo vale do córrego da Cachoeira, próximo ao litoral sul da ilha. Grande quantidade de microfenocristais de augita basáltica passando a soda-augita, hornblenda, biotita, nefeline e noseana, além de titanita, apatita e magnetita, espalha-se em matriz de finíssima granulação, onde cristalitos, micrólitos e pequeninos prismas de inosilicatos envolvem diminutos dodecaedros de noseana, cheios de inclusões de cristalitos. O enchimento da matriz consiste numa substância isotrópica incolor, límpida, cuja verdadeira natureza não se pode comprovar, mas que apresenta refringência muito baixa, parecendo tratar-se de analcita.

Num sistema de diques múltiplos da ponta da Crista de Galo, três intrusões sucessivas na mesma fratura, e uma quarta, nas vizinhanças, apresentam fácies diversas de nefelinitos que diferem dos demais da ilha por possuírem quantidade elevada de hornblenda, seja como fenocristais ou componentes da matriz. Os prismas de piroxênio e anfibólio podem alcançar, nessas rochas, um centímetro de comprimento, embora sejam muito raros os que se deixam perceber à vista desarmada. A ausência de feldspatóides cúbicos é outra peculiaridade dessas rochas. O nefelinito de três de tais diques tem textura holocristalina, em que a mesostasi contém nefelina poikilitica ou produtos zeolíticos de sua transformação, sobretudo analcita e natrólita. Contudo, um desses

diques tem rocha hipocristalina, em que abundantes micrólitos se mostram incluídos em vidro pardo claro, repleto de globulitos. A rocha tem aspecto de um lamprófiro, tal a quantidade de fenocristais dos minerais ferromagnesianos, que igualmente ocorrem na matriz. É dela a análise química da coluna 3 da Tabela VIII. Comparando-a com as duas que a precedem, na tabela, verifica-se serem idênticas, não representando senão fácies heteromórfica diversa, com desenvolvimento de hornblenda na rocha da ponta da Crista de Galo.

Quimicamente, os nefelínitos de Trindade são rochas bem básicas, relativamente pobres em SiO_2 e MgO , e ricas em álcalis. Possuem analogias, sob o ponto de vista químico, com certos nefelínitos do vulcão Etinde, no Camerum (coluna 6, Tabela VIII), que são, porém, mais ricos em potassa, refletindo a presença de leucita em suas lavas.

Tambuschitos

Nefelina-basaltos melanocráticos, a que Johansen (1939, pág. 364) denominou tambuschitos, apresentam-se em diversas ocorrências na ilha de Trindade, contando-se entre as mais antigas rochas expostas assim como entre as mais novas, pois que são de tal tipo as lavas do Valado. São rochas de cor cinza médio a escuro (N_4 a N_5), maciças ou apresentando diminutas amígdalas; são afaníticas, com exceção de alguns poucos e diminutos cristais de olivina e piroxênio. Apresentam-se em diques que não raro atravessam piroclastos vermelhos ($10\text{R}_4/2$ a $5\text{R}_4/2$), de sua própria composição. Petrograficamente, os tambuschitos do Complexo de

Trindade não manifestam entre si diferenças sensíveis, senão menores diversidades estruturais e texturais ligadas ao modo de ocorrência, que não justificam separá-los mas antes permitem analisá-los em conjunto. Todas as transições existem para os olivina-nefelinitos, rochas mais claras, em que a hornblenda se torna mais importante, podendo mesmo surgir em feldspatos potássicos.

Têm os tambuschitos composição mineralógica muito simples, pois que se constituem essencialmente de augita, olivina, magnetita e nefelina, além de escassos acessórios e produtos deuteríticos. São rochas holocristalinas, profíricas não seriadas, com abundantes mas pequeninos fenocristais de olivina e augita, estes predominantes, dispostos em mesostasis microlítica com enchimento poikilítico constituído pela nefelina ou produtos de sua transformação deuterítica.

Os fenocristais de augita são prismas curtos, idiomórficos, não pleocróicos, de cor parda, com manto arroxeado às bordas, onde leve pleocroísmo pode ser observado. É muito frequente possuírem núcleo verde, pleocróico. Apresentam como inclusões sobretudo diminutos octaedros de magnetita, ou ainda, grânulos irregulares desse mineral. Em tal caso podem dispor-se em alinhamentos, fazendo com o eixo Z do cristal, ângulo que não deixa dúvidas quanto a ter o piroxênio se originado da reabsorção de primitivos cristais de hornblenda, mineral que não foi observado constituindo fenocristais nessas rochas. As características óticas dos piroxênios, tanto dos fenocristais como os da matriz, pois que não existem diferenças sensíveis entre eles, indicam an

gulo de extinção Z/c de 58° para o núcleo verde, valor que cai na variedade pardacenta, atingindo 48° . A birrefringência apresenta valores da ordem de 0,032 na variedade verde, caindo a 0,030 ou 0,029 nas outras duas. Medidas do ângulo $2V$ indicaram valores de 61° para a variedade verde e de tão-somente 53° a 55° , para a pardacenta, descendo a 49° na violácea. O piroxênio da matriz só raramente possui núcleo verde, sendo com maior frequência todo violáceo. As características óticas apontadas indicam serem tais piroxênios variedades de augita basáltica, provavelmente titanífera a arroxeada, enquanto que a verde é soda-augita.

O peridoto dos tambuschitos mostra-se como cristais curtos, automorfos, com formas características, ou ainda parcial ou totalmente corroídos pela magma. Em sua maior parte ocorre como fenocristais, mas quando muito abundante, podem se apresentar também como grânulos na matriz, como nos diques do Eme e no alto Vale Verde. São transparentes, incolores em seções delgadas, possuindo como raras inclusões, diminutos octaedros de magnetita, irregularmente dispostos. Com frequência apresentam-se tais peridotitos alterados, transformados parcial ou totalmente em antigorita, massas fibrolamelares de um mineral verde ou amarelo, levemente pleocróico e muito birrefringente que supomos ser bowlingita, ou ainda manchas de óxido férrico e carbonato (dolomita). Têm $2V_X$ variando entre 87° e 94° , e $N_Y = 1,684$, indicando tais valores tratar-se de variedades de crisólita.

Os minerais escuros da matriz dos tambuschitos constituem finíssima trama de micrólitos prismáticos e peque

ninos cristais de augita, grânulos de magnetita e, excepcionalmente, diminutos prismas de hornblenda, aparentemente produtos de transformação de augita. A quantidade de apatita aí reconhecível é muito pequena. Numa única rocha, procedente de dique na alta escarpa a SSW dos alojamentos, reconhece-se biotita ao invés de hornblenda, na matriz, o que a torna uma transição para os ankaratritos.

O material de enchimento poikilitico dessa trama polimineral era originalmente nefelina, mas está, em variados graus, transformado em analcita e zeólitos fibrosos e prismáticos. As proporções entre esses minerais de enchimento variam grandemente, não só de uma para outra rocha como em áreas diversas da mesma preparação. A analcita, sempre muito abundante, tem aí tôdas as características de um mineral deuterítico, substituindo o único feldspatoide presente.

Numa rocha de um dos diques das vizinhanças da ponta da Crista de Galo reconhecemos matéria isotrópica de cor pardacenta, repleta de cristalitos, com refringência muito vizinha da do bálsamo, parecendo ser vítrea. Constitui o enchimento da mesostasis microlítica. Provavelmente uma rocha deste tipo foi descrita por G.T. Prior (1900, págs. 322-323) como limburgito.

A composição modal dos tambuschitos de Trindade não pôde ser determinada, por ser muito fina a matriz. Microfenocristais, com 0,1 a 1 mm, constituem um terço do volume (22% de crisolita e 13% de augita) de um dos tambuschitos do Complexo.

Na coluna 1 da Tabela IX figuramos o resul-

TABELA IX

	1	2	3	4
SiO ₂	38,60	37,60	37,01	39,33
TiO ₂	2,50	2,60	2,30	1,01
Al ₂ O ₃	15,09	10,75	11,94	15,26
Fe ₂ O ₃	5,39	7,23	3,98	6,36
FeO	7,83	6,61	10,39	5,99
MnO	0,20	0,19	0,16	nd
MgO	9,41	12,68	14,53	9,78
CaO	11,72	13,00	13,12	14,52
Na ₂ O	4,52	5,24	3,22	3,47
K ₂ O	1,56	1,46	0,71	1,53
H ₂ O+	1,20	0,60	0,92	} 2,54
H ₂ O-	1,00	1,10	1,08	
CO ₂	-	-	-	0,12
P ₂ O ₅	0,93	0,90	0,70	0,93
T O T A L	99,95	99,96	100,06	100,84

- 1 - Tambuschito. Complexo de Trindade,
Ilha de Trindade. Analise I.G.G. nº 10.470.
- 2 - Tambuschito. Formação Valado.
Ilha de Trindade. Analise I.G.G. nº 10.608.
- 3 - Tambuschito. Costa da enseada da Caieira. Fernando de No
ronha. H.Faber, analista.
F.F.M. de Almeida, 1955, pag. 115.
- 4 - Tambuschito. Grosswöhlen, Bohemia, Pfohl, analista.
J.E. Hibsich, 1898, pag. 49.

tado da análise química de um tambuschito, proveniente de dique da zona do Ema. A coluna 2 corresponde à análise do tambuschito dos derrames do Valado. Comparadas as duas rochas de Trindade com suas congêneres de Fernando de Noronha e da localidade tipo, da Mittelgebirge boêmica, verifica-se serem as primeiras, sensivelmente mais alcalinas. A rocha analisada, do Complexo, tem serpentinizada a maior parte de sua olivina, pelo que o teor original em MgO deveria ser algo mais elevado.

Verifique-se, comparando os resultados contidos nas Tabelas IX e XIII, que quimicamente se não distinguem os tambuschitos dos ankaratritos da ilha.

Monchiquitos

No final da praia dos Cabritos, ao subir pequeno espigão que leva ao costão rochoso da ponta da Crista de Galo, deparamos com um dique claro de kali-gauteito em cujas diáclases longitudinais se intrometeu um dique de rocha negra, com pouco mais de meio metro de espessura, carregada de xenólitos escuros e pequeninos fenocristais de piroxênio.

Ao exame microscópico tal rocha se apresenta com textura panidiomórfica profírica seriada, com numerosos fenocristais de piroxênio e olivina, havendo todas as graduações por tamanho entre eles e os finos componentes da mesostasis. Nesta observam-se, também, prismas microscópicos e micrólitos de anfibólio, além de octaedros de magnetita e muito pouca apatita. Embora não existam, no material examinado, fenocristais de anfibólio, fantasmas em magnetita e pi

roxênio certamente representam prismas de hornblenda que foram totalmente reabsorvidos e transformados, podendo tal magnetita formar núcleo nos fenocristais de piroxênio. Todos esses minerais acham-se espalhados em matriz isotrópica de cor pardacenta.

O piroxênio representa-se entre os fenocristais, por prismas automorfos de uma variedade de augita basáltica de cor parda muito clara, raramente verde no núcleo (soda-augita). Geralmente envolve-se com manto violáceo, pleocróico, de titanaugita. Sendo os cristais zonados, com acentuada estrutura hourglass, suas características óticas são variáveis. Assim, o ângulo Z/c cresce de 48° a 53° para a periferia violácea do cristal, mas sendo o núcleo verde, nele pode atingir 56° . A birrefringência, pouco variável, é da ordem de 0,030, algo maior para a borda violácea. Valores medidos de $2V_x$ acusaram 53° a 59° para a variedade parda, caindo a $47^\circ - 51^\circ$ na violácea. Os pequeninos cristais da mesostasis são de titanaugita.

A olivina é uma variedade de crisólita magnesiânica, com $2V_x$ entre 86° e 89° e birrefringência de 0,034. Mostra-se em parte transformada em feltro indecifrável de substância verde de apreciável birrefringência, a que se associa carbonato. O anfibólio é hornblenda de cor castanha, vivo pleocroísmo e intensa absorção. Sua birrefringência é de 0,032 e $Z/c = 12^\circ$. Medimos valores de $2V_x$ de 76° e 74° , caindo até 65° no manto algo mais claro dos cristais. Constitui prismas isolados ou crescidos em associação com os de augita, continuando-os em suas extremidades, conservando os dois minerais em comum o eixo c e o plano de simetria.

A mesostasis isotrópica tem refringência de .. 1,54. Parece vidro repleto de globulitos e outros cristallitos, aos quais deve a cor. Não nos parece provável que seja analcita ou outra substância cristalina. Contém algum carbonato deuterítico, em pequeninos grãos isolados.

A análise química desse monchiquito acha-se reproduzida na coluna 1 da Tabela X; na coluna 2, está figurada a análise da rocha tipo, de Caldas de Monchique, em Portugal. O monchiquito de Trindade é caracterizado pelo elevado teor em Al_2O_3 , a par de baixa percentagem de SiO_2 , comparada com a rocha tipo, de Caldas de Monchique. Quimicamente pouco se distingue dos analcíticos da ilha, de que difere na composição mineralógica e no caráter panidiomórfico porfírico de sua textura.

A rocha quimicamente analisada possui 9% de olivina (e produtos serpentínicos dela originados) e 19% de fenocristais submilimétricos e microfenocristais de titanaugita, tudo imerso em matriz isotrópica pardacenta, repleta de pequeninos cristais e micrólitos de titanaugita, magnetita, hornblenda e apatita, todos muito pequenos para serem quantitativamente determinados.

Rochas similares a esse monchiquito, porém menos típicas, foram examinadas de outras procedências, na ilha. Uma delas provém de um dique, existente na alta falésia atrás da praia do Príncipe. Trata-se de uma rocha amigdalóide, macroporfírica, em que fenocristais de augita, crisólita e hornblenda se espalham em matriz microlítica rica em substância incolor, possivelmente analcítica. Sua textura é panidiomórfica.

TABELA X

	1	2
SiO ₂	37,40	40,62
TiO ₂	2,50	3,08
Al ₂ O ₃	18,58	14,74
Fe ₂ O ₃	3,96	5,02
FeO	8,26	7,30
MnO	0,15	0,16
MgO	7,93	7,77
CaO	10,00	10,64
Na ₂ O	3,50	4,64
K ₂ O	1,90	1,45
H ₂ O+	1,35	2,59
H ₂ O-	0,65	0,33
P ₂ O ₅	0,65	1,19
P.F.	2,30	0,62 *
T O T A L	99,23	100,11

- 1 - Monchiquito. Extremidade da praia dos Cabritos. Ilha da Trindade. Análise I.G.G. nº 10.667.
- 2 - Monchiquito. Caldas de Monchique. Algarve, Portugal. Raoult, analista: F.L. Pereira de Souza, 1926, cit. por A. Johansen, 1938, pág. 377.

(*) - CO₂.

SEQUÊNCIA DESEJADO

Fonólitos

Os diversos derrames fonolíticos que na sequência Desejado se alternam com outros, de nefelinito e grazi-nito, são rochas de aspecto típico, que se não confundem com os demais fonólitos da ilha, mesmo ao exame megascópico. São maciças, inteiramente afaníticas ou exibindo só muito raros e pequeninos fenocristais de feldspato e anfibólio. Têm cor cinzenta média (N5 ou N6) a cinza esverdeado médio (5GY6/1 a 5GY6/1), fratura conchoidal e aspecto vítreo.. Por meteorização dão origem a regolito profundo, de cor creme claro, contendo caroços de rocha praticamente inalterada. Nas escarpas meridionais da ilha, por êles sustentadas, onde se destacam por formarem típicas colunatas, vimos extensos diques que se lhes associam e descem ao litoral da enseada da Cachoeira. A rocha de tais diques não difere da dos derrames senão texturalmente, pelo que também os incluímos na sequência Desejado. Pelo menos um dêles alimentou seus derrames, como tivemos oportunidade de verificar.

O exame microscópico de seções delgadas de diversos derrames fonolíticos dos altos da ilha mostrou-nos rochas com textura holocristalina microfírica, com arranjo traquítico dos componentes microlíticos da mesostasis. Os microfeno-cristais são de soda-augita, hornblenda, noseana, titanita, apatita e biotita, citados na ordem frequente de abundância. A êles se associam, às vêzes, cristais de nefe-

descrita. Seus cristais de analcita alcançam 0,15 mm de diâmetro. A rocha contém um pouco de biotita, além de hornblenda, ambos os minerais apresentando-se reabsorvidos e transformados em magnetita e soda-augita. Há quantidade sensivelmente maior de nefelina, que forma muitos fenocristais submilimétricos, de resto totalmente natrolitizados.

Grazinitos

Às faldas, a sudoeste, do pico das Grazinas, entre as nascentes do córrego Vermelho, apresenta-se na sequência Desejado, uma sucessão de piroclastos lapilíticos e cineríticos em que se intercalam quatro derrames de rocha afanítica cinza N4 e N5, com bordas vesiculares e amigdaloidais. Apesar da importância que localmente aí apresenta esta sucessão, com seus 70 metros de espessura total, não a conhecemos fora da alta bacia do córrego Vermelho.

Examinadas ao microscópio, lâminas de rochas desses derrames, mostraram-se características petrográficas particulares, que as afastam não só das demais eruptivas da ilha como das rochas de províncias sódico-alcalinas congêneres cuja bibliografia tivemos oportunidade de compulsar, pelo que propomos designá-las com o nome particular de grazinito, tomado do pico vizinho.

São as lavas graziníticas rochas holocristalinas microfíricas, em que pequenos fenocristais de augita, hornblenda, biotita, nefelina e um mineral do grupo da sodalita, espalham-se abundantemente em mesostasis microlítica, onde augita e pequeninos cristais de magnetita se incluem poikiliticamente em sanidina (fotomicro.7). São ain-

da abundantes cristais de apatita. Ocorrem também, na matriz, numerosos e pequeninos trapezoedros formados por agregados zeolíticos, que representam cristais originais de analcita magmática. Tais rochas não possuem olivina nem tampouco quaisquer minerais que sugiram sua existência preterita. Pequeninas amígdalas mostram-se preenchidas por zeólitos, minerais que também ocorrem abundantemente na matriz, onde talvez substituam nefelina original.

O piroxênio é o mineral mais abundante da rocha. Os fenocristais são prismas automorfos limitados pelas formas {100}, {110}, {010} e {001}, geminados segundo (100). Apresentam-se com duas variedades de cor: verde e amarela pardacenta pálida. São muito raros os cristais inteiramente verdes; geralmente essa cor existe no núcleo do cristal, em anel ou manchas irregulares. Tal variedade é pleocróica, com X verde grama, Y amarelo esverdeado e Z verde amarelado. Seu ângulo de extinção Z/c varia entre 58° e 62° , crescendo com a intensidade da cor verde. A variedade pardacenta não pleocróica, tem Z/c mais baixo, não superior a 58° , podendo cair a 50° . Sua birrefringência é da ordem de 0,029. As medidas do ângulo $2V$ deram valores vizinhos de 56° para a variedade pardacenta e 67° para a verde. Com tais características óticas classificamos o mineral como soda-augita, possivelmente passando a augita basáltica. Os pequeninos cristais da matriz, a julgar pela cor e ângulos de extinção medidos, parece corresponderem à augita basáltica ou soda-augita parda.

O anfibólio é uma variedade de hornblenda de intensa cor castanha, apresentando-se como prismas limitados

pelas formas {100}, {110}, {010} e {001}, geminados com frequência segundo (100). É acentuadamente pleocróico, com absorção segundo X (castanho amarelado pálido) $< Y \sim Z$ (castanho escuro). Para luz vibrando segundo Y e Z pode apresentar, na periferia dos cristais, manto de cor castanha esverdeada escura. Sua birrefringência é da ordem de 0,029, sendo seu ângulo de extinção $Z/2$ vizinho de 7° . Os cristais mostram-se grandemente reabsorvidos pelo magma, com o qual não estavam em equilíbrio. Foram transformados perifericamente em magnetita e augita.

A biotita é castanha, de muito forte pleocroísmo e absorção segundo X (castanho bem clara) $< Y \sim Z$ (castanho escuro). Também se mostra reabsorvida pelo magma e transformada em magnetita. A titanita apresenta-se em microfenocristais automorfos de cor amarela e forma característica. Também são abundantes prismas de apatita, escurecidos por numerosas inclusões pulverulentas dispostas em linhas paralelas ao eixo principal, abundantes sobretudo às bordas dos cristais.

Cristais automórficos de um mineral do grupo da sodalita, inteiramente transformados em zeólitos e obscurecidos por pigmentação secundária, contam-se entre os mais destacados minerais, não tanto pela abundância quanto pelas dimensões que alcançam relativamente aos demais microfenocristais.

Uns poucos cristais subautomórficos de nefelina, com contornos arredondados por corrosão magmática, foram vistos nas lâminas examinadas, mas é possível que representem antes xenocristais que minerais crescidos no próprio

líquido de que directamente se originou a rocha. Vimos também um ou outro fragmento maior de sanidina.

Entre os diminutos componentes da matriz dessas rochas chamam atenção os pequeninos trapezoesdros já acima referidos, que à primeira vista lembram seções de amigdalas esféricas mas que ao exame atento mostram claramente sua limitação com traços octogonais, sobretudo salientada pelas inclusões dos bastonetes microlíticos dispostos paralelamente às faces da forma {211}, ou ainda assim dispostos os micrólitos da matriz envolvente. Dado o carácter petroquímico da rocha, não nos parece que tais pseudomorfos resultem de cristais de leucita, porém de analcita crescida nos estádios finais da cristalização da lava e deuteriticamente zeolitizados. A presença de analcita primária em muitas de suas rochas, como já foi dito, é um traço característico desta pequena província magmática.

O enchimento poikilítico da mesostasis é feito sobretudo com cristais de um feldspato alcalino com hábito tabular, achatado segundo (010). A fina granulação da rocha e o hábito poikilítico de ocorrência não permitem determinar com segurança as características óticas desse feldspato. Medimos alguns valores do ângulo $2V$, nas vizinhanças de 30° , sendo o plano dos eixos óticos paralelo a (010), pelo que presumimos tratar-se de sanidina. Tal feldspato constitui metade, pelo menos, dos componentes claros da mesostasis, sendo o restante, material zeolítico, analcita e nefelina, mineral este que dificilmente se distingue do feldspato, devido à finura da granulação.

A fina granulação das rochas não permite de-

terminação modal precisa de seus componentes.

A rocha descrita possui feldspato em excesso para merecer a classificação de nefelinito. A designação sanidina-nefelinito, devida a H. Nieland (1931, pag. 96), é impropria, ante as modernas classificações mineralógicas, pela elevada quantidade de sanidina na rocha original.

O grazinito é um tipo de fonólito mesocrático, um termo de transição entre os fonólitos básicos e os nefelinitos da ilha.

A Fig. 5 confirma tal assertão. Nela se acham representados os valores dos principais óxidos correspondentes às análises de fonólito, nefelinito (colunas 2 e 3, Tabela XI) e grazinito (coluna 1, Tabela XII) da sequência Desejado. Tal figura dispensa comentários, tão claramente fala em apóio do que afirmamos.

As peculiaridades mineralógicas dessa rocha traem composição química particular, em que a teor relativamente baixo em SiO_2 e MgO , refletido êste na ausência de peridoto, se associam quantidades elevadas de Al_2O_3 , CaO e álcalis, situando-a entre os fonólitos e nefelinitos da sequência.

Os grazinitos são rochas próximas dos muritos (3121E, de Johannsen), descritos por A. Lacroix, de Rarotonga, ilhas Cook, dêles se diferenciando por possuírem analcита primária e essencial e não conterem olivina.

Nefelinitos

No planalto axial identificamos duas áreas onde se mostram piroclatos e derrames de nefelinito. Uma situa-

Fig. 5 - Relações entre a composição química do nefelinito, graziuito e fonólito da sequência Dessejado.

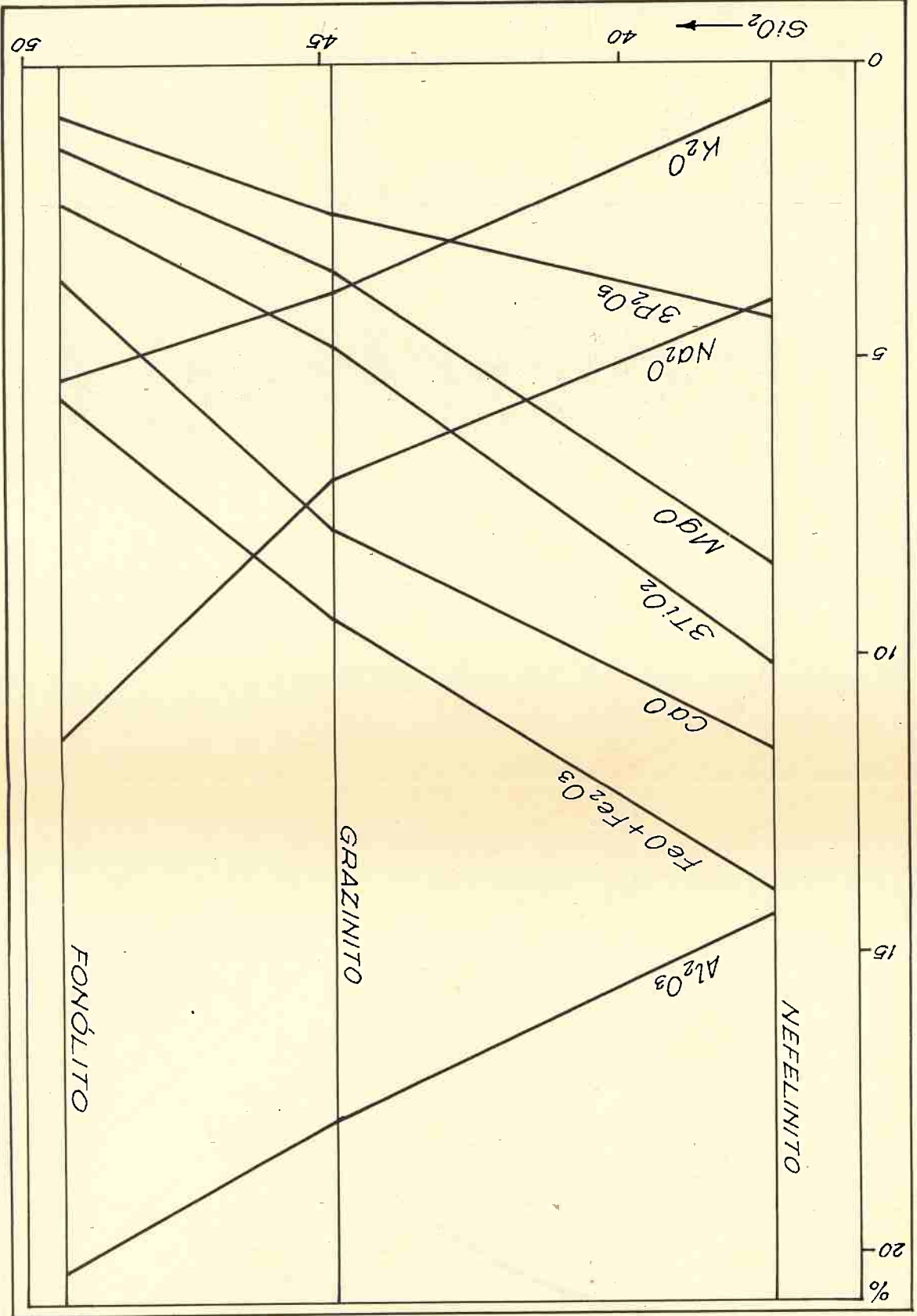


TABELA XII

	1	2	3(*)	4
SiO ₂	44,80	45,30	43,14	47,52
TiO ₂	1,60	0,71	2,04	1,92
Al ₂ O ₃	17,76	16,44	17,77	15,18
Fe ₂ O ₃	5,55	1,82	2,38	5,98
FeO	3,81	8,82	7,90	3,17
MnO	0,20	-	0,15	-
MgO	3,47	2,73	3,52	1,61
CaO	7,80	7,85	9,51	7,42
Na ₂ O	6,87	8,60	6,24	8,11
K ₂ O	3,87	4,05	2,10	3,84
H ₂ O+	1,10	} 2,96	2,89	3,62
H ₂ O-	2,30		0,88	1,25
P ₂ O ₅	0,88	1,68	1,22	0,63
T O T A L	100,01	100,96	99,74	100,25

- 1 - Grazinito. Proximidades do pico das Grazinhas. Ilha de Trindade. Análise I.G.G. nº 10.440.
- 2 - Nefelinito. Omimi, Otago. Nova Zelândia. P. Marshall, analista. P. Marshall, 1912, pag. 307.
- 3 - Olivina-teralito. Lago Waihole, F.T. Seelye, analista. W.N. Benson, 1942, pag. 113.
- 4 - Murito. Csbo Muri, Raratonga. Ilhas Cook. F. Raoult, analista. A. Lacroix, 1927, pag. 32.

(*) Contém: BaO: 0,09; SrO: 0,04; V₂O₃: 0,03; Cl: traços;
F: 0,10; S: 0,07.

se logo a oeste do pico São Bonifácio, enquanto que a outra, da região central entre os morros Trindade e Desejado, se estende pela borda escarpada, a nordeste do planalto, às proximidades do pico das Grazinhas. Os derrames, nas duas áreas, são rochas negras, meciças ou amigdalóides, quase afe-níticas, ocorrendo em espessuras individuais de poucos me-tros. A natureza dos piroclastos indicou-nos a existência de um centro efusivo de lavas nefeliníticas logo a nordeste do pico Desejado.

Os nefelinitos da área ocidental, examinados ao microscópio, apresentam-se como belas rochas holocrista-linas de textura microfírica não seriada, contendo microfe-nocristais de augita, hornblenda, um mineral não identificá-vel, por se achar todo zeolitizado, do grupo da sodalita e, raramente, nefelina. A matriz é constituída por mirólitos e pequeninos prismas de augita, apatita e grânulos abundan-tes de magnetita, tudo incluído poikiliticamente em nefeli-na. A presença de feldspatos alcalinos estabelece transi-ção para os grazinitos. Variedades amigdalóides contêm pre-enchimento parcial ou total das cavidades, com material zeo-lítico.

O piroxênio, mineral predominante nessas ro-chas, é uma variedade de augita basáltica que passa à soda-augita. Apresenta-se em prismas automorfos, com formas de notações as mais simples, mostrando-se límpidos ou com in-clusões de magnetita e apatita. No campo reconhecemos estes cristais com até 5 mm de comprimento. São de uma variedade parda bem clara, não pleocróica, mas os maiores têm frequen-temente núcleo verde claro, de soda-augita, com pleocroísmo

segundo X verde pálido, Y amarelo esverdeado e Z verde amarelado. O ângulo de extinção Z/c é de 58° a 60° na variedade verde e 50° a 52° na pardacenta, sendo em ambas a birrefringência da ordem de 0,029 a 0,030. O ângulo $2V$ dos fenocristais varia entre 48° e 54° na variedade parda, elevando-se a 65° , na verde.

A hornblenda é um acessório dessas rochas, nem sempre presente, transformada que foi em fantasmas constituídos de magnetita muito finamente granular disposta ao longo da direção das cadeias do inossilicato, bem como em cristais de augita pardacenta. Restos poupados do anfibólio, no núcleo do que originalmente foram fenocristais, mostram-se com cor castanha e elevado pleocroísmo, que indicam tratar-se da mesma variedade de anfibólio das outras rochas, porém no material examinado não nos foi possível obter outras indicações quanto às suas características óticas. O mineral não parece ter existido na matriz. Nesta, além dos prismas e micrólitos de augita basáltica e grânulos de magnetita, são numerosos os prismas automorfos de apatita, escurecidos pelas inclusões linearmente dispostas na direção do eixo hexádico.

A nefelina da matriz apresenta-se límpida mas parcialmente transformada em natróлита e analcita. Constitui mosaico de granulação grosseira em que se incluem os demais componentes da mesostasis. Associa-se-lhe pequena quantidade de ortoclásio ($2V = 62^\circ$), também como mineral de desenvolvimento tardio. Ambos ainda ocorrem em fraturas, onde se mostram quase isentos de inclusões.

A textura excessivamente fina, dessas lavas, não

permitiu execução de análises mineralógicas quantitativas.

A análise química reproduzida na Tabela XI, coluna 3, refere-se a nefelinito do planalto axial, de local próximo ao Monumento. Se representativa fôr, indica serem os nefelinitos da sequência Desejado ainda mais básicos que os do Complexo, porém muito se aproximam de seus olivina-nefelinitos, representados pela análise 4 da Tabela VIII.

Os nefelinitos da região central e norte-oriental do planalto são idênticos aos acima descritos, mas nelas não se verifica existência dos microfenocristais de mineral do grupo da sodalita. Tampouco vimos fenocristais de nefelina. As amostras examinadas são tomadas de rochas de textura fina, embora porfírica. Variedades escoriáceas, em cuja matriz microlítica ainda se vê matéria vítrea, possuem fenocristais de augita, mineral que também colhemos nos tufo, em cristais isolados. Em derrame de nefelinito que suscita a escarpa do grande grotão onde se lança o córrego que vai ter às vizinhanças dos alojamentos, reconhecemos na matriz cristais automorfos de analcita primária, com menos de 0,15 mm de diâmetro, contendo inclusões orientadas de piroxênio, à semelhança dos que descrevemos do grazinito. Mostram-se ainda isotrópicos, com sua composição original, deixando perceber a clivagem característica segundo (001), que os distingue da leucita. Sua cristalização precedeu a da nefelina da mesostasis.

Os caracteres óticos e morfológicos dos insilicatos, bem como as próprias transformações que sofreram, são em tudo comparáveis aos que descrevemos dos nefelinitos da área ocidental do planalto.

FORMAÇÃO MORRO VERMELHO

Analcita-ankaratritos

Os numerosos derrames que de fendas situadas nas vizinhanças do Morro Vermelho, escoaram em direção ao mar, ao norte, são constituídos de rochas de cor cinza escura, geralmente afaníticas, mas que podem mostrar escassos e pequeninos cristais de olivina. O exame microscópico permitiu nelas reconhecermos basaltos sódico-alcalinos com biotita, nefelina e analcita, vizinhos dos ankaratritos. Apresentam-se geralmente holocristalinos, com textura porfírica não seriada. Têm numerosos microfenocristais de olivina, espalhados em mesostasis microlítica contendo analcita, clinopiroxênio, apatita e magnetita. Tudo isso se inclui poikiliticamente em analcita, nefelina e biotita.

A olivina, uma variedade de crisólita incolor em seções delgadas, mostra-se como cristais automorfos corroídos pela lava, ou ainda como grãos de contornos irregulares; tem $2V_x$ variando entre 86° e 94° , limite dos valores medidos, enquanto que sua refração é da ordem de 0,032. Seus cristais são límpidos, não alterados, incluindo escassamente apatita e magnetita. É o único mineral reconhecível nas variedades vítreas da lava, encontradas nos componentes dos piroclastos.

O piroxênio apresenta-se em pequeninos cristais prismáticos e micrólitos, limitados por formas de notações as mais simples. Tem cor parda claro, sem pleocroísmo sensível nas seções delgadas. Sua birrefringência é da ordem

de 0,027, variando Z/c entre 52° e 58° , não tendo sido possível obter outros valores óticos devido às reduzidas dimensões com que se apresenta o mineral. Ele corresponde, provavelmente, a uma variedade de augita basáltica passando a titanaugita.

São abundantes cristais de muito pequenas dimensões, de magnetita, possivelmente titanífera. A apatita é muito escassa.

A biotita é castanha avermelhada escura segundo a direção de clivagem; é xenomorfa, só ocorrendo como componente poikilítico da mesostasis. Pode envolver parcialmente os cristais de olivina. Também a nefelina só ocorre nessas condições; é límpida, inalterada ou transformada em analcita. Sua quantidade nessas rochas é subordinada e muito menor que a da analcita. Seus cristais, contudo, podem ser tão grandes, senão maiores que os de olivina.

É a analcita o mineral mais característico dessas rochas. Nas seções delgadas de lavas ela se apresenta como pequeninos e abundantes grânulos claros, com contornos irregulares e poucas inclusões microlíticas, que bem se destacam no fundo escuro da mesostasis. A matéria isotrópica que os forma estende-se a grande parte dos interstícios dos micrólitos escuros, associando-se à biotita e nefelina. Nas vizinhanças do local onde supomos ter emergido a lava da formação Morro Vermelho, um dique de analcita-ankaratrito atravessa uma sucessão de derrames dessa rocha. Sua granulação é mais grosseira que a apresentada pelos derrames, permitindo o melhor reconhecimento das características dos minerais ao estudo microscópico. Vê-se que nela a biotita,

antes de constituir enchimento poikilitico, tem hábito granular xenomórfico, espalhada na matriz. O traço mais notável da rocha é, todavia, a maneira como se desenvolvem os grânulos de analcita, que se apresentam como cristais menores que 0,3 mm de diâmetro, com característica conformação trapezoédrica, limitada pelas faces da forma {211} (fotomicro 8). Deixam perceber a clivagem típica, segundo (001), sua identificação não padecendo dúvidas. Tais grânulos são isotrópicos, límpidos, mas apresentam inclusões de cristallitos e micrólitos, constituindo até três anéis concêntricos. Idêntica disposição paralela às faces do cristal adotam os prismas vizinhos de augita, da mesostasis envolvente, como se tivessem sido empurrados ao crescerem os trapezoesdros, em meio ainda parcialmente líquido. Tal condição de ocorrência não deixa dúvidas quanto ao crescimento desse zeólito ainda durante a fase magmática, tanto mais que verificamos existirem cristais de nefelina envolvendo os de analcita, formados anteriormente.

A sequência de cristalização dessas rochas parece clara. A olivina, juntamente com pouca magnetita, já se apresentava na lava quando esta veio à luz. Seguiu-se-lhe a cristalização da maior parte da magnetita e piroxênio, parece que acompanhados pela apatita. Biotita, analcita e nefelina, nessa ordem, constituíram a fase tardia da cristalização magmática, que se continuou pela deuterítica, quando se depositaram zeólitos nas amígdalas e a nefelina foi parcialmente zeolitizada.

A composição química dos analcita-ankaratritos da formação Morro Vermelho é representada pela média de duas

TABELA XIII

	1	2	3	4	5
SiO ₂	37,32	38,50	39,99	38,74	39,49
TiO ₂	3,40	3,05	3,40	3,30	3,23
Al ₂ O ₃	12,34	12,42	11,72	11,30	9,71
Fe ₂ O ₃	5,81	5,84	5,71	4,28	4,53
FeO	7,97	8,94	7,56	7,71	7,74
MnO	0,20	0,19	0,13	nd	-
MgO	11,44	12,23	11,73	11,97	14,85
CaO	12,04	11,00	12,31	14,43	14,17
Na ₂ O	5,06	4,08	3,39	3,02	2,31
K ₂ O	0,55	2,14	0,77	1,92	1,34
H ₂ O+	1,39	0,38	1,70	1,28	} 1,99
H ₂ O-	1,46	0,21	0,68	0,60	
P ₂ O ₅	1,10	0,67	0,96	1,77	0,64
T O T A L	100,08	99,64	100,05	100,32	100,00

- 1 - Média de duas análises de analcita-ankaratritos. Ilha da Trindade.
- 2 - Média de duas análises de ankaratritos. Vulcão do Paredão. Ilha da Trindade.
- 3 - Média de três análises de ankaratritos. Ilha Fernando de Noronha. F.F.M. de Almeida, 1955, pag. 117.
- 4 - Ankaratrito. Tsiafajavona, Madagascar. Boiteau, analista. A. Lacroix, 1916, pag. 257.
- 5 - Média de 24 análises de ankaratritos. R.A. Daly, 1933, pag. 19.

análises, reproduzida na coluna 1 da Tabela XIII, ao lado de outras, de rochas similares. Verifica-se que, quimicamente, o analcita-ankaratrito caracteriza-se pelo seu teor em Na_2O relativamente alto. Quanto às outras características químicas, é perfeitamente comparável aos ankaratritos, de que não constitui, aliás, senão uma variedade cristalizada em presença de muita água.

Não sendo de nosso conhecimento definição de rocha com as características acima descritas, e dadas as evidentes semelhanças químicas e petrográficas que apresentam com os ankaratritos de Madagascar, descritos por A. Lacroix (1916, págs. 256-258), de que se distinguem somente pela participação da analcita como mineral primário e essencial; propomos designar a rocha dos derrames da formação Morro Vermelho como analcita-ankaratrito.

FORMAÇÃO VALADO

Tambuschitos

Os derrames de lava que se apresentam na escarpa litorânea intercalados nos detritos do grande cone aluvial do Valado são formados por rochas negras, inteiramente afaníticas, maciças ou contendo pequeninas vesículas e amígdalas. Ao exame microscópico mostraram-se em tudo comparáveis aos tambuschitos do Complexo de Trindade, pelo que nos pareceu desnecessário descrevê-las com detalhe, mas suficiente assinalar as pequenas diversidades observadas, pois que existem. A primeira é a menor abundância de cristais

de crisólita, que se mostram não só como microfenocristais mas componentes finamente granulares da matriz. Suas características óticas são as mesmas das dos tambuschitos do Complexo. As augitas basálticas das rochas do Valado apresentam os seguintes valores: $Z/c = 48^\circ$ e $2V = 54^\circ$. Tais relações, parecendo indicarem teores mais baixos em sódio, são confirmadas pela quase completa ausência da variedade verde, pleocróica, da augita, característica sempre presente em piroxênios dos tambuschitos do Complexo. Ainda outra peculiaridade dessas rochas, não encontrada nas mais antigas: possuem numerosos, embora pequeninos grânulos de perovskita, de cor rosada, espalhados entre os componentes da matriz.

Composição modal parcial de uma rocha do derrame inferior do Valado, colhida no sopé da escarpa marinha, indica possuir ela cerca de 14% de olivina, quase tudo como microfenocristais, e 4% de microfenocristais de augita.

A análise química dessa rocha está indicada na coluna 2 da Tabela IX.

VULCÃO DO PAREDÃO

Ankaratritos

As lavas emitidas pelo vulcão do Paredão não se distinguem, macroscopicamente, dos analcita-ankaratritos da formação Morro Vermelho. Têm cor cinza escura, homogênea, não permitindo reconhecer outros minerais que escassos cristais submilimétricos de olivina verde claro, cristais que excepcionalmente podem ter alguns milímetros de comprimento.

O exame microscópico revela-as como típicos ankaratritos. Têm textura holocristalina, mesmo nos mais finos derrames; matéria vítrea só foi vista nos componentes granulares dos piroclastos. Sua textura é porfírica a microfírica, não seriada, ocorrendo como fenocristais somente a olivina, que é muito abundante. A mesostasis é microlítica, contendo titanaugita como mineral predominante, grande quantidade de grânulos microscópicos de magnetita e muito pouca apatita. Estes minerais se incluem em matriz de caráter poikilitico, de que participam biotita e nefelina, esta parcialmente analcitizada.

A olivina é a mesma variedade de crisólita magnésiana das lavas da formação Morro Vermelho, caracterizada por ângulos $2V_X$ variando entre 87° e 94° , limites dos valores medidos, e N_Y vizinho de 1,685. Seus cristais, são pequeninos grânulos de contornos irregulares, fragmentos angulosos ou prismas subautomórficos parcialmente corroídos pela lava. Em pequena escala, foram transformados em biotita, periféricamente e ao longo de clivagens e outras fraturas.

O piroxênio, que caracteristicamente só se mostra na mesostasis, é titanaugita vivamente colorida de roxo, com tonalidades pouco acentuadas, mas típicas, de pleocroísmo. Suas diminutas dimensões não facultam tomada de valores óticos, mas foi-nos possível verificar, em seções prismáticas com clivagem (100), que seu ângulo de extinção Z/c é da ordem de 50° .

A biotita é uma variedade de lepidomelana, possivelmente titanífera, de muito acentuado pleocroísmo, com tons castanho-avermelhados escuros, segundo Y e Z. Além de

seu caráter poikilitico e de substituir parcialmente a olivina, projeta-se nas amígdalas e vesículas, com formas próprias, maneira de ocorrência também apresentada pela titanita, que assim mostra seus maiores e mais perfeitos cristais.

A nefelina, que só ocorre como material de enchimento da matriz, é límpida, inalterada, ou foi analcitizada. Cada cristal estende-se a grande área da preparação delgada.

A ordem de cristalização é a mesma acima descrita, dos analcita-ankaratritos, mas a analcita é, aqui, unicamente mineral deuterítico.

O caráter microlítico da maior parte da rocha não permite medir a porcentagem de seus minerais. As rochas analisadas têm, respectivamente, 16% e 14% de olivina.

A composição química dos derrames do vulcão do Paredão está ilustrada pela média de duas análises, reproduzida na coluna 2 da Tabela XIII. Vê-se que corresponde perfeitamente à dos ankaratritos típicos, de Madagascar, como a outros, de províncias congêneres. Diferem das lavas da formação Morro Vermelho por apresentarem teor mais elevado em K_2O , reflexo da maior quantidade de biotita que possuem, bem como serem mais pobres em Na_2O .

XENÓLITOS E EJETÓLITOS

Por seu significado petrológico os xenólitos e certos blocos dos piroclastos constituem alguns dos mais interessantes materiais rochosos encontrados na ilha. Em

Trindade não afloram rochas granulares, de caráter plutônico, como têm sido reconhecidas em ilhas em que a erosão atingiu níveis relativos mais profundos, no edifício vulcânico. Tal fato torna o estudo dos xenólitos e ejetólitos particularmente interessante, devido à possibilidade de serem encontrados, como realmente o foram, fragmentos das rochas subvulcânicas arrastados à superfície pelo magma.

Os xenólitos não ocorrem, em igual frequência, em todos os tipos rochosos da ilha. Ankaratritos e tambuschitos só os contêm de fonólito e outras lavas, mas nos derrames do Paredão vimo-los de vários tipos. As intrusões e derrames fonolíticos e nefeliníticos da sequência Desejado e do Complexo de Trindade, assim como tambuschitos, monchiquitos e outras rochas ultrabásicas do Complexo têm, com frequência variável, xenólitos perkiníticos, e mais raramente, melteigíticos ou de nefelina-sienitos, estes sobretudo frequentes nos fonólitos.

Praticamente, todos os tipos de xenólitos foram encontrados também como ejetólitos, nos piroclastos da sequência Desejado e do Complexo. A explicação do fato reside no desmembramento da lava pelas explosões, com separação das fases líquida e sólida. De tal modo, podem ser tratados em conjunto, neste estudo, que se baseia no exame microscópico de 37 amostras, a maioria de ejetólitos, escolhidas como representativas de uma coleção contendo mais de uma centena de exemplares.

Petrograficamente é possível classificar-se os xenólitos e ejetólitos de Trindade, outros que os do Paredão, em quatro grupos:

TABELA XIV
Xenólitos e ejetólitos de Trindade

	Titanomag- netita	Piroxênio	Biotita ³⁴	Hornblenda	Olivina	Nefelina	Feldspato alcalino
Kiirunaavaarito	XXX	-	-	-	-	-	-
Jacupiranguito	X	XXX	-	-	-	-	-
Glimerito	-	-	XXX	-	X	-	-
Hornblendito	X	-	-	XXX	-	-	-
Olivinito	-	X	-	-	XXX	-	-
Biotita-píroxenito	X	XXX	XX	X	-	-	-
Biotita-melteigito	X	XX	XXX	X	-	XX	-
Nefelina-sienito	X	X	X	X	-	XX	XXX

- a - eruptivas conhecidas in situ
- b - nefelina - sienitos
- c - melteigitos
- d - perkinitos

Nefelina-sienitos - Xenólitos de nefelina-sienitos foram amostrados nos necks dos picos Pontudo e Vigia; em dique de tambuschito aflorando na baixa-mar, na estirância da praia da Cachoeira; em blocos fonólíticos de procedência desconhecida, de perto da praia dos Cabritos e nas brechas da escarpa existente atrás da praia do Príncipe.

A amostra quimicamente analisada procede da primeira ocorrência citada. Tem cor cinza claro a levemente rosado; sua granulação é grosseira, com cristais tabulares de feldspato podendo apresentar mais de um centímetro de altura. O fragmento amostrado tinha cerca de 25 cm de diâmetro visível; era anguloso, sem sinais observáveis de reação magmática às suas bordas. O exame microscópico mostrou constituir-se em mais de três quartas partes, de feldspato alcalino, nefelina e um mineral, todo zeolitizado, do grupo da sodalita. Os feldspatos da rocha quimicamente analisada têm $2V = 40^\circ$ no núcleo, valor que cai a 33° na periferia dos cristais. Não têm estruturas micropertíticas visíveis. Possuem o plano dos eixos óticos normal a (010) e ângulo X/a de $7,5^\circ \pm 1^\circ$. São geminados somente segundo Carlsbad. Em ejetólito de nefelina-sienito colhido nos tufo do Complexo, os ângulos $2V$ dos feldspatos caem de 33° no núcleo a cerca de 15° nos mantos externos, mantendo-se $2V$ no plano normal a (010).

Parece-nos serem todos esses feldspatos, termos

da série sanidina-anortoclásio criptopertita, representando a sanidinização do primitivo soda-ortoclásio do nefelina-sienito, durante a inclusão na lava que os conduziu à superfície. Constituem mais de metade da rocha. A nefelina achase em maior parte transformada em analcita e zeólitos fibrosos, sobretudo natrólita; seus cristais são prismas com pinacóides basais, automorfos em relação ao feldspato. As seções dodecaédricas do mineral do grupo da sodalita mostram-se incluídas na nefelina e sanidina, achando-se transformadas em feltro zeolítico de estrutura fibro-lamelar muito fina, manchado por oxidação das inclusões originais. Como acessórios, contém a rocha pequenas quantidades de aegirina, biotita e hornblenda, citados na ordem de abundância, além de escassa titanita, apatita e magnetita. A aegirina tem ... $X/c = 3^\circ$ e intenso pleocroísmo em tons verdes, característicos. A hornblenda parece provir de transformação da biotita, mineral que se mostra repleto de inclusões de magnetita, produzidas por reabsorção. Sua textura é hipautomórfica-granular, com desenvolvimento automorfo dos minerais acessórios e dos feldspatóides. A ordem de cristalização é a habitual. Na rocha analisada a nefelina, em maior parte, cristalizou-se antes do feldspato, mas em rochas congêneres, da ilha, a relação é inversa. A aegirina, embora iniciando cedo sua cristalização, levou-a ao final do processo, pois que seus prismas podem ser vistos entre os cristais dos tectosilicatos e mesmo no escasso enchimento zeolitizado que localmente separa os cristais de nefelina e feldspato.

A análise química reproduzida na coluna 1 da Tabela XV, comparada com a média dos nefelina-sienitos, for-

TABELA XV

	1	2	3	4
SiO ₂	49,80	38,3	29,96	39,31
TiO ₂	0,40	4,19	3,00	1,68
Al ₂ O ₃	22,84	14,8	11,63	15,62
Fe ₂ O ₃	2,40	5,37	12,52	4,88
FeO	0,50	6,95	8,47	6,51
MnO	0,10	0,23	0,30	0,25
MgO	1,01	6,85	7,38	4,87
CaO	3,00	12,06	17,12	13,92
Na ₂ O	8,38	2,80	2,67	4,43
K ₂ O	5,30	3,81	0,10	2,69
H ₂ O+	3,93	3,19	1,20	1,39
H ₂ O-	2,37	0,52	1,60	0,51
P ₂ O ₅	0,10	0,62	2,15	0,19
CO ₂	-	-	1,54	0,41
SO ₃	-	-	0,03	2,18
Cl	-	-	0,30	0,36
T O T A L	100,13	99,7	99,97	99,60

- 1 - Nefelina-sienito. Xenólito em fonólito do pico Pontudo. Ilha da Trindade. Análise I.G.G. nº 10.471.
- 2 - Biotita-melteigito. Xenólito em fonólito. Praia do Príncipe. Ilha da Trindade. Análise L.P.M. nº 17.556.
- 3 - Biotita-piroxenito. Ejetólito nos tufos do vulcão do Paredão. Ilha da Trindade. Análise I.G.G. nº 10.873.
- 4 - Riedenito. Entre Weiberne e Rieden, Laacher-See. Média de duas análises, por Rost-Hoffmann. R. Brauns, 1922, pag. 80.

necida por Nockolds (1954, pág. 1024), indica ser a nossa rocha pobre em sílica e rica em CaO e MgO (considere-se a porcentagem em água que contém), refletindo a quantidade elevada de piroxênios e nefelina. Verifica-se, por outro lado, a perfeita identidade de composição química deste nefelina-sienito com os fonólitos da ilha (Tabela V), dos quais certamente representa a fácies granular.

A rocha contida em fonólito porfírico da praia dos Cabritos é idêntica à que vem de ser descrita, mas não possui biotita nem hornblenda. No contato com a rocha encaixante seus cristais de nefelina e sanidina cresceram para dentro desta, incluindo poikiliticamente os componentes escuros. Ejetólito de nefelina-sienito contido em brecha da escarpa atrás da praia do Príncipe tem de notável o estado de fraturamento de seus feldspatos. Difere das rochas acima descritas por não possuir mineral do grupo da sodalita e apresentar textura mais fina.

Biotita-melteigitos - Alguns dos ejetólitos e inclusões escuras contidas nas eruptivas de Trindade apresentam características mineralógicas e texturais que as aproximam do melteigito, designação aplicada por W. C. Brögger (1920, pág. 16-18), a termos melanocráticos da série plutônica urtito-ijolito, do distrito de Fen, na Noruega.

Todos os melteigitos de Trindade têm biotita como mineral essencial. São biotita-melteigitos. Não possuem qualquer indício de feldspatos e a quantidade de nefelina que apresentam é sempre subordinada em relação à de mafitos. Todos se constituem de piroxênio verde, biotita e nefelina, contendo como acessórios, em quantidade geral-

mente grande, magnetita, titanita e apatita. Podem possuir alguma hornblenda castanha, mas numa variedade existe quase tanto anfibólio quanto biotita. Têm textura hipautomórfica a xenomórfica-granular milimétrica, com nefelina desenvolvendo-se periliticamente (fotomicro.9).

Os piroxênios dos biotita-melteigitos são as mesmas variedades parda e verde de soda-augita descritas das eruptivas da ilha. Os maiores cristais têm núcleo pardacento claro, não pleocróico, com $2V = 58^\circ$, Z/c cerca de 50° e birrefringência da ordem de 0,028. Os pequenos cristais e o manto dos maiores têm cor verde, acentuado pleocroísmo segundo X (verde grama), Y (amarelo a amarelo esverdeado) e Z (verde amarelado). Sua birrefringência é algo maior, elevando-se a cerca de 0,033, crescendo juntamente com os valores de Z/c , que atingem 62° , e $2V$, (74°).

A biotita dessas rochas é uma variedade de muito acentuado pleocroísmo e absorção, com tons castanhos e castanho avermelhados. É provavelmente, uma titano-biotita. Mostra-se geralmente muito reabsorvida, com eliminação de magnetita.

A nefelina está quase sempre inalterada, ou parcialmente transformada em analcita e outros zeólitos, ou ainda em cancrinita.

A abundância de titanita e apatita é uma característica de todas essas rochas, porém em grande parte são epigenéticas.

Na coluna 2 da Tabela XV está reproduzida a análise química de um desses melteigitos de Trindade, um grande bloco, pesando cerca de 8 kg, amostrado na zona dos

piroclastos da praia do Príncipe. Verifica-se ser essa rocha relativamente pobre em sílica e rica em alumina e óxido de titânio. Quimicamente, muito se aproxima do riedenito (coluna 4 da Tabela XV), descrito por R. Brauns (1922, pág. 76), de um ejetólito da região fonolítica de Laacher See, Alemanha. Difere-as unicamente a qualidade do feldspatóide, que é anoroseana, na rocha alemã. Comparando-se, por outro lado, a análise do biotita-malteigito com as dos analcíticos e nefelinitos da ilha (Tabelas VII e VIII), verifica-se serem idênticas, salvo na relação $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$.

A composição mineralógica determinada na rocha analisada é a seguinte: biotita 40,2; soda-augita 29,0; nefelina 23,3; titanita 5,1; apatita 2,1 e magnetita 0,2. A nefelina está em parte zeolitizada.

Perkinitos - Numerosas inclusões negras encontradas em vários tipos de eruptivas da ilha, da sequência De sejado e do Complexo, revelaram-se ao microscópio serem verdadeiros perkinitos, isto é, rochas granulares tendo como essenciais unicamente minerais máficos. Apresentam-se como agregados, às vezes bem grosseiros (milimétricos) de cristais de piroxênio verde, titano-biotita, titano-hornblenda, titanita, magnetita e apatita. Misturam-se tais minerais nas mais diversas proporções, de sorte que, petrograficamente, há vários tipos a distinguir-se. Todos são caracteristicamente ricos em magnetita, apatita e titanita, minerais que formam cristais comumente com dimensões dos de silicatos. Os mais freqüentes são, provavelmente, constituídos pela associação de piroxênio verde e biotita, além dos acessórios acima referidos. Aproximam-se, claramente, dos biotita-malteigitos

já descritos, porém não têm nefelina ou outro feldspatóide. São biotita-piroxenitos semelhantes ao bebedourito, descrito por Tröger. Seu piroxênio, de cor verde, pleocróico, tem $2V = 62^\circ$ e $Z/c = 55^\circ$ a 58° , sendo a mesma variedade de soda-augita já descrita dos biotita-melteigitos. A biotita acha-se sempre muito reabsorvida, fenômeno que também pode ter-se manifestado na titanita, com transformação periférica, de seus cristais, em ilmenita. Pequenas inclusões de perovskita roxa foram identificadas na titanita. A apatita é uma variedade caracteristicamente cheia de inclusões diminutas, dispostas paralelamente ao eixo dos prismas. Muito reduzida quantidade de material zeolítico, em parte talvez representando nefelina original (por analogia com os melteigitos) preenche interstícios dessas rochas. A composição modal determinada num dos biotita-piroxenitos da ilha é a seguinte: aegirinaugita 61,7; titanomagnetita 12,1; biotita 8,1; titanita 9,5; apatita 3,8; enchimento zeolítico 4,8.

Um dos biotita-piroxenitos examinados apresenta interessantes transformações, que convém descrever. Sua constituição original era representada por cristais de soda-augita verde, por vezes de dimensões milimétricas, tendo núcleo pardo, os maiores. Em grande parte foram transformados em biotita de cor castanha, que os substituiu por entre os grãos ou neles penetrou, em clivagens e fraturas irregulares, ou formou pequenas inclusões lembrando bolhas. Em alguns lugares, a substituição foi quase total, sendo a rocha um agregado de pacotinhos submilimétricos de biotita. Esta substituição foi seguida de infiltrações que depositaram titanomagnetita, em pequeninos grãos ou manchas de maiores dimen-

sões, que claramente substituíram os minerais preformados. Seguiu-se a deposição de titanita, em grânulos enfileirados, às bordas da magnetita, entre os de piroxênio e biotita e dentro desta, alongados nos planos de clivagem. Localmente a titanita também forma finos veios. Em seguida as soluções depositaram abundante apatita, incolor, límpida, sobretudo disposta em veios. Posteriormente, nestes veios e noutros, que atravessam a rocha, depositou-se nefelina, para formar mosaico de pequenos cristais, muitos dos quais automorfos (fotomicro.10). O feldspatóide apresenta-se hoje quase inteiramente zeolitizado, sobretudo analcitizado. O xenólito descrito, que possuía cerca de 15 cm de comprimento, achava-se incluído no fonólito brechóide da praia do Príncipe, apresentando aspecto de gnaiss, não só devido à mineralização em finos veios paralelos como à própria disposição dos cristais de mica, imprimindo à rocha estrutura grosseiramente laminada.

Transformações da mesma natureza acima descrita foram observadas em numerosas das preparações que estudamos. Frequentemente notamos terem adquirido os cristais de soda-augita, intensa cor verde e pleocroísmo, nas vizinhanças dos veios mineralizados. Vez ou outra, também soda-augita, e mais raramente titanaugita, formou-se nessa alcalimassomatose. Num melteigito incluído em fonólito do pico Preto, observamos um veio com cerca de 3 mm de largura, constituído de feldspato alcalino (soda-ortoclásio) e nefelina, esta em menor quantidade, além de muito escassa titanita. Têm estes minerais limitação xenomórfica, embora aqueles sejam alongados na direção dos eixos dos respectivos prismas. Cha-

mou-nos atenção a grande quantidade de inclusões líquidas e gasosas em ambos os silicatos. Após se formar o veio, houve substituição parcial de seus componentes, por carbonato. Outro melteigito, de seixo da praia do Príncipe, tem finos veios quase unicamente constituídos de nefelina, com apatita acessória. Num biotita-piroxenito de tufos da praia dos Cabritos é notável a quantidade de apatita e titanita, em veios situados entre os cristais de biotita e soda-augita. A apatita foi o último mineral a se formar nos veios, porém houve formação, depois dela, de biotita que substitui parcialmente a augita.

Outros perkinitos têm biotita ou hornblenda predominando sobre o piroxênio. Ambos os minerais mostram-se geralmente muito reabsorvidos, transformados em augita e magnetita, fenômeno que por vezes só deixou fantasmas dos cristais originais. Nesse grupo de perkinitos encontramos as rochas de granulação mais grosseira da ilha, pois os anfibolitos podem apresentar cristais de hornblenda com 8 cm de comprimento, às vezes também os de biotita podendo ter dimensões centimétricas. Infelizmente, todos esses grandes cristais acham-se muito epigenizados e não puderam ser aproveitados no estudo químico-mineralógico.

São notáveis os xenólitos e ejetólitos de hornblendito em que os cristais de anfibólio, com centímetros de comprimento, dispõem-se subparalelamente, sempre associados com muita apatita, megascopicamente visível, em prismas que alcançam 2 cm. Um desses xenólitos formava veio em rocha fonolítica, ainda em parte a ele aderida. O veio tem 7 cm de largura, sendo os prismas de hornblenda normais às suas

paredes. Têm tais rochas aspecto de material pegmatítico.

Com o desaparecimento de biotita, apresentam-se, entre os xenólitos contidos nos fonólitos, rochas que são verdadeiros jacupiranguitos, constituídos unicamente de piroxênio, magnetita, titanita e apatita. Uma delas tem textura xenomórfica-granular milimétrica, algo orientada. Seu piroxênio é a mesma variedade verde, pleocróica, das rochas ultrabásicas da ilha; mostra-se inteiramente inalterado, como de resto, toda a rocha. Há grande quantidade de titanita, podendo mesmo exceder a de magnetita. A apatita dispõe-se em diminutos grãos xenomórficos, porém numa lâmina estas se reúnem para dominarem inteiramente, numa área não menor que 1 cm². A composição modal de uma dessas rochas muito rica em titanita e apatita é, aproximadamente, a seguinte: aegirinaugita 58%; titanita 19%; titanomagnetita 11%; apatita 12%.

O extremo da simplificação mineralógica dos xenólitos perkiníticos de Trindade é representado por massas de titanomagnetita, que em tamanhos de até uns 5 cm foram várias vezes observadas, incluídas nas rochas fonolíticas da ilha e nos tufo que lhes correspondem. A observação microscópica mostrou-nos poderem possuir quantidades reduzidas de aegirinaugita, com intenso pleocroísmo em tons verdes e amarelos. Ao piroxênio associam-se prismas de dimensões submilimétricas, de apatita, repletos de inclusões pulverulentas axialmente dispostas. Infiltrações provenientes da eruptiva encaixante depositarem minerais zeolíticos nas fraturas desses xenólitos. A análise química dos componentes do minério de um deles forneceu o seguinte resultado: $TiO_2 = 16,80\%$;

$\text{Fe}_2\text{O}_3 = 33,19\%$; $\text{FeO} = 35,79\%$. Ela indica constituir-se o xenólito, de cerca de 80% de titanomagnetita (aproximadamente 48% de magnetita e 32% de ilmenita). Alguns de tais xenólitos, contudo, são constituídos quase exclusivamente de titanomagnetita, além de raros prismas de apatita, ricos em inclusões. Petrograficamente, encontram similar em jazidas de magnetita originadas na segregação de diferenciados extrusivos de magmas gábricos ou alcalinos cristalizados em condições plutônicas. F. Rinne (1921, pág. 182), denominou-os kiirunavaaritos.

Os xenólitos acima descritos mostram-se em desequilíbrio com o líquido originário da rocha que finalmente os incluiu. Tal desequilíbrio deu causa a importantes processos de reabsorção magmática, que modificaram os minerais dos xenólitos e a composição da rocha encaixante. Cristais de hornblenda e biotita foram particularmente sujeitos a essas modificações, a ponto de chegarem a desaparecer completamente, substituídos por piroxênio e magnetita, ou só este mineral. Em nefelinitos do Complexo vimos xenólito perkinítico rico em hornblenda castanha clara, reabsorvida, em grande parte transformada em magnetita e apresentando contornos arredondados por corrosão magmática. No contato com o nefelinito tais cristais voltaram a crescer, adquirindo contornos automorfos, porém apresentando cores de pleocroísmo diferentes das do núcleo mas iguais às dos cristais crescidos no líquido nefelinítico. O nefelinito possui numerosos cristais isolados de hornblenda, com as características acima descritas, inclusive núcleo mais claro, reabsorvido, que certamente se originaram como xenocristais desprendidos dos xe-

nólitos perkiníticos e que continuaram a crescer no líquido. Nos fonólitos os cristais de hornblenda e biotita dos xenólitos transformaram-se em finos agregados de soda-augita verde, ou mesmo de aegirinaugita, e magnetita, transformação que se processou quando ainda havia mobilidade da lava, que provocou certa dispersão, não muito acentuada, dos produtos de reação das aureólas. A grande quantidade de cristais de soda-augita verificada em certos fonólitos ricos em inclusões perkiníticas parece resultar de tal contaminação.

Pensamos ser mais que uma possibilidade constituirem muitos dos "fenocristais" das eruptivas básicas da ilha, sobretudo os de anfibólio e biotita, verdadeiros xenocristais, libertados da desagregação das inclusões melano-cráticas. Todas as rochas da sequência Desejado possuem uma variedade de apatita que se apresenta, às vezes, em prismas com dimensões dos fenocristais de silicatos. Têm, como característica, a presença de abundantes inclusões opacas, pulverulentas, dispostas em fileiras paralelas ao eixo dos prismas. A mesma variedade só foi identificadas nuns poucos diques fonolíticos do Complexo, que bem podem ter sido os alimentadores dos derrames da sequência Desejado. Essa variedade de apatita, em prismas às vezes de grandes dimensões, é comum nos xenólitos perkiníticos, de que se teria libertado para constituir xenocristais nas referidas lavas.

XENÓLITOS E EJETÓLITOS DO VULCÃO DO PAREDÃO

Merecem estudo à parte os xenólitos e ejetólitos do vulcão do Paredão, por estarem intimamente relaciona

dos com suas lavas e apresentarem problemas petrogenéticos particulares. A meia centena de exemplares examinados foi colhida sobretudo nos tufos expostos nas falésias do morro do Paredão, mas uns poucos xenólitos foram vistos, e alguns amostrados, também nas lavas. Suas dimensões geralmente não excedem 5 cm. Têm cor cinza bem escura ou são negros, mas alguns têm tonalidade esverdeada. Sua granulação pode ser grosseira, com cristais milimétricos, e neles foram colhidos cristais de piroxênio, arredondados por corrosão magmática, tendo 2 a 3 cm de altura. Têm características que bem os distinguem dos fragmentos congêneres relacionados com as demais eruptivas da ilha. Quase todos possuem unicamente minerais fêmicos e contêm olivina em quantidades variáveis, mineral este que não vimos nos xenólitos e ejetólitos das outras formações. Caracteristicamente não possuem titanita e apatita, minerais quase sempre presentes nos congêneres mais antigos. A ocorrência de anfibólio é excepcional, como produto deuterítico.

Os minerais dessas inclusões são os essenciais fêmicos das lavas ankaratríticas: augita, olivina, biotita e magnetita. A olivina é a mesma variedade de crisólita, com $2V_X$, medido em numerosos grãos, variando entre 82° e 92° . A mica é a titano-biotita dos ankaratritos; tem cor castanha a vermelha para as direções de vibração Y e Z, sendo amarela dourada bem pálida segundo X. O piroxênio, todavia, difere do das lavas, que é augita basáltica ou titanaugita. Nos xenólitos e ejetólitos o piroxênio é soda-augita, comprovada por análise química (Tabela III). Não é zonado nem sensivelmente pleocróico, embora tendo cor verde. Tem $2V_X$ muito

constante, de 58° a 59° , porém o ângulo Z/c é baixo, variando entre 43° e 46° , enquanto que nas variedades de soda-augita verde das eruptivas da ilha tal ângulo sempre excede de 55° . Não as distinguem, porém, birrefringência ou dispersão.

O exame do material que colhemos indicou existir a mais completa variação nas porcentagens relativas de soda-augita, crisólita e titano-biotita. Alguns são olivinitos, ou mesmo dunitos, quando somente possuem olivina. Outros, os mais abundantes, são peridotitos com porcentagens diversas de soda-augita e alguma biotita. Com o crescimento desta porcentagem, passam a perkinitos em que predomina o piroxênio ou a biotita, correspondendo respectivamente, a piroxenitos e glimeritos.

Olivinitos

Têm os olivinitos de Trindade, cor cinza esverdeada a verde olivina clara, esta devida sobretudo à presença do piroxênio. Apresentam textura holocristalina xenomórfica-granular e granulação submilimétrica ou milimétrica (fotomicro.11). Quando alta a quantidade de piroxênio, este se dispõe entre os grânulos de crisólita, substituindo-os periféricamente, ou ao longo de fraturas e clivagens. Constitui tal piroxênio, muito pequeninos prismas de soda-augita verde, com $Z/c = 44^{\circ}$. Associam-se-lhes escassos e diminutos grânulos de magnetita. Numa interessante amostra tal substituição realizou-se preferentemente ao longo de nítido sistema de fraturas submilimétricas mais ou menos lineares e paralelas, emprestando à seção polida, venulação

que muito se salienta pela cor verde-oliva do piroxênio, em contraste com o cinza esverdeado claro da matriz olivínica.

Peridotitos e piroxenitos

Elevando-se a quantidade de piroxênio acima de 50%, os olivinitos passam a peridotitos e piroxenitos. Nota-se que com o crescer dessa quantidade, associam-se à rocha cristais xenomórficos de biotita que substituem o piroxênio, enquanto que os de soda-augita se apresentam maiores, comumente excedendo 1 mm de altura. Incluem, então, cristais de olivina, em grânulos arredondados ou fragmentos vizinhos que adotam mesma orientação ótica espacial, mostrando com isso, serem restos de um único cristal poupados ao se processar a substituição da crisólita pelo piroxênio. Num único exemplar verificamos substituição de soda-augita por uma variedade de hornblenda, mostrando-se como pequeninos prismas de cor castanha, pleocroísmo não muito sensível e ângulo 2μ não superior a 6° . Supomos tratar-se de titano-hornblenda, porém as diminutas dimensões não permitem medidas precisas de suas constantes óticas.

A análise reproduzida na coluna 3 da Tabela XV corresponde a um biotita-piroxenito em que cerca de três quartas partes se constituem de soda-augita, o restante sendo, sobretudo, titanita, magnetita e apatita. Estas três minerais depositaram-se, claramente, entre os grãos de piroxênio, que ao longo de fraturas, foram substituídos por biotita.

Glimerito

Curiosos fragmentos contidos nos tufos da boca ocidental do túnel do Paredão têm biotita como único mineral essencial, que lhes empresta côr bronzeada, característica. Sua granulação é submilimétrica e textura xenomorfa, com estrutura orientada que lhe imprime aspecto de um biotita-xisto (fotomicro.12). O exame microscópico indicou ser constituído de uma variedade de titano-biotita quase uniaxial, com muito acentuado pleocroísmo e côr, segundo Y e Z, vermelha-cereja, sendo o núcleo castanho, enquanto que para a luz vibrando segundo X, o mineral é amarelo muito pálido, na seção delgada. Trata-se da mesma variedade de biotita que substitui a augita dos piroxenitos e peridotitos. A ela se associa, no glimerito, quantidade de crisólita não superior a 5%, no material examinado.

A descrição acima feita evidencia conterem os xenólitos e ejetólitos do vulcão do Paredão os mesmos minerais escuros das lavas ankaratríticas, mas é diverso o piroxênio. Certamente êles se cristalizaram no ambiente subvulcânico, do mesmo magma que originou as lavas. Foram grandemente modificados por processos metassomáticos que levaram o peridoto a ser substituído por soda-augita e esta, por titano-biotita, a ponto de se formarem os glimeritos. A ação de soluções pneumatolíticas álcali-aluminosas manifesta-se claramente nessa metassomatose.

T U F O S

Sem pretendermos realizar estudo metuculoso dos tufos de Trindade, fizemos, contudo, talhar seções del-

gadas de diversas variedades de tufos lapilíticos e tufos cineríticos, entre as amostras que coletamos, que permitiram fazer-se idéia da natureza microscópica das frações finas dos piroclastos da ilha, como complementação das observações de campo.

Verificamos serem os mais básicos, das formações ankaratríticas e tambuschíticas, da natureza de tufos vítreos (vitric tufs, de L.V. Pirson, 1915), pois que se constituem maiormente de fragmentos de lava vítrea ou hipocristalina, contendo fenocristais de olivina e, mais raramente, os de tambuschito, também de piroxênio, além de micrólitos de augita e biotita, grânulos de magnetita e grande quantidade de cristalitos. O grau de desvitrificação de tais fragmentos, no material analisado, é geralmente reduzido, mas o processo se manifesta na presença, sobretudo nos piroclastos do vulcão do Paredão, de numerosos esferulitos de estrutura concêntrica e fibro-radiada, que se não confundem com as amígdalas preenchidas por zeólitos, bem como pela estrutura criptogranular que às vezes apresentam. Os tufos tambuschíticos da escarpa entre o pico das Graziñas e os alojamentos, na praia dos Portugueses, têm fragmentos de bela cor vermelha sanguínea, muito carregados de pequeninas vesículas, por vezes estiradas, não manifestando qualquer indício de desvitrificação. Fato de interesse petrogenético observado nessa ocorrência é a presença de fenocristais, microfenocristais e micrólitos de crisólita. Os maiores cristais do peridoto são perfeitamente automorfos, limitados pelas faces do prisma e das terminações dômicas, sem indícios de reabsorção ou solução magmática. Muitos micrólitos também se apre-

sentam como prismas curtos com terminações reentrantes, ou são esqueletos do tipo hopper, cujo interior é preenchido pelo vidro avermelhado. Os fragmentos do tufo contêm, ainda, micrólitos, porém não cristais maiores, de augita e magnetita. Duas conclusões de interesse decorrem dessas observações: a olivina crescia em perfeito equilíbrio no líquido que se consolidou como vidro, certamente não sendo xenocristalina; além disso, crescia juntamente com piroxênio, sem que se manifestasse qualquer reação de reabsorção. A reabsorção notada nas lavas ankaratríticas e tambuschíticas foi fenômeno que acompanhou fases mais avançadas da cristalização da rocha.

Os fragmentos vítreos de lavas básicas contidos nos tufos da ilha têm cor castanha avermelhada, alaranjada ou outras. São sempre muito carregados de vesículas e amígdalas submicroscópicas ou maiores, estas preenchidas sobretudo por natróлита, mas também por outros zeólitos não identificados. O índice de refração desses vidros é sempre superior a 1,54, no material examinado, indicando inexistência de palagonito ou produtos congêneres de transformação. Os contornos côncavos dos fragmentos atestam sua procedência, como resultado de expansão explosiva de gases no piromagma, tendo os fragmentos lançados ao espaço, se resfriado tão rapidamente que se não cristalizaram, conclusão que concorda com as observações de campo, sobre o tipo de vulcanismo vigente na emissão dessas lavas.

Além dos fragmentos de vidro, reconhecem-se, nos tufos básicos, outros constituídos de rochas holocristalinas, das respectivas lavas. Nada vimos de materiais acessórios,

nas lâminas estudadas, mas no campo sempre os reconhecemos, sobretudo dos ejetólitos acima descritos. Como já referimos, encontram-se, no campo, cristais isolados ou parcialmente encrustados em matriz eruptiva, em todos êsses piroclastos ultrabásicos. Nas seções delgadas também êles se apresentam, em quantidade por vezes elevada, nos tufos de perto do túnel, no morro do Paredão. São cristais inalterados de augita, biotita, olivina ou titanomagnetita, que se separaram da lava quando ainda líquida, durante as explosões.

Os componentes granulares acima descritos não têm qualquer classificação por tamanho ou forma, no material examinado, das formações ankaratríticas e tambuschíticas da ilha. Tocam-se, sem que os separe matriz clástica não vulcânica, sua acumulação subaérea parecendo fato seguro. Unem-se sobretudo por material zeolítico, que no Paredão é certamente natrólita, mas que em outros tufos tem natureza variada, em parte isotrópica (analcita?). Os tufos de perto do túnel do Paredão são muito litificados, pois além de natrólita disposta em agregados fibro-radiados revestindo os fragmentos, apresentam cimentação calcítica, em prismas e grânulos depositados após o zeólito. Não observamos a presença de cimentação carbonatada em níveis mais altos que o túnel, pelo que admitimos a possibilidade de haver ela resultado de infiltrações de água do mar, quando algo mais elevado o nível dêste.

Amostras microscopicamente examinadas, dos tufos nefeliníticos e graziníticos da sequência Desejado, mostraram quantidade elevada de fragmentos de rochas fonolíticas, bem como de cristais de piroxênio. Os fragmentos ví-

treos têm aspecto idêntico aos acima descritos, das formações ankaratríticas e tambuschíticas. Também aí não vimos palagonitos.

A maior parte dos tufo do Complexo de Trindade é de natureza fonolítica, isto é, têm predomínio de cristais e componentes líticos dos fonólitos da ilha. São tufo líticos, embora sempre muito carregados de fragmentos de cristais isolados. A participação de componentes vítreos é subsidiária, distinguindo-os dos tufo associados às rochas mais básicas.

Os componentes líticos dos tufo fonolíticos do Complexo e da sequência Desejado são, em maioria, fragmentos de fonólitos de diversos tipos, mas também de nefelinito e outras eruptivas reconhecidas in situ. Não vimos componentes acidentais, de resto nunca encontrados em qualquer piroclasto da ilha.

Os cristais desses tufo são de todos os tipos de minerais que descrevemos dos fonólitos da ilha, acrescidos de anortoclásio, que não havíamos visto em suas eruptivas; mostram-se inalterados, nas rochas não meteoradas, salvo os de feldspatóides, sempre zeolitizados.

Os fragmentos de lava vítrea são de cor castanha avermelhada ou amarelada, tendo refringência sempre sensivelmente superior à do bálsamo, indicando composição básica. Fragmentos atribuíveis à lava vítrea fonolítica apresentam-se inteiramente desvitrificados, transformados em mosaico criptocristalino, possivelmente zeolítico, com estrutura granular ou fibro-radiada, às vezes esferulítica. Têm cor pálida, amarelada, e refringência mais baixa que os de cor

vermelha, embora superiores ambas à do bálsamo.

A matriz e o cimento dos tufos fonolíticos constituem-se quase sempre de material zeolítico de muito baixa birrefringência e caráter criptocristalino que não permite sua completa determinação ótica, mas também o vimos isotrópico. Identificamos, seguramente, a existência de natrolita nessa matriz, assim como de analcita, que trai sua presença pelos trapezoesdros com formas próprias. Embora tenhamos reconhecido calcedônia na matriz de tufos fonolíticos, a presença de formas de sílica parece infrequente, nessas rochas.

Os tufos examinados, das formações fonolíticas, não apresentam classificação granular, salvo alguns que se acumularam sob água, reconhecidos nas escarpas existentes atrás da praia dos Portugueses; nestes tufos, cuja granulação corresponde à de arenitos finos e siltitos, observa-se apreciável seleção por tamanho, variando a granulação média de uma a outra lâmina do sedimento. Há muitos grãos arredondados, aparentemente por abrasão durante transporte aquoso. O cimento que os une é zeolítico. Não há carbonatos ou quaisquer restos de organismos.

*

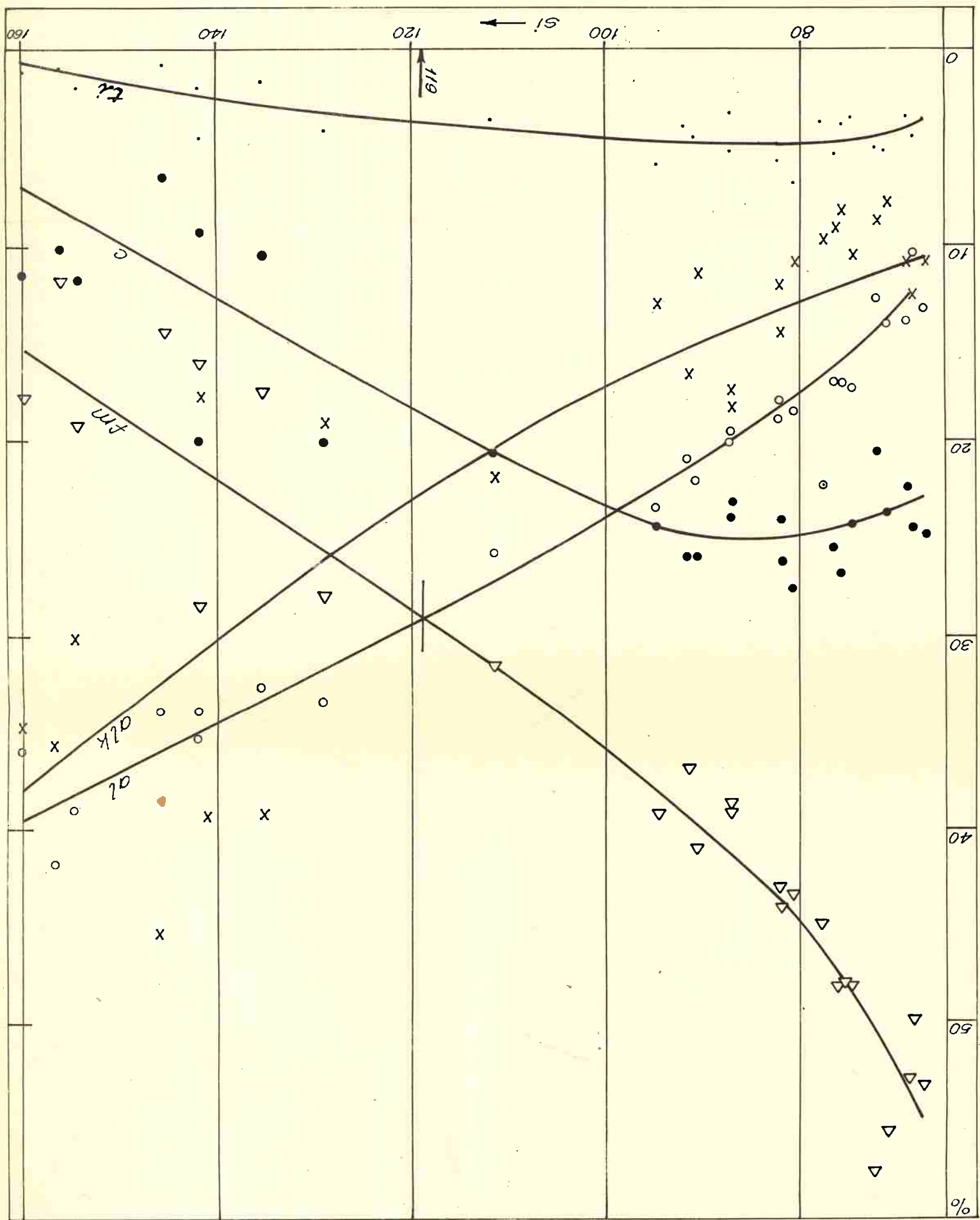
V - PETROQUÍMICA

A SÉRIE PETROGRÁFICA DE TRINDADE

As características petroquímicas da série vulcânica de Trindade ficam bem evidenciadas através do exame dos quadros de análises químicas, assim como das Tabelas XVIII e XIX, onde se acham figurados os principais parâmetros e as respectivas normas moleculares de tôdas as análises apresentadas. O diagrama de variação da Figura 6, construído com base em tais parâmetros, manifesta apreciável correlação positiva dos valores numéricos, bem as mesmas características gerais dos diagramas correspondentes às outras séries sódico-alcalinas do Atlântico, embora se desenvolvem do entre limites muito mais restritos de variação de sílica. Tais fatos, aliados à análise petrográfica detalhada, acima feita, e às observações de campo, não deixam dúvidas quanto a constituírem essas rochas uma sequência contínua de termos consanguíneos, desenvolvidos, através de processos de diferenciação magmática, a partir de matriz parental única.

Os valores de fm, no diagrama de variação, caem progressiva e rapidamente com o aumento em sílica, da série. Os valores de al e alk crescem simultaneamente, sua diferença positiva alcançando maior grandeza na zona central que nas extremidades do diagrama, onde fonólitos chegam a apresentá-la negativa. Na extremidade correspondente.

Fig. 6 - Diagrama de variação dos valores de Mg/L, das rochas de Trindade.



às rochas ultrabásicas, os valores de q a princípio crescem, atingindo máximo no grupo dos nefelinitos, para daí baixarem progressivamente, com o aumento em sílica. O parâmetro k só se eleva acima de 0,4 em duas rochas: os kali-gaúteítos, que não têm nefelina mas muito feldspato potássico, e o melteigito xenolítico, que tem 40% de biotita. Nos próprios fonólitos k é relativamente baixo. Tais fatos apontam o caráter sódico da série. O parâmetro si varia entre limites, ora conhecidos, de 67 e 160, o estreito intervalo denotando pobreza em sílica, ante a grandeza de al e alk , acarretando a consequência de ser extremamente subsaturada a série, com valores negativos de qz , não superiores a -28. As curvas equivalentes aos valores de fm e al interceptam-se na abscissa de $si = 119$, definindo isofalia notavelmente baixa.

Com exceção dos termos mais básicos, tambuschitos e ankaratritos, muito ricos em crisólitas, todas as rochas da ilha manifestam teores apreciáveis em ferro, relativamente ao magnésio, como o demonstram valores de mg não superiores a 0,55. Mesmo nas referidas exceções, as rochas analisadas apresentam tal valor não superior a 0,63, ao contrário do que acontece, por exemplo, com ankaratritos de Cabo Verde.

A curva correspondente a ti acompanha a do parâmetro q , naturalmente com muito menor variação dos valores numéricos.

Concluindo: a série eruptiva de Trindade caracteriza-se pela sua pobreza em sílica e riqueza em alumina e soda. É relativamente pobre em potassa e calco-álcalis.

TRINDADE E AS SÉRIES SÓDICO-ALCALINAS DO ATLÂNTICO

De há muito se conhece o carácter sódico-alcali no das séries vulcânicas do oceano Atlântico, outras que as ligadas às guirlandas insulares americanas e à província tu-leana. Dispondo-se hoje de estudos petrográficos detalhados e de já numerosas análises químicas de rochas de quase tôdas essas ilhas, pareceu-nos oportuno o confronto de tais resultados, para bem situar Trindade nessa província petrográfica. Adotando métodos preconizados por P. Niggli, servimo-nos dos diagramas de variação traçados por P. Esenwein (1929, pág. 214) para as ilhas Açores, Santa Helena, Ascensão e Madeira. Para o arquipélago das Canárias usamos os diagramas calculados por L. Berthois (1950, págs. 130-137), que se valeu de numerosas análises modernas fornecidas por E. Jeremine (1930, 1933 e 1935) e J. Bourcart e E. Jeremine (1937, 1938). J.C. Dunn, em importante mas pouco conhecido trabalho divulgado em 1941, apresenta diagramas de variação referentes ao arquipélago de Tristão da Cunha, a Kerguelen (no oceano Índico) e Gough. Novas análises, contidas em trabalho de T.F.W. Barth (1942) levaram-nos a refazer o diagrama referente a esta última ilha. Também para o arquipélago de Cabo Verde traçamos novo diagrama, utilizando 48 análises químicas contidas em trabalhos de C. Doelter (1882), A. Mário de Jesus (1932), B. Bebiano (1932), H. Ermert (1936), G.M. Part (1950) e outras reproduzidas por F. Wolff (1931), das obras de C.V. John ... (1896) e R. Reinisch (1906).

O diagrama representativo da série petrográfica de Fernando de Noronha foi traçado pelo presente autor em

Fig. 7 - Diagramas generalizados de variação das erupções de Trindade, Cabo Verde e Fernando de Noronha.

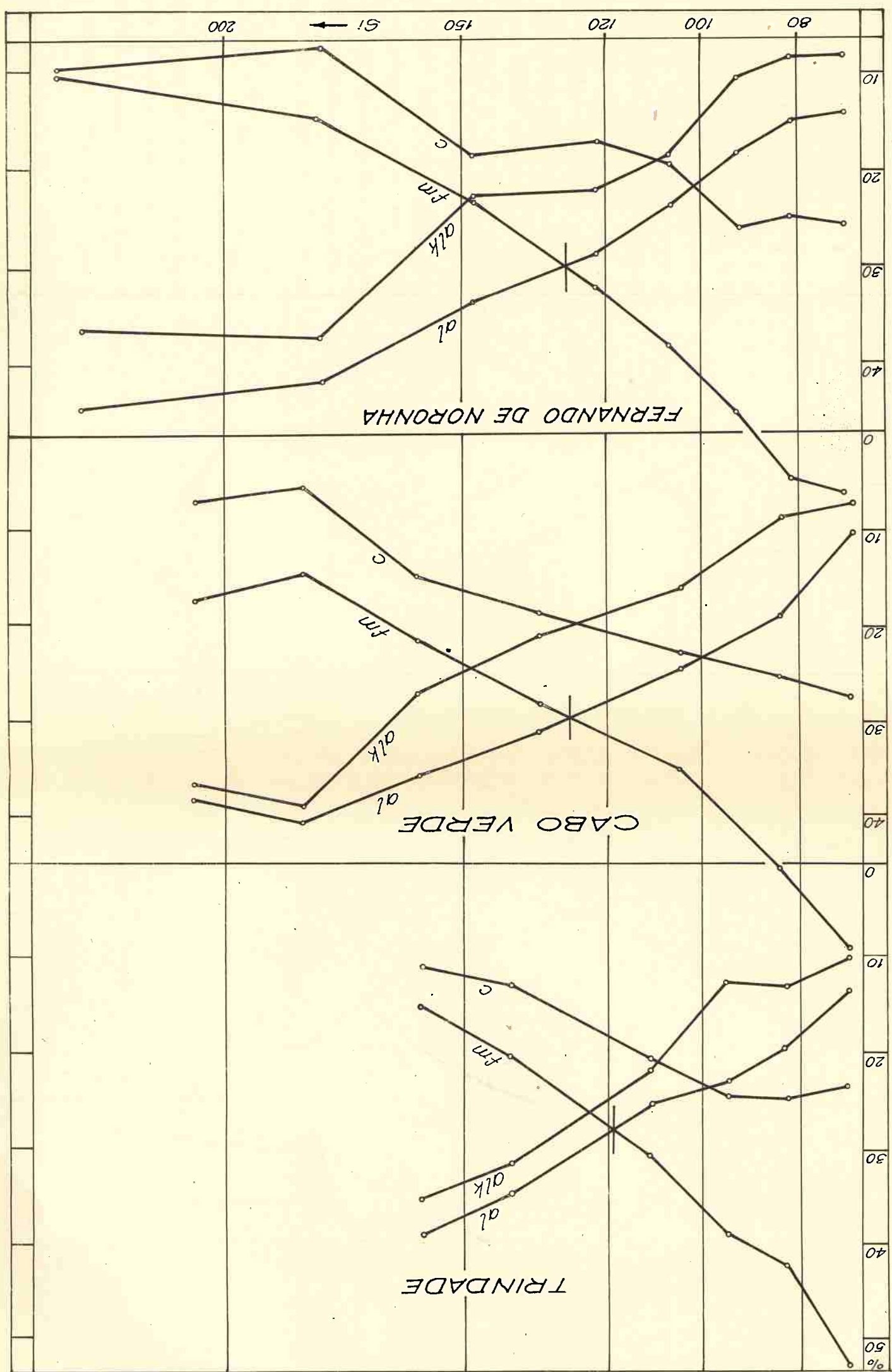
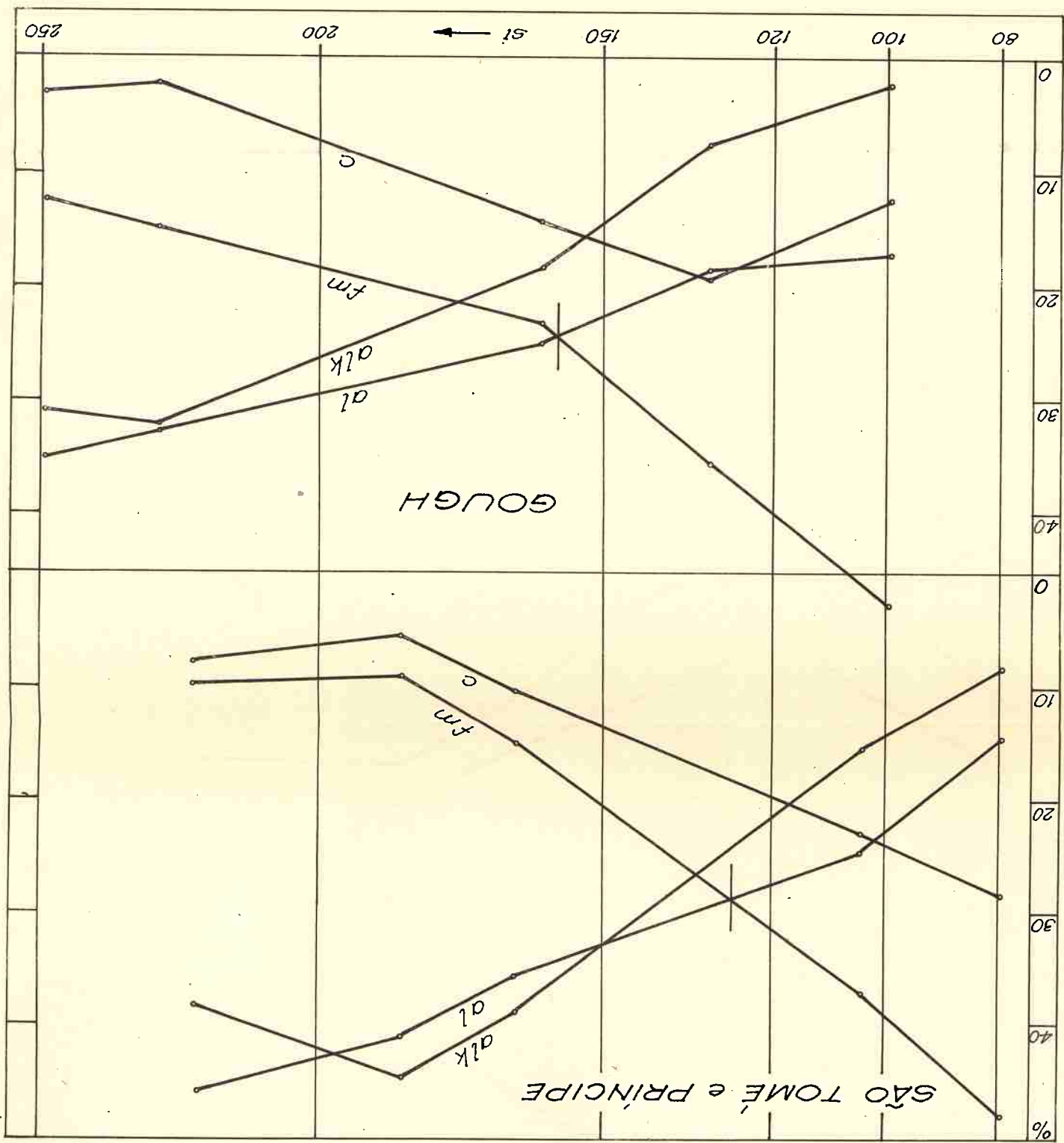


Fig. 8 - Diagramas generalizados de variacao das erupções das ilhas
 São Tomé e Príncipe, e Gough.



1955. Um diagrama geral (Fig. 7) referente a essa ilha, es-
tabelecido com base em médias das 34 análises de grupos si-
milares de rochas, é aqui apresentado; dêle decorre valor de
129 para sua isofalia. Diagrama de mesmo tipo, correspon-
dente a Trindade, também se acha contido na Fig. 7. As aná-
lises químicas de que podemos dispor para traçar diagrama
(Fig. 8) relativo às ilhas do golfo da Guiné referem-se às
possessões portuguesas de São Tomé e Príncipe, das quais
J.M. Coteló Neiva (1954) figura 14 análises.

Na Tabela XVI reunimos os principais parâme-
tros magnéticos relativos a essas 11 séries, confrontados
com valores crescentes de si conforme figuram nos traba-
lhos citados ou obtidos dos novos diagramas, aqui apresen-
tados. Dispussemos as várias séries em ordem de isofalia
crescente. Embora tais valores não apresentem grande exati-
dão, por sua própria natureza e pelo número relativamente
pequeno de análises de algumas delas, parece que as conclu-
sões seguintes não deverão ser substancialmente alteradas
com o aumentar desse número. Verifica-se, desde logo, que
essas séries petrográficas do Atlântico podem reunir-se em
dois grupos. O primeiro, a que chamaremos hiperalcalino,
inclui as ilhas mais próximas dos continentes: Trindade (i-
sografia 119), São Tomé e Príncipe (127), Cabo Verde (128),
Fernando de Noronha (129) e Canárias (133).

Ao segundo grupo, que designaremos miocalca-
linas, pertencem as séries das ilhas vulcânicas ligadas à
cadeia Médio-Atlântica e à ilha da Madeira (143): Tristão
da Cunha (144), Gough (158), Açores (158), Santa Helena
(158) e Ascensão (192).

TABELA XVI

PARÂMETROS MAGMÁTICOS DAS SÉRIES ALCALINAS DO ATLÂNTICO

Hiperalcalinas							Mioalcalinas						MÉDIAS	
si	Td	FN	SP	CV	K		Ma	TC	G	Ag	SH	Asc	Hip.	Mio.
al														
80	18	14	15	16	16		15	14	—	13	—	—	15,8	14,0
100	24	21	22	23	22		20	20	22	17	17	20	22,4	19,3
120	28	28	27	28	26		26	25	23	22	27	23	27,4	24,3
150	37	35	33	34	32		32	30	27	30	31	26	34,2	29,3
200	—	43	43	39	40		37	38	35	37	34	30	41,3	35,2
250	—	—	—	—	41		40	45	—	43	40	37	—	41,0
fm														
80	45	52	48	48	51		58	52	—	60	—	—	48,8	56,7
100	37	42	39	38	42		46	44	52	50	52	50	39,6	49,0
120	28	32	31	32	34		37	37	45	41	48	43	31,4	41,8
150	17	23	20	24	22		28	31	33	32	34	36	21,2	32,3
200	—	13	9	16	15		21	16	22	21	21	29	13,2	21,7
250	—	—	—	—	16		15	9	—	14	15	19	—	14,4
c														
80	25	25	29	27	27		22	27	—	22	—	—	26,6	23,6
100	23	23	24	24	28		25	25	18	25	23	25	24,4	23,4
120	19	17	20	21	25		24	23	22	26	20	23	20,4	23,0
150	12	18	14	17	19		21	18	21	20	18	20	16,0	19,6
200	—	8	7	7	9		13	13	11	13	11	14	7,7	12,5
250	—	—	—	—	6		11	3	—	4	5	7	—	6,0

(cont.)

TABELA XVI
(cont.)

	Hiperálcalinas						Mioálcalinas						MÉDIAS	
si	Td	FN	SP	CV	K		Ma	TC	G	Aç	SH	Asc	Hip.	Mio.
	alk													
80	12	8	9	8	6		5	7	-	5	-	-	8,6	5,6
100	16	15	14	15	9		9	11	7	8	8	5	13,8	8,0
120	25	22	23	19	16		13	15	10	11	15	11	21,0	12,5
150	34	24	33	25	27		19	21	19	18	17	18	28,6	18,7
200	-	37	42	37	37		29	33	32	29	34	27	38,0	30,6
250	-	-	-	-	38		34	43	-	39	40	37	-	38,6
	qz													
80	-68	-52	-56	-52	-44		-40	-48	-	-40	-	-	-54,4	-42,6
100	-64	-60	-56	-60	-36		-36	-44	-28	-32	-32	-20	-55,3	-33,0
120	-80	-68	-72	-56	-44		-32	-40	-20	-24	-40	-24	-64,0	-30,0
150	-86	-46	-82	-50	-58		-26	-34	-26	-22	-18	-22	-64,4	-24,7
200	-	-48	-64	-48	-48		-16	-32	-28	-16	-36	-8	-52,0	-22,7
250	-	-	-	-	-2		14	-22	-	-6	-10	2	-	-4,4
	al - alk													
80	6	6	6	8	10		10	7	-	8	-	-	7,2	8,3
100	8	6	8	8	13		11	9	15	9	9	15	8,6	11,3
120	3	6	4	9	10		13	10	13	11	12	12	6,4	11,8
150	3	11	0	9	5		13	9	8	12	14	8	5,6	10,7
200	-	6	2	2	3		8	5	3	8	0	3	3,2	4,5
250	-	-	-	-	3		6	2	-	4	0	0	-	2,4

(cont.)

TABELA XVI
(cont.)

	Hiperalkalinas					Mioalkalinas						MÉDIAS	
si	Td	FN	SP	CV	K	Ma	TC	G	Ag	SH	Asc	Hip.	Mio.
c - (al - alk)													
80	19	19	23	19	17	12	20	-	14	-	-	19,4	15,3
100	15	17	16	16	15	14	16	3	14	14	10	15,8	12,1
120	16	11	16	12	15	11	13	9	15	8	11	14,0	11,1
150	9	9	14	8	14	8	9	13	8	4	12	10,4	9,0
200	-	2	15	5	6	5	8	8	5	11	11	4,5	8,0
250	-	-	-	-	3	5	1	-	0	5	7	-	3,6

ABREVIACÕES

Td - Trindade
 FN - Fernando de Noronha
 SP - São Tomé e Príncipe
 CV - Cabo Verde
 K - Canárias
 Ma - Madeira
 TC - Tristão da Cunha
 G - Gough
 Ag - Açores
 SH - Santa Helena
 Asc - Ascensão.

Mostraremos que êsses dois grupos de séries apresentam diferenças não somente petroquímicas mas mineralógicas, petrográficas e mesmo quanto às suas relações geotectônicas. Há, contudo, transição entre êles, representada, principalmente, pelo arquipélago das Canárias, cuja tendência, porém, é mais para o grupo hiperalcalino.

Tomamos os valores médios dos principais parâmetros magmáticos das séries dos dois grupos, confrontados com valores crescentes de si e representamo-los em diagramas generalizados de variação, superpondo-os para mais clara comparação (Fig. 9). Analisando-se essa figura, verifica-se ser de 127 a isofalia média do grupo hipercalcalino, e de 157 a do mioalcalino. É o mesmo o traçado geral das curvas de ambos os diagramas de variação, atestando identidade dos processos de diferenciação, porém nas séries hiperalcalinas a variação é mais rápida, com o crescer de si, de modo a alcançarem idênticas porcentagens relativas dos parâmetros, em valores de si bem mais baixos que nas séries mioalcalinas. Em ambos os grupos as curvas de variação de al e alk tendem a convergir para valores crescentes em sílica, mas nas séries hiperalcalinas as diferenças (al - alk) são persistentemente mais baixas que nas mioalcalinas. São-no, igualmente, os valores de fm. O parâmetro c é mais baixo nas séries mioalcalinas, salvo nos diferenciados ultrabásicos, em que se cruzam as curvas respectivas dos dois diagramas. Se atentarmos à variação de qz, verificaremos ser muito mais acentuada a subsaturação nas séries hiperalcalinas e que ela se eleva com o crescimento em sílica, só se atenuando no extremo mais silicatado das séries, ao passo que nas mioalca-

linas a subsaturação diminui desde os termos mais básicos aos mais silicatados, chegando a se anular em valores relativamente baixos de si, em Madeira e Ascensão (v. Tabela XVI).

A evolução das séries mialcalinas avançou muito no sentido de se produzirem frações silicatadas, dando origem a rochas com si superior a 250, valor este que não é excedido nas séries hiperalcalinas, salvo em Canárias, que como já dissemos se apresenta como transição entre os dois grupos. Trindade, produto extremo da diferenciação hiperalcalina, não possui qualquer rocha conhecida com si superior a 200. Os valores deste parâmetro descem, no grupo a que pertence, a menos de 60, em Fernando de Noronha e Cabo Verde, mas é sempre superior a 70 nas séries mioalcalinas (salvo em alguns xenólitos, cuja origem se desconhece).

Feldspatóides existem nos termos moderadamente silicatados (fonólitos e traquitos) em Madeira e ilhas da cadeia Médio-Atlântica, mas sua ocorrência se associa à maioria das rochas das séries hiperalcalinas, mesmo às mais básicas. Em Trindade, eles existem em todas as eruptivas da ilha. Nas séries mioalcalinas, plagioclásios desempenham sempre papel relevante, existindo nos olivina-basaltos, olivina-álcali-basaltos, traquitos, doleritos, traquiandesitos, mugearitos, etc. Frequentemente, mostram-se como fenocristais e ocorrem nos xenólitos de rochas ultrabásicas. Nas séries hiperalcalinas o papel desempenhado pelos plagioclásios é discreto, tanto mais quanto menor a isofalia, pelo que são quase inexistentes em Trindade.

O exame dos diagramas da Fig. 9 permite compreender-se o motivo de tal fato: as diferenças ($al - alk$) são muito pequenas, os álcalis praticamente mobilizando toda a alumina disponível para formarem feldspatóides, feldspatos alcalinos e minerais ferro-magnesianos alcalinos. Os piroxênios das séries hiperalcalinas são geralmente augitas aluminosas (augitas basálticas), que passam a soda-augitas, aegirinaugitas e aegirinas. Nas províncias mioalcalinas, a tais piroxênios associam-se augitas muito diopsídicas e augitas pigeoníticas. A presença de melilita em frações alcalinas ultrabásicas, ricas em cálcio, só foi por ora verificada, nessa área, nas séries hiperalcalinas; sua ocorrência, em melilita-basaltos atravessados por sondagem em Bermudas (L.V. Pirson, 1914, págs. 334-338) parece indicar que esse recife se apoia sobre as ruínas de um vulcão hiperalcalino.

Geotectonicamente, também parece haver diversidade entre os dois grupos de séries, limitando-se as mioalcalinas à cadeia Médio-Atlântica e suas imediações (*), porém incluindo a ilha da Madeira; esta, e possivelmente também Canárias, parece estar relacionada com estruturas tectônicas de dobramento da península ibérica e norte da África, sem qualquer ligação com a cadeia Médio-Atlântica (J. Boucart, 1949). Talvez a isso se deva o caráter petroquímico intermediário, de ambas.

As séries hiperalcalinas estão relacionadas com zonas de fraturas lineares que das bordas das massas conti-

(*) Santa Helena está situada a algumas centenas de quilômetros a leste do eixo da cadeia.

nentais se dirigem para as grandes bacias do Atlântico. Infiltrações magmáticas ao longo de tais fraturas levaram ao aparecimento de cadeias de grandes vulcões, muitos dos quais surgiram acima do nível do mar, hoje constituindo ilhas, quando não foram inteiramente arrasados pela erosão marinha, apresentando-se como guyots ou suportes de recifes calcários. Erguem-se de grandes profundidades oceânicas, às bordas de suas maiores bacias.

As diversidades petrológicas entre os dois tipos de séries parece refletirem diferenças apreciáveis na natureza do substrato oceânico.

A estrutura da cadeia Médio-Atlântica foi recentemente investigada por métodos de refração sísmica (J. Ewing e M. Ewing, 1959), que mostraram ser ela significativamente diversa da estrutura das grandes bacias adjacentes. Possui uma camada superior, de material vulcânico basáltico, com velocidade sísmica, para as ondas compressionais, de 5,15 km/sg, recobrando outra apresentando somente 7,21 km/sg de velocidade sísmica, que esses autores supõem corresponda a uma mistura de material do manto com o da crosta basáltica oceânica.

Sendo relativamente pequenas as anomalias da gravidade, a cadeia está em aproximado equilíbrio isostático, e como sua altura sobre o soalho oceânico é, em média, de 3 km, esses autores concluíram existir sob ela um substrato, com cerca de 30 km de espessura, constituído por material com velocidade sísmica de 7,3 km/sg. Supomos situaram-se os focos vulcânicos abaixo da descontinuidade Mohorovičić, e o magma parental, ao atravessar a raiz da ca-

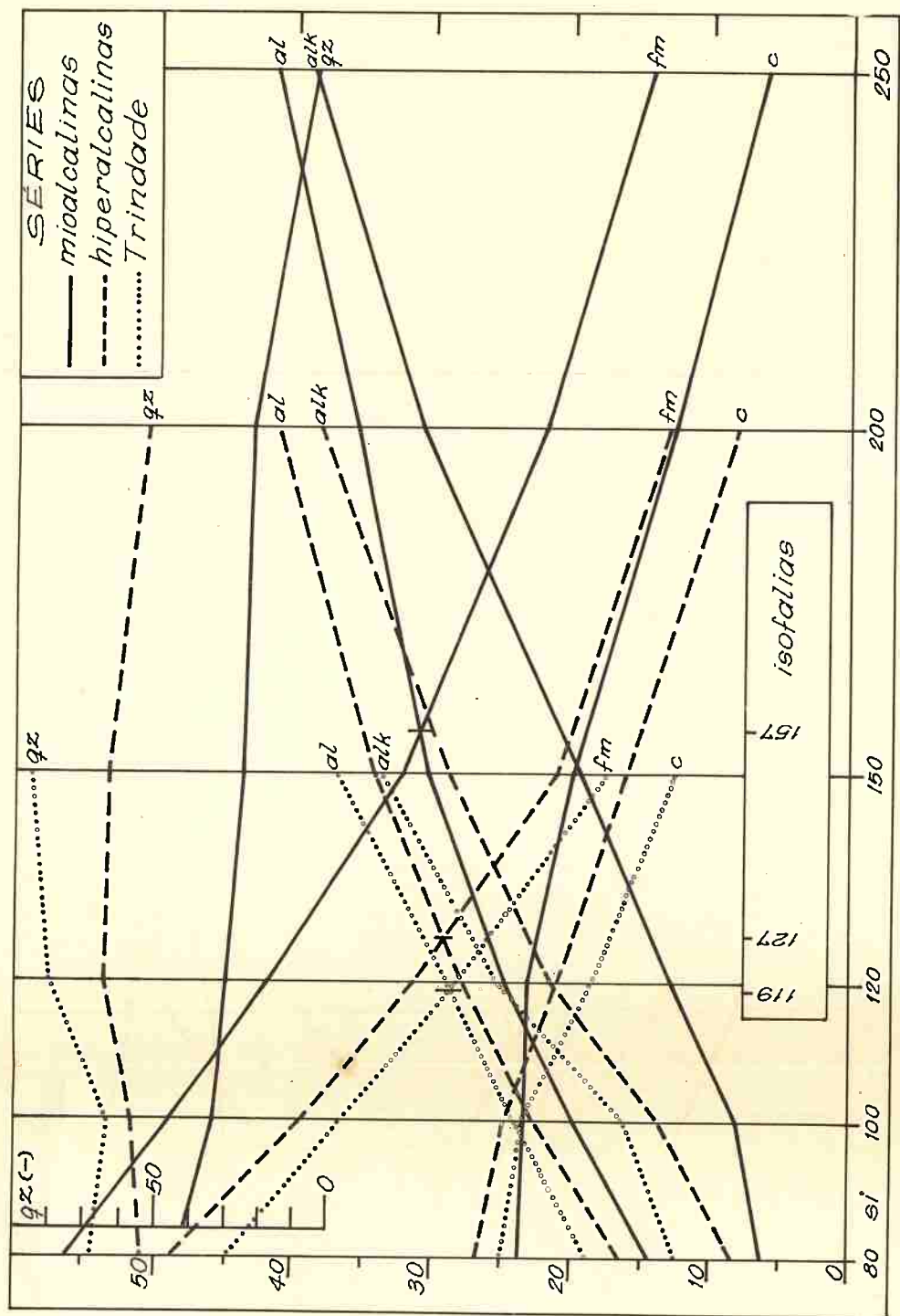


Fig. 9 - Comparação dos diagramas generalizados de variação das séries micalcálinas e hipercalcálinas do oceano Atlântico, e o da ilha da Trindade.

deia, nela se contamina, silicatando-se. Tal contaminação não existe em Trindade e nas outras séries hiperalcalinas típicas, que surgem do interior das profundas bacias, cujo substrato é uma camada basáltica com meia dúzia de quilômetros recobrimdo diretamente material ultrassimático do manto. Embora sejam ainda muito escassos os conhecimentos sobre a estrutura da crosta ao largo da península ibérica e da costa atlântica norte-africana, parece significativo, na explicação do caráter petroquímico de transição, de Canárias e Madeira, o fato de haverem J. Ewing e M. Ewing (1959, pág. 303) comprovado também nessa área, a existência, no substrato oceânico, de uma camada intermediária com velocidade sísmica de 7,8 km/seg, inferior à geralmente observada para a parte mais próxima ao manto (8,0 a 8,1 km/seg).

Procurando-se situar Trindade no quadro que acabamos de apresentar, verifica-se desde logo corresponder petrograficamente a ilha ao extremo alcalino subsaturado das séries hiperalcalinas. Examinando-se o conjunto de parâmetros contidos na Tabela XVI verifica-se que Trindade, cuja isofalia é a mais baixa entre essas séries, apresenta também, sistematicamente, mais baixos os valores dos parâmetros fm e mais elevados os de al e alk. Os valores negativos de qz no intervalo de variação de si que se apresenta na ilha, são mais baixos que em qualquer outra série pesquisada do Atlântico, apontando a extrema subsaturação das rochas de Trindade. O intervalo de variação, relativamente aos valores de si, também é mais baixo em Trindade que nas outras séries da província. Na Fig. 9 justapusemos o diagrama geral de variação de Trindade e o da média das províncias hiperalcali-

nas. Verifica-se que praticamente tudo o que dissemos d'êste último ao compará-lo com o das províncias mioalcalinas, poderia ser agora repetido. A quase inexistência de plagioclásios em Trindade é devida aos mesmos motivos por que tais minerais são menos importantes nas séries hiperalcalinas que nas mioalcalinas. O caráter particularmente básico dos fonólitos de Trindade, para o qual já chamamos atenção, é outra consequência das características petroquímicas da série, em que valores elevados de alumina e álcalis são alcançados com baixos teores em sílica, obrigando o desenvolvimento abundante de feldspatóides, tornando improvável a existência de traquitos ou rochas mais ácidas, na ilha. Tambuschitos e ankaratritos representam frações magmáticas muito pobres em sílica, porém relativamente ricas em álcalis, favorecendo o desenvolvimento de feldspatóides e analcita magmática nas rochas ultrabásicas, em posição, na série de diferenciação, em que noutras ilhas vulcânicas alcalinas se mostram olivina-basaltos. Analogamente a Trindade, também tais rochas existem em outras séries hiperalcalinas do Atlântico. Entre as rochas ultrabásicas e os fonólitos, êles próprios muito básicos, existem em Trindade estranhas rochas, os grazinitos e kali-gauteitos, ocupando posição onde nas séries alcalinas se mostram geralmente basaltos pouco olivínicos, traquíbasaltos e mugearitos. Sua presença, em Trindade, deve-se ao facto de se não terem podido desenvolver plagioclásios, por motivo já apontado.

Em 1931 M.A. Peacock propôs o chamado índice alcali-cálcico, que é o valor de SiO_2 ao qual correspondem, no diagrama da variação, porcentagens ponderais iguais, de

CaO e $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$. De acôrdo com a alcalinidade indicada por tal índice, que tem sido internacionalmente aplicado, Peacock distinguiu quatro classes de séries eruptivas. Como resultado da presente investigação propomos acrescentar às de Peacock, uma quinta classe, a das séries hiperalcalinas, cujo índice álcali-cálcico não excede 46. De tal modo, assim se classificam as séries eruptivas:

Hiperalcalina < 46 $<$ alcalina < 51 $<$ álcali-cálcica < 56 $<$
 $<$ calco-alcalina < 61 $<$ cálcica

Trindade tem índice álcali-cálcico 44 (Fig.10).

H. Kuno, em 1959, propôs construir-se diagramas de variação não utilizando SiO_2 como abcissa, porém a relação $\text{MgO} \times 100 / \text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, que varia mais regularmente através dos sucessivos estádios do fracionamento. Designou tal relação, índice de solidificação (SI). Ao valor de SI em que se cruzam as curvas correspondentes a CaO e $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ Kuno denominou índice álcali-cálcico, que se não deve confundir com o proposto por M. Peacock (1931, pág. 54). À página 55 de seu trabalho, Kuno indica o valor de SI correspondente a sete séries vulcânicas do oceano Pacífico (ilhas havaianas, Marquesas, Samoa, Tahiti, Moorea, Austral e Pedro I), quatro do oceano Índico (Mauritius, Kerguelen, Possessão e Heard) e quatro do Atlântico (Jan Mayen, Ascensão, Santa Helena e Gough). Considerando-se o traçado geral das curvas correspondentes à cal e álcalis nos diagramas de variação, verifica-se ser Trindade, com $\text{SI} = 17$ para $\text{CaO} = 8,5$, mais alcalina que tôdas essas séries. Kuno realizou cálculo idêntico para séries vulcânicas de regiões continen-

tais não orogênicas. Comparadas com Trindade, verifica-se serem algumas delas mais alcalinas, como Navajo-Hopi, nos Estados Unidos da América, Laacher See na Alemanha e a província vulcânica do centro-norte da Mandchuria, mas são tôdas de caráter predominantemente potássico antes que sódico, resultando, aparentemente, de contaminação de magma alcalino-basáltico por material granítico da crosta continental. As razões acima apresentadas apontam Trindade como a série vulcânica alcalina mais sódica e subsaturada entre as até agora investigadas no mundo.

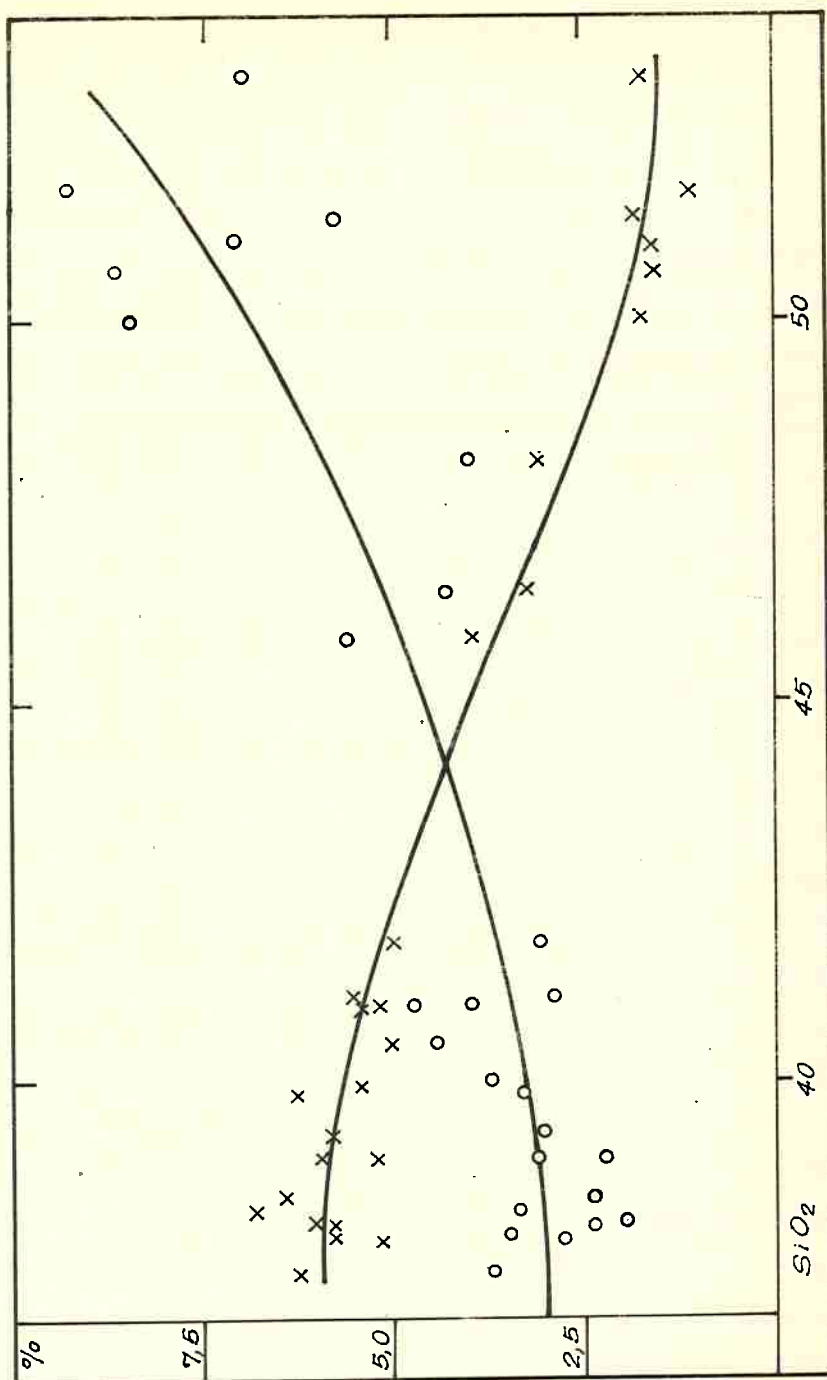


Fig. 10 - Índice alcali-cálcico das eruptivas de Trindade.

TABELAS XVII, XVIII e XIX

Referências

- 1 - Tambuschito. Valado. I.G.G. nº 10.608.
- 2 - Tambuschito. Complexo de Trindade. Dique na praia do Emma. I.G.G. nº 10.470.
- 3 - Analcita-ankaratrito. Praia da Calheta. I.G.G. nº 10.536.
- 4 - Analcita-ankaratrito. Dique no vale do córrego Vermelho. I.G.G. nº 10.638.
- 5 - Ankaratrito. Lava do vulcão do Paredão. I.G.G. nº 10.420.
- 6 - Ankaratrito. Lava do vulcão do Paredão. I.G.G. nº 10.607.
- 7 - Olivina-nefelinito. Dique no Vale Verde. I.G.G. nº 10.445.
- 8 - Nefelinito. Derrama da sequência Desejado no planalto Axial. I.G.G. nº 10.606.
- 9 - Nefelinito. Dique na costa noroeste, entre a praia dos Cabritos e a ponta da Crista de Galo. I.G.G. nº 10.537.
- 10 - Nefelinito do Complexo de Trindade. Costa norte da ilha. I.G.G. nº 10.492.
- 11 - Nefelinito do Complexo de Trindade. Dique atrás da praia dos Cabritos. I.G.G. nº 10.721.
- 12 - Monchiquito. Dique próximo à ponta da Crista de Galo. I.G.G. nº 10.667.
- 13 - Olivina-analcitito. Escarpa da costa norte da ilha. I. G.G. nº 10.636.
- 14 - Analcitito. Dique no planalto Axial, defronte ao pico do Monumento. I.G.G. nº 10.637.
- 15 - Analcita-basanito. Dique no planalto Axial. I.G.G. nº 10.491.

- 16 - Analcitito. Dique na escarpa a SW do pico 345 (mapa de Trindade, da Diretoria de Hidrografia e Navegação). I. G.G. nº 10.674.
- 17 - Grazinito. Alto vale do córrego Vermelho. I.G.G. nº 10.440.
- 18 - Kali-gauteito. Escarpa atrás dos alojamentos. L.P.M. nº 17.556.
- 19 - Kali-gauteito. Dique entre a praia dos Cabritos e a ponta da Crista de Galo. L.P.M. nº 17.556.
- 20 - Fonólito. Pico Pontudo. L.P.M. nº 17.556.
- 21 - Noseana-fonólito. Dique na escarpa vizinha à praia dos Cabritos. I.G.G. nº 10.718.
- 22 - Fonólito do morro Desejado. I.G.G. nº 10.468.
- 23 - Analcita-fonólito. Falda ocidental do morro Desejado. I.G.G. nº 10.666.
- 24 - Tinguaito. Dique entre a praia dos Cabritos e a ponta da Crista de Galo. I.G.G. nº 10.720.
- 25 - Nefelina-sienito. Xenólito no fonólito do pico do Vigia. I.G.G. nº 10.471.
- 26 - Biotita-melteigito. Ejetólito em tufo da escarpa atrás da praia do Príncipe. L.P.M. nº 17.555.

OBS: I.G.G. = Instituto Geográfico e Geológico de São Paulo.

L.P.M. = Laboratório da Produção Mineral, do Departamento Nacional da Produção Mineral.

TABELA XVII
COMPOSIÇÃO QUÍMICA

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	37,60	38,60	37,12	37,52	38,00	39,00
TiO ₂	2,60	2,50	3,20	3,60	2,50	3,60
Al ₂ O ₃	10,75	15,09	12,22	12,46	12,99	11,86
Fe ₂ O ₃	7,23	5,39	5,47	6,15	5,48	6,20
FeO	6,61	7,83	7,18	8,76	8,33	9,55
MnO	0,19	0,20	0,20	0,20	0,20	0,19
MgO	12,68	9,41	11,36	11,52	12,16	12,31
CaO	13,00	11,72	12,40	11,68	11,60	10,40
Na ₂ O	5,24	4,52	6,75	3,37	4,47	3,58
K ₂ O	1,46	1,56	0,61	0,50	2,48	1,80
H ₂ O ⁺	0,60	1,20	1,07	1,70	0,27	0,50
H ₂ O ⁻	1,10	1,00	1,33	1,60	0,11	0,30
P ₂ O ₅	0,90	0,93	1,34	0,86	0,79	0,55
P.F.	-	-	-	-	-	-
TOTAL	99,96	99,95	100,25	99,92	99,38	99,94

TABELA XVII

(cont.)

7	8	9	10	11	12	13
37,60	37,40	40,00	40,08	41,00	37,40	38,80
2,50	3,40	3,20	2,30	2,00	2,50	3,60
14,41	14,29	15,67	15,67	15,55	18,58	14,53
7,47	7,71	5,63	6,75	4,35	3,96	5,88
6,75	6,25	6,46	5,17	7,90	8,26	7,97
0,20	0,25	0,20	0,15	0,18	0,15	0,20
8,39	8,50	5,43	4,49	5,64	7,93	6,44
12,40	11,60	10,00	10,60	10,40	10,00	11,60
3,40	4,06	6,42	6,49	6,67	3,60	5,42
1,19	0,70	3,39	1,35	2,78	1,90	0,61
2,30	2,47	1,65	3,40	0,50	1,35	2,35
1,20	1,83	1,15	2,20	0,50	0,65	1,35
1,33	1,42	0,93	1,40	1,15	0,65	1,23
-	-	-	-	-	2,30	-
99,14	99,88	100,13	100,05	100,02	99,23	99,98

TABELA XVII
(cont.)

	14	15	16 *	17	18	19
SiO ₂	40,60	39,60	39,00	44,80	45,0	46,8
TiO ₂	3,30	3,00	2,50	1,60	1,82	2,06
Al ₂ O ₃	17,03	15,25	16,05	17,76	19,9	19,0
Fe ₂ O ₃	4,99	6,51	5,95	5,55	4,06	4,02
FeO	6,03	6,75	5,38	3,81	2,61	2,43
MnO	0,20	0,10	0,15	0,20	0,20	0,14
MgO	5,28	6,72	5,71	3,47	2,87	2,83
CaO	9,80	10,72	9,92	7,80	6,54	6,17
Na ₂ O	5,23	6,64	4,19	6,87	3,58	2,84
K ₂ O	0,71	0,54	1,32	3,87	6,02	6,26
H ₂ O+	3,15	1,50	2,75	1,10	4,56	3,25
H ₂ O-	2,85	1,80	3,85	2,30	3,20	3,08
P ₂ O ₅	0,67	1,05	0,78	0,88	0,33	0,28
CO ₂	-	-	-	-	0,16	1,40
Cl	-	-	0,30	-	-	-
P.F.	-	-	1,40	-	-	-
TOTAL	99,84	100,18	99,25	100,01	100,8	100,6

(*) Tem 0,04 % de SO₃.

TABELLA XVII
(cont.)

20	21	22	23	24	25	26
50,6	51,00	49,40	49,40	51,00	49,80	38,3
0,88	0,30	0,80	0,80	0,50	0,40	4,19
21,3	20,25	20,32	21,16	19,41	22,84	14,8
2,94	2,26	3,06	3,29	2,97	2,40	5,37
1,39	2,58	2,51	1,58	1,58	0,50	6,95
0,14	0,15	0,15	0,15	0,15	0,10	0,23
1,56	0,80	1,40	1,52	1,44	1,01	6,85
3,08	2,12	3,60	3,52	3,40	3,00	12,06
9,17	13,00	11,35	8,16	8,00	8,38	2,80
7,95	5,00	5,30	2,75	5,26	5,30	3,81
1,31	0,89	0,85	2,30	1,82	3,93	3,19
0,04	0,55	1,15	3,10	2,30	2,37	0,52
0,21	0,18	0,29	0,25	0,22	0,10	0,62
0,20	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-
-	1,00	-	1,40	1,98	-	-
100,8	100,08	100,18	99,38	100,03	100,13	99,7

TABELA XVIII
NORMA MOLECULAR

	1	2	3	4	5	6
Or	-	-	3,25	1,5	-	10,5
Ab	-	-	0,5	-	-	-
An	1,8	16,0	1,25	18,0	7,75	10,7
Ne	27,6	24,6	35,55	18,6	23,4	19,5
Lc	6,8	2,8	-	1,2	4,4	-
Kp	-	3,6	-	-	5,7	-
Ac	-	-	-	-	-	-
Ns	-	-	-	-	-	-
Ak	17,5	-	15,0	-	11,0	-
Fo	-	-	-	-	-	-
Wo	-	-	-	-	-	-
Di	18,2	29,2	17,0	28,8	16,6	23,4
Ol	15,4	12,8	14,7	19,5	21,0	21,0
He	-	-	-	-	-	-
Mt	7,5	5,7	5,65	6,6	5,7	6,5
Il	3,6	3,4	4,4	3,9	2,55	5,0
Ap	1,6	1,9	2,7	1,9	1,9	3,4
P. esp.	3,01	3,01	2,97	2,94	2,96	3,12

TABELA XVIII

(cont.)

	7	8	9	10	11	12	13
Or	7,5	5,0	-	9,0	1,0	-	3,0
Ab	0,5	6,5	-	9,0	-	-	6,75
An	21,25	19,0	4,3	9,5	4,5	30,0	14,0
Na	18,9	18,9	34,7	30,9	35,7	20,1	26,25
Lc	-	-	15,4	-	12,4	8,8	-
Kp	-	-	0,5	-	-	0,3	-
Ac	-	-	-	-	-	-	-
Ng	-	-	-	-	-	-	-
Ak	-	-	-	-	-	-	-
Fo	-	9,1	-	-	-	-	-
Wo	-	-	-	1,4	-	-	-
Di	27,4	24,8	32,2	26,0	31,6	14,8	29,6
Ol	9,75	-	0,7	-	4,95	16,85	5,7
He	-	-	-	-	-	-	-
Mt	8,25	8,5	5,9	8,1	4,65	4,35	6,5
Il	3,6	5,0	4,5	3,2	2,8	3,6	5,0
Ap	2,9	3,2	1,8	2,9	2,4	1,3	2,7
P. esp.	3,08	2,81	2,87	2,84	2,96	2,81	2,90

TABELA XVIII
(cont.)

	14	15	16	17	18	19
Cr	4,0	3,0	8,5	20,0	38,0	39,5
Ab	17,7	8,0	10,0	10,9	2,0	9,5
An	22,3	10,0	23,3	7,5	21,3	22,5
Ne	19,0	32,0	18,6	31,3	19,5	10,8
Lc	-	-	-	-	-	-
Kp	-	-	-	-	-	-
Ac	-	-	-	-	-	-
Ns	-	-	-	-	-	-
Ak	-	-	-	-	-	-
Fo	-	-	-	-	3,05	3,4
Wo	-	-	-	0,3	-	-
En	-	-	-	-	-	-
Di	19,4	29,2	21,6	20,2	8,6	7,2
Ol	5,5	4,25	5,4	-	-	-
He	-	-	-	-	0,9	1,8
Mt	5,5	6,9	6,8	5,8	3,0	1,8
Il	5,0	4,2	3,8	2,2	2,8	3,0
Ap	1,6	2,4	1,9	1,8	0,8	0,5
P. esp.	2,75	2,86	2,56	2,73	2,61	2,54

TABELA XVIII
(cont.)

	20	21	22	23	24	25	26
Or	19,5	28,0	27,95	16,5	32,0	31,5	-
Ab	-	7,6	-	37,2	22,5	16,5	-
An	-	-	-	13,5	1,7	8,8	17,25
Ne	39,6	41,0	45,8	23,3	30,0	35,7	15,9
Lc	20,0	-	1,2	-	-	-	10,8
Kp	-	-	-	-	-	-	6,0
Ac	7,8	6,0	8,0	-	-	-	-
Ns	0,8	8,1	3,1	-	-	-	-
Ak	-	-	-	-	-	-	-
Fo	-	-	0,1	2,4	-	-	-
Wo	0,7	-	-	-	1,5	-	-
En	-	-	-	-	-	0,8	-
Di	10,2	7,2	12,4	2,4	8,4	4,0	32,9
Ol	-	1,4	-	-	-	-	3,75
He	-	-	-	0,9	-	1,6	-
Mt	-	-	-	2,1	3,0	0,2	5,9
Il	1,2	0,4	1,0	1,2	0,6	0,6	6,2
Ap	0,2	0,3	0,5	0,5	0,3	0,3	1,3
P.esp.	2,62	2,56	2,62	2,47	2,53	2,42	3,03

TABELA XIX

ÍNDICES DE NIGGLI

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	qz	tl
1	66,9	11,2	53,3	24,9	10,6	0,16	0,63	0,47	-75,7	3,5
2	74,5	17,1	48,2	24,3	10,4	0,19	0,57	0,50	-67,1	3,6
3	67,9	13,1	49,9	24,4	12,6	0,05	0,62	0,49	-82,5	4,3
4	70,9	13,8	55,7	23,8	6,7	0,08	0,59	0,43	-55,9	5,1
5	68,6	13,7	53,2	22,4	10,7	0,27	0,62	0,42	-74,2	3,4
6	72,0	12,9	57,9	20,6	8,6	0,24	0,59	0,38	-62,4	5,0
7	75,4	17,0	48,2	26,7	8,1	0,19	0,52	0,55	-57,0	3,8
8	76,0	17,0	48,6	25,3	9,1	0,12	0,53	0,52	-60,4	5,3
9	87,0	20,0	38,7	23,2	18,1	0,26	0,45	0,60	-85,4	5,2
10	91,2	20,9	36,9	25,9	16,3	0,12	0,41	0,70	-74,0	3,9
11	87,0	19,5	39,3	23,8	17,4	0,22	0,46	0,61	-82,6	3,2

12	77,5	22,6	45,2	22,6	9,7	0,25	0,55	0,50	-61,3	3,8
13	81,7	17,9	44,0	26,2	11,8	0,06	0,46	0,60	-65,5	5,6
14	94,7	23,4	39,3	24,5	12,8	0,07	0,47	0,63	-56,5	5,9
15	82,1	18,7	43,0	24,0	14,3	0,04	0,49	0,56	-75,1	4,7
16	90,4	21,9	41,0	25,8	11,3	0,17	0,48	0,64	-54,8	4,3
17	111,5	25,8	31,6	20,7	21,9	0,24	0,41	0,65	-76,1	3,4
18	129,0	33,4	27,7	20,0	18,9	0,42	0,44	0,73	-46,6	4,0
19	142,0	33,8	28,5	20,0	17,7	0,53	0,55	0,70	-28,8	4,6
20	142,0	35,2	16,2	9,2	39,3	0,36	0,41	0,57	-102,9	1,8
21	145,4	33,8	14,5	6,4	45,3	0,20	0,23	0,44	-101,3	0,7
22	135,5	32,6	17,7	10,5	39,2	0,23	0,32	0,59	-101,7	1,6
23	154,8	39,0	19,1	11,7	30,2	0,18	0,37	0,61	-66,0	1,8
24	160,2	35,9	17,9	11,4	34,8	0,30	0,37	0,64	-79,0	1,1
25	156,3	42,0	12,0	10,1	35,9	0,29	0,41	0,84	-87,3	0,9
26	80,7	18,6	43,3	27,5	10,6	0,47	0,51	0,63	-61,7	6,7

VI - PETROGÊNESE

Sem pretendermos resolver o complexo problema de origem da série vulcânica de Trindade, fomos, todavia, levados a indagar a procedência de suas rochas, por pensarmos que um estudo petrográfico e geológico detalhado como o que ali tivemos oportunidade de realizar, só se justifica se dê-le pudermos alcançar resultados, hipotéticos que sejam, que contribuam para o melhor entendimento dos processos que originam as rochas eruptivas. A explicação genética que apresentaremos, não a temos como definitiva. Sabemos que estudos mais detalhados deverão modificá-la, senão mesmo abandoná-la. Contudo, ela nos pareceu a que melhor condiz com os fatos observados e os ainda tão controvertidos processos que têm sido sugeridos para explicarem a origem das rochas alcalinas.

Qualquer interpretação genética que se atribua à série deverá atender às suas peculiaridades. Trindade é um edifício vulcânico volumoso, isolado no interior da mais ampla bacia do Atlântico, erguendo-se de profundidades elevadas, da ordem de 5.000 metros. Tais condições tornam duvidosas quaisquer interpretações que apelem para materiais de natureza sílica, sejam crustais ou magmáticos. Tampouco parece-nos admissível a presença, no soalho oceânico, de sedimentos calcários, porventura acessíveis ao magma, que provocassem a dessilicificação notável da série. Sob o ponto de vista petroquímico, Trindade deve ser considerada a série

vulcânica oceânica a mais subsaturada e sódico-alcalina entre as até agora investigadas no mundo. O significado petro genético de tal fato também não pode ser perdido de vista.

Em Trindade não há olivina-basaltos, seja entre os vulcanitos ou os fragmentos de procedência subvulcânica, trazidos à superfície pelo magma ou através de explosões. Quase não existem plagioclásios, não se lhes podendo atribuir qualquer papel de importância na evolução da série. Só estes fatos parece indicarem que a simples cristalização fracionada do universal magma olivina-basáltico não explica sua origem.

Naturalmente, ao se interpretar a gênese da série é necessário ter-se em vista, também, fatos relacionados com outras séries hiperalcalinas sódicas, pois parece evidente a participação de processos similares em todas elas.

CRISTALIZAÇÃO FRACIONADA

A mais provável explicação que se nos apresenta, para a gênese da série eruptiva de Trindade, reside em processos de cristalização fracionada a partir de material magmático de natureza basanítica, modificados por fenômenos de metassomatose. São os seguintes os fatos que indicam a importância que teve na série, a cristalização fracionada.

O diagrama de variação da Fig. 11, traçado conforme proposto por Harker (1909), em que a porcentagem ponderal dos óxidos, nas ordenadas, é confrontada com a variação da sílica, mostra, através da correlação positiva de seus pontos, pertencerem as rochas analisadas a uma série única.

A maneira como se traçam as curvas de variações dos óxidos é a que deve esperar-se do processo de cristalização fracionada (N.L. Bowen, 1928, págs. 96-110). As curvas correspondentes a Al_2O_3 , Na_2O e K_2O elevam-se no mesmo sentido, o do crescimento em sílica. Simultaneamente, caem os valores equivalentes a FeO (total), CaO , MgO e TiO_2 . Chamamos atenção, já varias vezes, para a reduzida importância dos plagioclásios na série, não se lhes podendo atribuir qualquer papel de relêvo na cristalização fracionada do hipotético magma basanítico, tido como raiz da série. Resulta de tal fato o rápido crescimento dos valores de Al_2O_3 , desde os estádios mais básicos. Nos estádios intermediários da evolução, correspondentes a grazinitos e kali-gauteítos, rochas ainda muito básicas, os teores em alumina já se elevam a 20%, contrariamente ao que se deveria esperar, tivesse havido separação importante de plagioclásios nos estádios iniciais. A curva correspondente à variação de CaO cai mais lentamente nos termos mais básicos, em que se processou forte fracionamento através da cristalização de crisólitas. A partir dos nefelinitos, seu declive se acentua para valores crescentes em sílica, refletindo a cristalização abundante, e sua separação, de augita basáltica e soda-augita, que tinham mais cal que o líquido. A curva correspondente a FeO tem traçado bem regular, sub-retilíneo, mas a dispersão dos pontos torna-se grande, na extremidade silicatada. A curva do MgO cai bruscamente, na extremidade básica da série, evidentemente como resultado da separação de crisólitas, depois mais regularmente desce a valores muito reduzidos, nos fonólitos. No diagrama da Fig. 12 acha-se representada a variação relativa dos va-

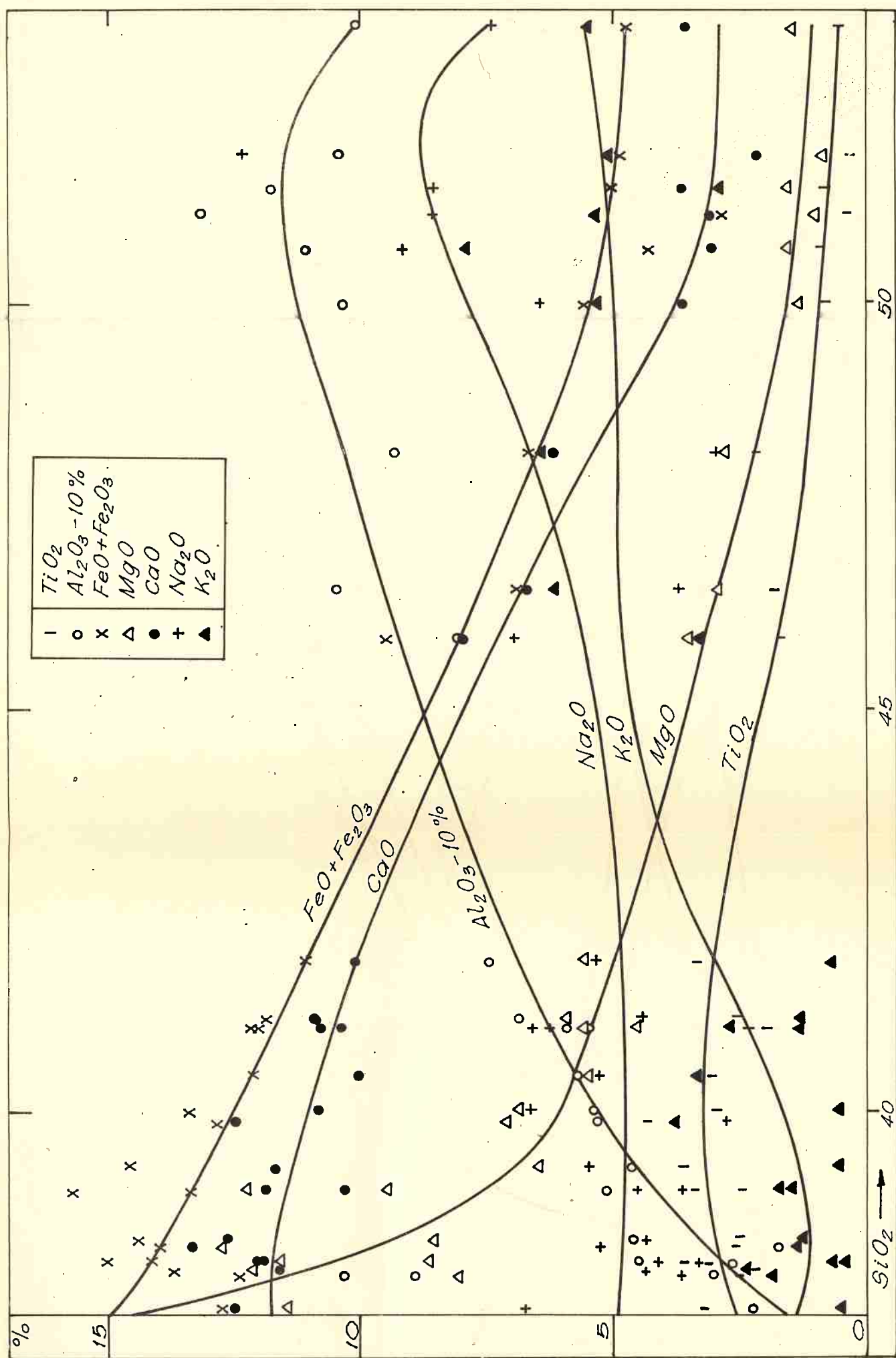


Fig. 11 - Diagrama de variação dos principais óxidos em função de SiO_2 , em Trindade.

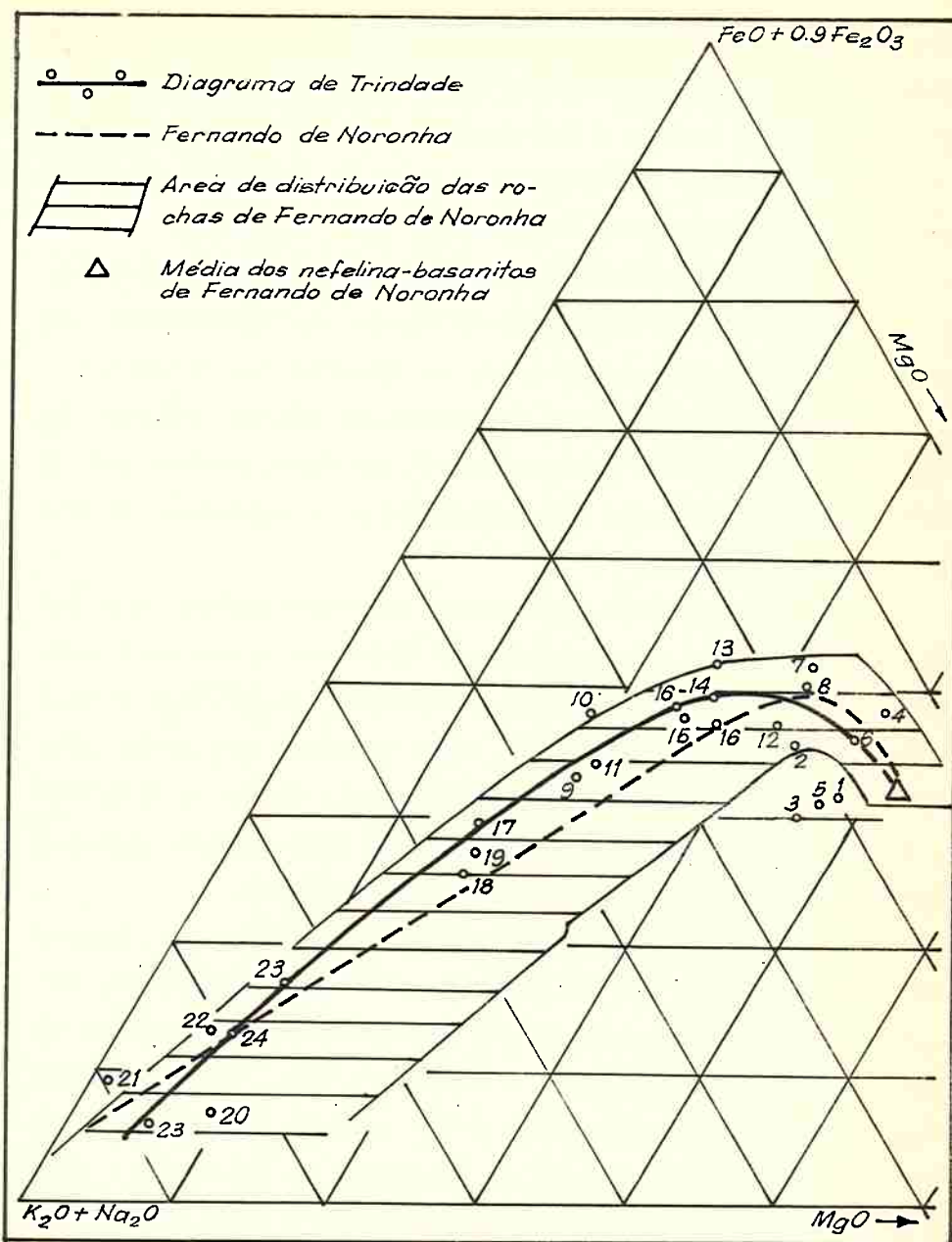


Fig. 12 - Diagrama de variação $MgO-FeO-(Na_2O + K_2O)$ das erupções de Trindade, comparado com o de Fernando de Noronha. Os números correspondem aos das Tabelas XVII a XIX.

lores de $\text{MgO} - \text{FeO}$ (total) - $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, conforme proposto por A. Peldervaart (1949, págs. 180-183) porém com a modificação de incluir também o FeO equivalente ao sexquióxido, por se não poder avaliar devidamente o grau de oxidação do ferro durante e após o processo vulcânico. Tal diagrama, cujos pontos apresentam notável regularidade em sua distribuição, mostra ter a série sofrido somente fraco enriquecimento em ferro, relativamente ao magnésio, no decurso da diferenciação, naturalmente muito mais acentuado no extremo básico da sequência. O reduzido enriquecimento em ferro mostra que a cristalização fracionada foi comandada pela separação de minerais ricos em ferro.

A ascensão das curvas correspondentes aos álcalis também aponta a cristalização fracionada, com alcalinização progressiva dos resíduos. A relação $\text{Na}_2\text{O}/(\text{Na}_2\text{O} + \text{CaO})$ cresce continuamente (Fig. 13), como convém a uma série originada pela cristalização fracionada (R.L. Wager e W.A. Deer, 1939), embora no caso presente isto seja devido antes à precipitação de piroxênios que de plagioclásios.

Bowen (1937, págs. 13-19) indicou que magmas ácidos, com mais de 80% de minerais síalicos normativos, exclusive anortita, têm composição suficientemente próxima de membros do sistema $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2$ para terem apresentado evolução comparável à do sistema investigado em laboratório, em 1935, por J. F. Shairer e N. L. Bowen, pelo que seus líquidos residuais evoluíram para o vale das baixas temperaturas da superfície de fusão, constituindo tal fato, forte indicação de ter a série se originado por cristalização fracionada. Tal relação foi por Bowen (1938, pág. 18) ve-

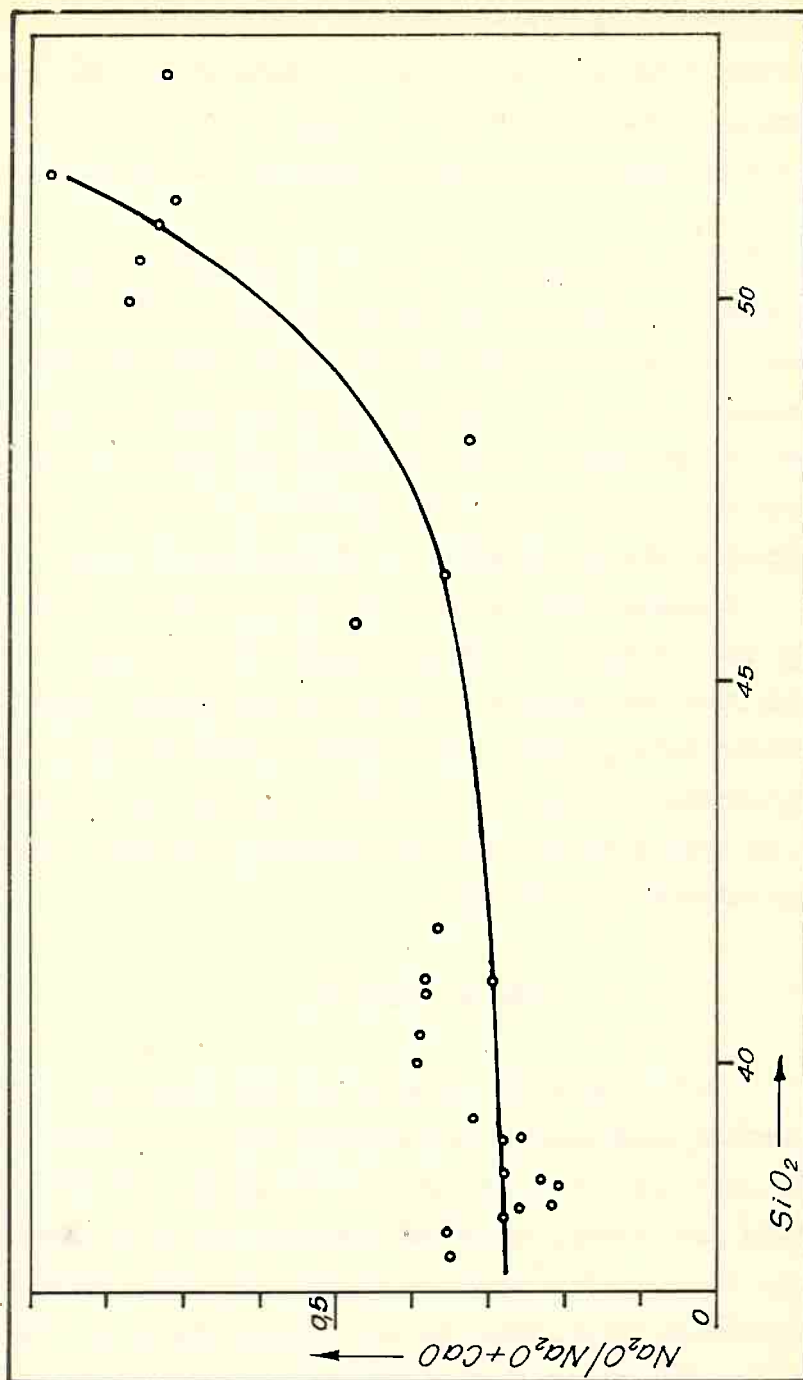


Fig. 13 - Diagrama de variação da relação $\text{Na}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}$ em função de SiO_2

rificada para rochas da África Central; por T.F.W. Barth ... (1939, pág. 82; 1952, pág. 121) para diversos grupos de rochas plutônicas e vulcânicas; por K. Yagi (1953, pág. 806), para rochas alcalinas do distrito de Morotu, nas Sakhalinas, etc.

Aplicado o conceito ao caso presente (Fig. 14), considerando rochas com mais de 80% de minerais siálicos normativos, verificamos que alguns fonólitos da ilha têm composição correspondente a tal resíduo, porém outros, como as lavas da formação Desejado e os kali-gaudeítos, bem se afastam da área de baixas temperaturas da superfície de fusão, refletindo sua grande pobreza em sílica e riqueza em álcalis.

Consideramos os fatos acima apontados, fortes indícios de que processos de cristalização fracionada, com expulsão dos líquidos residuais, seja por prensagem, decantação ou outros meios, foram importantes na diferenciação da série. Mostraremos abaixo, ser possível derivar os principais tipos de eruptivas da ilha, de um magma parental cuja natureza passaremos a investigar.

O MAGMA PARENTAL

Em Trindade não existem olivina basaltos nem quaisquer rochas plagioclásicas que pudessem ser derivadas da cristalização fracionada de olivina-basaltos. Já G.A. MacDonald (1949, pág. 1582), havia demonstrado ser muito improvável que as rochas nefelínicas do Hawaii pudessem derivar-se da cristalização fracionada de olivina-basaltos, e seus argumentos, que não necessitam ser repetidos aqui, com ra-

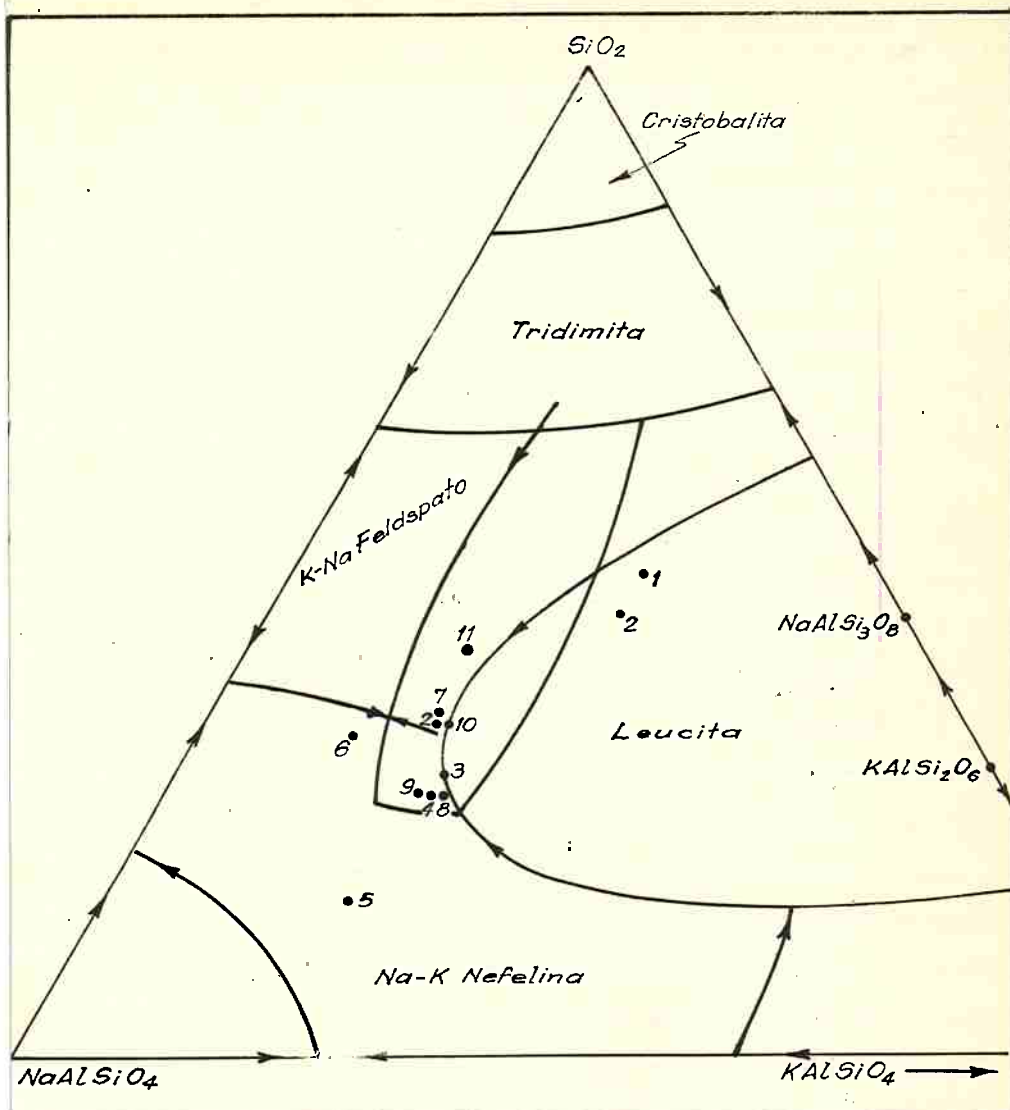


Fig. 14 - Composição dos magmas residuais de Trindade e das séries congeneras.

Trindade: 1 e 2 - kali-gaudeitos; 3 - tinguaito; 4 - nefelina-sienito; 5 - fonolito do morro Desagado; 6 - analcita-fonolito; 7 - Fernando de Noronha; 8 - Cabo Verde; 9 - Príncipe; 10 - Tahiti; 11 - Santa Helena; 12 - média de 47 fonolitos af. S.R. Nockolds (vide tabela V, para as médias representadas pelos pontos 7 a 12).

zões ainda mais fortes aplicam-se a Trindade. Ante os motivos acima apontados, indicando ter sido a cristalização fracionada importante, senão principal processo de derivação dos tipos de eruptivas da ilha, procuraremos investigar quais as características de um material magmático que pudesse responder por sua origem.

Julgamos serem os elevados teores em alumina e álcalis, compensados pela geral pobreza em sílica manifestada por tôdas as rochas da série, uma herança de características do magma parental próximo.

O diagrama da Fig. 12 indica que de tal magma cristalizava-se olivina, pois que a relação MgO/FeO não poderia ser inferior a 0,91, admitido que seja, representarem tais rochas o resultado de cristalização fracionada e considerando a subsaturação e riqueza em ferro, de tal líquido. Como já dissemos, o rápido decréscimo dessa relação, nos termos mais básicos da série, é muito significativo quanto à separação de cristais de olivina magnesiânica. Também seria tal magma rico em titânio, fósforo e água. Dêle não se cristalizavam plagioclásios ou só o faziam em escala moderada, de modo a não influírem na diferenciação da série, que foi dominada pela separação de minerais ferromagnesianos, como já acima concluímos. Investigando a natureza de um magma que satisfizesse a tais condições, fomos levados a procurá-lo entre os basaníticos.

Em Trindade nenhuma rocha existe, aflorante ou representada pelas inclusões xenolíticas, que corresponda às características deduzidas, do magma parental. O analcita-basanito, rocha que se apresenta em alguns diques do Comple-

xo e possui plagioclásio, é em tal sentido, um termo já muito avançado da diferenciação.

As analogias petroquímicas e mineralógicas entre as séries eruptivas de Trindade e Fernando de Noronha são as maiores possíveis. Também em Fernando de Noronha não existem olivina-basaltos, e de nosso estudo desta série (F. Almeida, 1955, pág. 159) já havíamos concluído ter sido discreto o papel desempenhado pelos plagioclásios em sua diferenciação. Indicáramos o álcali-basalto como o representante do magma originário da sequência, mas apontáramos o nefelina-basanito de São José, a rocha mais nova da ilha, como igualmente satisfazendo às condições de magma parental. Mostráramos que as diferenças químicas entre as duas rochas resultavam da maior quantidade de olivina que apresentava o nefelina-basanito. Admitíramos, então, que esta rocha fôsse o álcali-basalto contaminado por cristais de olivina desprendidos dos fragmentos de olivinito, que nela existem em notável quantidade e dimensões de até um palmo. A presente investigação leva-nos a concluir ter sido, realmente, o nefelina-basanito da ilha de São José o magma parental de Fernando de Noronha, dêle tendo resultado o álcali-basalto, como consequência da separação gravitativa (aliás, observada nas lavas da ilha) dos cristais de crisólita do nefelina-basanito.

No diagrama de variação da Fig. 12 assinalamos também a posição das rochas analisadas, de Fernando de Noronha. Verifica-se que praticamente se superpõem as faixas ocupadas pelas rochas das duas séries, fato que aliado a outras características químicas, mineralógicas e petrográ-

ficas, levam-nos a concluir terem ambas se originado de idênticos magmas parentais, através de processos de diferenciação não essencialmente diversos, apesar de ser mais acentuadamente hiperalcalina a série de Trindade. Assinalamos nesse diagrama, com pequeno triângulo, a posição correspondente à média das duas análises disponíveis, do nefelina-basanito de Fernando de Noronha. Verifica-se que por sua situação no diagrama, tal rocha satisfaz à condição de magma parental de ambas as séries quanto a ser máxima a relação $MgO/FeO (= 1,0)$. Note-se que a única análise que apresenta maior essa relação, em Fernando de Noronha, corresponde a uma das duas amostras de nefelina-basanito analisadas (F. Almeida, 1955, pág. 150, análise nº 19). E', também, mínima a relação $Na_2O/(Na_2O + CaO)$ correspondente a tal média, seu valor de 0,21 sendo igual, porém não maior que em qualquer outra eruptiva aflorante de Trindade, embora no xenólito de melteigito ele se reduza a 0,18. Mostraremos, oportunamente, que esta rocha não resultou tão-somente da cristalização fracionada, pois que tem teor em K_2O bem superior ao em Na_2O , caráter excepcional na série.

Veremos, em seguida, ser possível derivar de magma nefelina-basanítico idêntico ao da ilha de São José, a maioria dos termos da série eruptiva de Trindade. Outras rochas, contudo, não podem ser explicadas somente por tal processo.

Da presente investigação não resultou qualquer conhecimento que permita determinar a origem do magma basanítico admitido como gerador da série. Sua proveniência do magma olivina-basáltico por simples cristalização fraciona-

da parece-nos inadmissível. A assimilação de calcários sedimentares foi lembrada por G.M. Part (1950, pág. 69) como processo que teria interferido na petrogênese do arquipélago de Cabo Verde. Recentemente, C. Burri (1960, págs. 140-147) atribuiu a origem desta série hiperalcalina à assimilação de calcários, acompanhada de cristalização fracionada do magma sintético assim formado. Em Trindade, província relativamente pobre em cálcio, em que augita é o único mineral cálcico essencial, a hipótese de assimilação de calcários parece improvável.

N.L. Bowen (1928, págs. 269-273) apontou a possibilidade de se formarem rochas sódico-alcalinas pelo enriquecimento dos líquidos magmáticos através dos componentes alcalinos de cristais reabsorvidos de hornblenda precipitada em níveis mais altos e daí afundados. Em Trindade tal absorção certamente se realizou, como frequentemente tivemos oportunidade de observar ao microscópio, sendo mesmo possível que tenha tido alguma influência no desenvolvimento da série, pois a hornblenda é o mais comum xenocristal encontrado em suas rochas. Parece-nos, contudo, duvidoso que do magma olivina-basáltico oceânico possa ter-se precipitado tão grande quantidade de hornblenda necessária a assim originar o magma basanítico.

P.G. Harris (1957, págs. 206-207) sugeriu recentemente a possibilidade de se formarem basaltos sódicos, subsaturados, através da cristalização fracionada do magma toleítico primário modificado por reações com olivina e outros minerais do manto, acarretando o enriquecimento do líquido em magnésio e sódio. Seria uma hipótese a considerar,

no caso de Trindade. Igualmente admissível, sobretudo no caso particular desta série, é a possibilidade de existirem magmas fêmicos alcalinos, de caráter primário, originados por fusão direta de componentes do manto e em situações tais que tivessem acesso às geoclases. Não seriam tais magmas derivados dos olivina-basálticos ou toleíticos, porém todos proviriam, estes em maior escala, de processos havidos diretamente no manto, nas zonas de grandes falhamentos. A composição e espessura da crosta influiriam na natureza e diferenciação de tais magmas, que tenderiam a se enriquecer em potássio ao atravessarem as massas continentais mas conservariam sua natureza sódica subsaturada original, nas séries hiperalcalinas oceânicas. Se tais magmas primários existem e assim se modificam, Fernando de Noronha e Trindade, por sua situação geotectônica particular, estariam, mais que outras séries hiperalcalinas, em condições de fornecerem indicações quanto à sua natureza e origem. Lembremos novamente, em tal sentido, que os nefelina-basanitos das ilhas de São José, Cuzcuz e de Fora, no arquipélago Fernando de Noronha, possuem quantidades muito elevadas de fragmentos de olivinito, nos quais crisólitas representam mais de nove décimos da massa total, sendo o restante constituído de enstatita com menos de 10% de FeSiO_3 , picotita e muito pouca magnetita. Muitos desses fragmentos são angulosos, com formas que não deixam dúvida quanto a se terem originado da fragmentação de massas consolidadas, tendo sido os pedaços levados à superfície pela corrente magmática. Outros fragmentos são subarredondados, mas sem indícios de reação às suas bordas, e bem poderiam dever sua forma a desgaste mecânico durante o transpor-

te. Nem em Fernando de Noronha nem em Trindade encontramos xenólitos ou ejetólitos dessa natureza, que não incluídos no referido nefelina-basanito. Pelo contrário, peridotos são escassos nos corpos xenolíticos de ambas as séries. Na lava ankaratrítica do vulcão do Paredão existem, é verdade, xenólitos oliviníticos, acima descritos, mas que se associam a fragmentos de litologia diversa, em parte também olivínicos, bem como a xenocristais isolados, em condições que sugerem procederem de cristalização fracionada. O caráter excepcional de ocorrência dos fragmentos de olivinito no nefelina-basanito de Fernando de Noronha parece indicar constituírem, realmente, material original do manto peridotítico do planeta.

C.S. Ross, M.D. Foster e A.T. Myers (1954, págs 731-732), examinando material de mesma natureza mas de diversas procedências, apresentaram razões favoráveis a tal interpretação. H. Kuno (*in* H. Kuno, K. Yamasaki, C. Iida e K. Nagashima, 1957, pág. 214), perfilhando mesma idéia, faz notar que as ocorrências deste tipo de "nódulos olivínicos" está quase sempre relacionada com álcali-olivina-basaltos e rochas aliadas, como andesina-andesitos, basaltos e basanitos nefelínicos ou leucíticos, e limburgitos.

A distribuição das séries hiperalcalinas e mioalcalinas no Atlântico indica haver relações entre as características petroquímicas dos derivados magmáticos e a estrutura do soalho oceânico. Tais relações, porém, ainda não podem ser convenientemente interpretadas. Uma hipótese de trabalho seria a de que a composição da substância magmática originada da fusão parcial do manto fôsse tanto mais alcalina

lina e subsaturada quanto maior a distância de sua origem à descontinuidade Mohorovičić, devido à heterogeneidade do manto ou, caso seja este homogêneo, somente às condições de pressão e temperatura em que se processasse a fusão. Em Trindade, local isolado no interior de vasta bacia oceânica, o magma teria procedido de grande profundidade e alcançado a superfície sem contaminação apreciável. Na cadeia médio-atlântica, com uma "raiz" correspondente à espessura da crosta de 25 a 30 quilômetros (J. Ewing e M. Ewing, 1959, págs. 305-308), haveria maior possibilidade de contaminação com material olivina-basáltico mais silicatado. A apreciável coincidência, assinalada por H. Kuno (1959, págs. 71-73), entre os limites das províncias petrográficas cenozóicas do Japão e a distribuição dos epicentros de profundidades intermediárias, possivelmente relacionados com a força de expansão gerada pela fusão de rochas para se formarem magmas (T. Matusawa, 1953 e 1954, cit. p. H. Kuno, 1959, pág. 73) parece interessante confirmação de que a composição original do magma primário decorre da profundidade em que ele se forma.

ORIGEM DOS NEFELINITOS, GRAZINITOS, KALI-GAUTEÍTOS E FONÓLITOS

A fim de verificarmos a possibilidade de derivação dos diversos tipos de rochas da série a partir da cristalização fracionada do nefelina-basanito, adotamos como composição deste magma parental hipotético a média das duas análises de nefelina-basanitos de Fernando de Noronha (F. Al

meida, 1955, pág. 150). Considerando tão-somente os óxidos principais, determinamos sua porcentagem, que é a figurada na coluna 1 da Tabela XX, juntamente com a correspondente norma molecular. Nas colunas seguintes indicamos as quantidades calculadas e a respectiva composição, do que deveria ser removido, por cristalização, para se obterem líquidos cuja composição fôsse equivalente à de várias rochas da ilha. Naturalmente, em tal cálculo é impossível levar-se em conta os elementos fugitivos do magma, cujo papel, sobretudo da água, deve ter sido importante na determinação dos silicatos ferro-magnesianos aluminosos que se formaram.

A coluna 2 da tabela indica a composição da menor fração, representando 55% em peso, a ser removida do magma parental para se produzirem resíduos líquidos cuja composição corresponda à da média dos nefelinitos analisados, da ilha. A norma respectiva, também figurada na tabela, mostra ser a constituição do material removido exatamente aquela que se poderia esperar com a cristalização de pouco mais de metade do líquido nefelina-basanítico: plagioclásio cálcico, olivina crisolítica e diopsídio. Em realidade, o piroxênio seria augita calco-aluminosa, a própria olivina reteria algum cálcio, elemento este que também participaria de algum anfibólio e titanobiotita, minerais relativamente abundantes em todos os nefelinitos da ilha, frequentemente como xenocristais. Podemos, em vista do exposto, concluir que teria sido certamente possível originarem-se os nefelinitos, da cristalização fracionada de nefelina-basanitos, com intervenção de processos de prensagem, separação gravitativa ou convectiva, ou outros, que separassem as fases sólidas e líquidas.

TABELA XX

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	45,1	47,0	44,1	43,8	44,1	46,6	46,3
Al ₂ O ₃	12,8	9,5	10,8	11,0	11,3	12,7	12,5
FeO (total)	12,7	12,0	13,8	14,3	13,7	12,0	12,4
MgO	12,8	17,9	15,8	15,3	14,5	12,8	13,0
CaO	11,8	11,7	12,9	13,6	12,6	11,6	11,5
Na ₂ O	3,8	1,9	2,6	2,0	3,8	3,4	3,5
K ₂ O	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,9	0,8
N O R M A S							
Or	-	-	-	-	-	4,3	4,8
Ab	-	9,4	-	-	-	5,1	2,8
An	14,3	16,7	17,2	20,4	13,3	16,9	15,7
Ne	19,7	4,5	13,5	10,3	19,4	14,9	16,5
Lc	4,7	-	-	-	-	-	-
Di	34,0	31,7	35,6	35,9	37,2	31,6	31,7
Fo	17,6	27,5	22,7	22,0	19,7	19,4	18,4
Fa	9,7	10,2	11,1	11,4	10,4	7,9	10,0
Porcentagem removida	-	55	75	82	85	75	80

TABELA XX

(cont.)

- 1 - Média, recalculada a 100%, de duas análises de nefelina-basanito da ilha de S. José, Fernando de Noronha (R. Almeida, 1955), considerados só os óxidos principais.
- 2 - Material mínimo a ser retirado do nefelina-basanito para obter-se a média dos nefelinitos de Trindade.
- 3 - Material mínimo a ser retirado do nefelina-basanito para obter-se o grazinito.
- 4 - Material mínimo a ser removido do nefelina-basanito para obter-se o fonólito da sequência Desejado.
- 5 - Material mínimo a ser removido do nefelina-basanito para que se formem os kali-gaudeítos.
- 6 - Material a ser removido do nefelina-basanito para obter-se a média dos ankaratritos de Trindade.
- 7 - Material a ser removido do nefelina-basanito para obter-se a média dos tambuschitos de Trindade.

Idêntico raciocínio leva-nos a admitir a mesma possibilidade para a derivação dos grazinitos, kali-gauteitos e fonólitos da ilha, desde que maiores volumes do magma parental se tivessem cristalizado (colunas 3, 4 e 5 da Tabela XX). Naturalmente as normas só dão idéia incompleta das fases que realmente se teriam cristalizado, por ter havido formação de biotita e hornblenda, minerais complexos, muito básicos, que não podem ser levados em conta no cálculo da norma. Certamente sua presença, aliada à complexidade dos piroxênios (augita basáltica, soda-augita e titanaugita) explicaria o pequeno déficit em sílica, não maior que 1,7%, observado no cálculo da norma das colunas 2, 3 e 5. Verifique-se diminuir a relação MgO/FeO da coluna 2 para a 5, porém sem ser inferior à relação apresentada pelo magma parental, com isso satisfazendo uma exigência da cristalização fracionada. A composição química do material a ser subtraído é a que se poderia esperar, relativamente aos volumes separados, de 75 a 85%. Naturalmente, a natureza das fases minerais cristalizadas determina o sentido da evolução dos líquidos residuais. Seus detalhes, porém, não podem ser esmiuçados. O piroxênio tem mais sílica, porém menos alumina que o líquido original; sua separação, em quantidades grandes, faria com que a diferenciação se orientasse no sentido de se formarem nefelinitos e outras rochas mais básicas que os grazinitos, tôdas, aliás, ricas em alumina. Já a precipitação de hornblenda, mineral muito básico, cujo conteúdo em alumina equivaleria, ou excederia um pouco o do líquido original, contribuiria para a evolução no sentido dos grazinitos, kali-gauteitos e fonólitos. Ignoramos as condições que promoveriam

a precipitação desse ou daquele mineral, mas a concentração em voláteis seria certamente um dos fatores determinantes. Contudo, parece-nos que tão-somente a cristalização fracionada não poderia explicar a riqueza em K_2O e relativa pobreza em Na_2O dos kali-gaúteitos; deve ter havido intervenção de outro processo.

ORIGEM DAS DEMAIS ROCHAS ULTRABÁSICAS

Aplicando raciocínio idêntico aos ankaratritos e tambuschitos da ilha, rochas muito ricas em crisólita mas também em nefelina e analcita, concluímos que a simples subtração de cristais não poderia explicar sua origem, por ser improvável que volumes com as quantidades de Na_2O indicadas nas colunas 6 e 7 da Tabela XX pudessem ser retirados com tão-somente 75% a 80% de cristalização do magma basanítico, particularmente por ter em vista que o plagioclásio precipitado representava pequena quantidade e seria certamente uma variedade cálcica, pobre em sódio. Observe-se que com essa fração também deveria ser retirada a maior parte do potássio, mas nos ankaratritos e tambuschitos a tendência para sua concentração nos resíduos tardios é claramente provada pelo caráter poikilitico da biotita, que ocorre mesmo em amígdalas.

Os olivina-analcititos, analcititos e analcita-basanitos têm composições tão próximas das dos nefelinitos que não cabe duvidar serem suas variedades heteromorfas, cristalizadas através dos mesmos processos porém em condições de tensão elevada de vapor d'água, que promoveram precipitação

de abundante analcita, ocupando lugar que seria destinado à nefelina. A quantidade de plagioclásios nos analcita-basaltos é muito pequena, não merecendo menção especial salvo quanto a representarem as únicas rochas em que ocorrem plagioclásios na ilha. A análise única do monchiquito também parece incluí-lo nessa linhagem.

AÇÃO DE VOLÁTEIS

Do que acima se expôs, deve concluir-se ter sido a cristalização fracionada importante, senão o principal processo de derivação das eruptivas da série, mas ela não responde por todos os fatos observados. Não explica a elevada alcalinidade das rochas mais básicas, nem a irregularidade na distribuição dos álcalis, bem manifestada na dispersão dos pontos que lhes correspondem nos diagramas de variação. Tampouco esclarece o fato de serem os xenólitos e ejetólitos melanocráticos, frequentemente muito mais pobres em soda que as eruptivas ultrabásicas, e terem muitos, mais potássio que sódio em sua composição, conforme se depreende das análises químicas e da observação dos minerais que os constituem. Também ficam sem explicação materiais como os glimeritos, kiirunavaaritos e os veios ankimonominerais de apatita e titanita. O próprio teor em K_2O , superior ao em Na_2O do kali-gauteito, requer explicação outra que pode fornecer a cristalização fracionada.

A par dessas divergências, e como a explicá-las, notamos em Trindade, claras provas de riqueza em substâncias voláteis, que por um ou vários dos processos que têm

sido propostos (C.H. Smyth, 1913 e 1927; C.N. Fenner, 1931; G. C. Kennedy, 1935), ou outros, participariam da evolução da série.

São numerosas em Trindade as evidências de elevada concentração em gases e vapor d'água por ocasião da emissão das lavas. A abundância em analcita, mineral que como produto de cristalização magmática existe na maioria dos tipos de rochas, atesta a riqueza em água. De fato, I. Friedman (1951, pág. 26) demonstrou a existência de líquidos silicatados contendo sódio, relativamente ricos em alumínio, que por resfriamento a 300°C podem cristalizar analcita, desde que suficientemente elevada a pressão da água. São, também, abundantes em tôdas essas rochas, minerais do grupo da sodalita, apatita, titanita e zeólitos. As rochas ultrabásicas eram tão ricas em gases que apesar de poderem escoar em lançóis com poucos centímetros de espessura, sua emissão fez-se sobretudo por processos explosivos, de fire fountaining, de que resultaram espessos volumes de piroclastos. Todavia, onde mais claramente se percebem efeitos de mineralização por emanções é no estudo do material subvulcânico. Descrevemos, com detalhes, os xenólitos e ejetólitos. Concluimos que existem no substrato do vulcão, rochas eruptivas, isto é, formadas a partir de líquidos de composição próxima às suas, que devem ter provindo da diferenciação do magma nefelina-basanítico. São os nefelina-sienitos, melteigitos, piroxenitos e biotita-piroxenitos, jacupirangitos e hornblenditos. Doris Reynolds (1935) realizou pormenorizado estudo comparativo de rochas básicas dessa natureza, mostrando que apresentam uma série de caracteres em

comum. Sua conclusão, de que representam rochas magmáticas antes que produtos de acumulação de cristais, concordam com os resultados da presente investigação, embora atribuamos sua origem, não a diferenciados de um magma peridotítico primário, enriquecido em potássio e alumínio, como supôs Reynolds, mas a produto de cristalização fracionada, modificada por ação de voláteis, de um magma basanítico. Os melteigitos são os representantes plutônicos dos nefelinitos e analcititos (salvo quanto à relação dos álcalis), como o são os nefelina-sienitos dos fonólitos. Tais rochas, em Trindade, têm muitas analogias com as séries plutônicas ijolito-melteigíticas dos continentes. Não foram, todavia, encontrados ijolitos na ilha.

Xenólitos de hornblenditos e hornblenda-piroxenitos, com textura centimétrica e abundantes prismas de apatita, certamente representam produtos de natureza pegmatítica do magma basanítico, cristalizados de líquidos ricos em substâncias voláteis, em parte retidas pela apatita e pelos próprios silicatos. O fragmento de dique, que descrevemos da praia do Príncipe, é muito significativo, em tal sentido. Lembre-se que ocorrências análogas, porém de rochas in situ, têm sido verificadas, como a descrita em 1953 por A.L. Anderson, das montanhas Clearwater, em Idaho, autor que lhe atribuiu formação a partir de material pegmatítico.

Tôdas essas eruptivas foram mais ou menos profundamente modificadas em sua composição original, por processos de álcali-metassomatose, responsáveis também pela mineralização em fósforo, titânio e ferro, que descrevemos no estudo dos xenólitos e ejetólitos.

OBRAS CITADAS

- ALMEIDA, F.F.M. de - 1955 - Geologia e Petrologia do Arquipélago de Fernando de Noronha. Div. de Geol. e Minér., Dep. Nac. da Prod. Mineral, Mon. XIII, 181 pags. Rio de Janeiro.
- ALMEIDA, F.F.M. de - 1960 - Quelques aspects sous-marins au large de la côte brésilienne. Intern. Geol. Congress, XXI Session, Norden. Part X, Submarine Geology, pags. 23-28. Copenhagen.
- ANDERSON, A.L. - 1933 - An occurrence of giant hornblende. Jour. Geol., Vol. 41, pags. 89-98. Chicago.
- BARROS, J.A. LINS de - 1950 - Relatório prévio sobre a Expedição João Alberto a Ilha da Trindade. 275 pags. datil. (inedito). Rio de Janeiro.
- BARTH, T.F.W. - 1931 - Permanent changes in the optical orientation of feldspars exposed to heat. Norsk. Geol. Tidsskr., Vol. 12, pags. 57-72. Kristiania.
- BARTH, T.F.W. - 1942 - Lavas of Gough Island. The Norwegian Antarctic Expeditions, 1927-1928 et seqq., nº 20. Det Norske Videnskaps - Akademi i Oslo. 20 pags. Oslo.
- BARTH, T.F.W. - 1952 - Theoretical Petrology. 378 pags. John Wiley & Sons, Inc. New York.
- BEBIANO, J.B. - 1932 - A geologia do Arquipélago de Cabo Verde. Com. Ser. Geol. de Portugal, Comunicações, Tomo XVIII, 243 pags. Lisboa.
- BENSON, W.N. - 1941 - Cainozoic petrographic provinces in New Zealand and their residual magmas. Amer. Jour. Sci., Vol. 239, pags. 537-552. New Haven.
- BENSON, W.N. - 1942 - The basic igneous rocks of Eastern

- Otago and their tectonic environment. Part II.
Trans. Roy. Soc. New Zealand, Vol. 72, pags. 85-118.
Wellington.
- BERGEAT, E. - 1927 - Staukuppen. Neues Jahrb. für Miner.,
Geol. und Paleont., B.B., pags. 184-329. Stuttgart.
- BERMAN, H. - 1937 - Constitution and classification of the
natural silicates. Amer. Mineralogist, Vol. 22,
pags. 342-415. Menasha.
- BERTHOIS, L. - 1950 - Contribution à la connaissance litho-
logique de l'archipel du Cap-Vert. Min. das Colo-
nias, Juntas de Investigações Coloniais. Estudos,
Ensaio e Documentos, Vol. VI, 194 pags. Lisboa.
- BESNARD, W. - 1951 - Resultados científicos do cruzeiro do
"Baependi" e do "Vega" a ilha da Trindade. Inst.
Paulista de Oceanografia, Bol., Tomo II, Fasc. 2,
pags. 37-48. São Paulo.
- BOURCART, J. e JERÉMINE, E. - 1937 - La Grande Canarie. Bull.
Volcanologique, ser. II, Tomo II, pags. 4-77. Napoli.
- BOURCART, J. e JERÉMINE, E. - 1938 - Reconnaissance géologi-
que dans l'île de Fuerteventura (Archipel Canarien).
Bull. Volcanologique, ser. II, Tomo IV, pags. 51-109.
Napoli.
- BOWEN, N.L. - 1928 - The evolution of the igneous rocks.
333 pags. Princeton Univ. Press, Princeton.
- BOWEN, N.L. - 1937 - Recent high temperature research on si-
licates and its significance in igneous geology.
Amer. Jour. Sci., Vol. 33, pags. 1-21. New Haven.
- BRAUNS, R. - 1922 - Die phonolitischen Gesteine des Laacher
Seegebietes und ihre Beziehungen zu andere Gestei-
nen dieses Gebietes. Neues Jahrb. für Miner., Geol.
und Paleont., B.B. XLVI, pags. 1-116. Stuttgart.
- BRÖGGER, W.C. - 1920 - Die Eruptivgesteine des Kristiania-
gebietes. IV, Das Fen-Gebiet in Telemarken, Nor-

wegen. Vid. Skr. I. Mat.-nat., Kl. 9. Oslo.

- BURRI, C. - 1960 - Petrochemie der Capverden und Vergleich des Capverdischen Vulkanismus mit demjenigen des Rheinlandes. Schweiz. Miner. und Petrog. Mitt., Vol. 40, parte I, pags. 115-161. Zürich.
- CLOOS, H. e CLOOS, E. - 1927 - Die Quellkuppe des Drachensfels am Rhein. Ihre Tektonik und Bildungsweise. Zeitsh.für Vulkanologie, Vol. IX, parte 1, pags. 35-40. Stuttgart.
- COTTON, C.A. - 1952 - Volcanoes as landscape forms. 416 pags. John Wiley & Sons, Inc. New York.
- DALY, R.A. - 1924 - Geology of American Samoa. Carnegie Inst. Washington, Publ. n° 340, pags. 93-143. Washington.
- DALY, R.A. - 1925 - The geology of Ascension Island. Amer. Acad. Arts. Sci., Proc., Vol. 60, 80 pags. Boston.
- DALY, R.A. - 1927 - The geology of Saint Helena Island. Amer. Acad. Arts. Sci., Proc., Vol. 62, n° 2, 92 pags. Boston.
- DALY, R.A. - 1933 - Igneous rocks and the depths of the Earth. 598 pags. McGraw-Hill Book Co., Inc. New York.
- DOELTER, C. - 1882 - Die Vulkane der Capverden und ihre Produkte. Graz, Leuschner und Lubansky, 171 pags. Graz.
- DUNNE, J.C. - 1941 - Volcanology of the Tristan da Cunha Group. The Norwegian Scientific Expedition to Tristan da Cunha, 1937-1938. Det. Norske Videnskaps - Akademi i Oslo. 145 pags. Oslo.
- ERDSMANNDÖRFFER, O.H. - 1935 - Über Wollastoniturtit und die Entstehungsweisen von Alkaligesteinen. Sitz., der Heidelberg Akad. Wiss., Math. Nat., Kl. 2, pags. 1-23.
- ERMERT, H. - 1936 - Ein Beitrag zur Kenntnis der Gesteine

der Kapverdischen Inseln São Vicente und Sal, mit einem Überblick über die Kapverdischen Inseln als Gesteinsprovinz. Chem. der Erde, Vol. 10, pags. 155-187.

ESENWEIN, P. - 1929 - Zur Petrographie der Azoren. Zeitsch. für Vulkanologie, Vol. XII, pags. 108-227. Stuttgart.

EWING, J. & EWING, M. - 1959 - Seismic-refraction measurements in the Atlantic Ocean basins, in the Mediterranean Sea, on the Mid-Atlantic Ridge, and in the Norwegian Sea. Geol. Soc. of America, Vol. 70, pags. 291-318. Washington.

FENNER, C.N. - 1931 - The residual liquids of crystallizing magmas. Miner. Mag., Vol. 22, pags. 539-560. London.

FRIEDMAN, I. - 1951 - Some aspects of the system H_2O - Na_2O - SiO_2 - Al_2O_3 . Jour. Geology, Vol. 59, pags. 19-31. Chicago.

GAGEL, C. - 1912 - Studien über den Aufbau und die Gesteine Madeiras. Zeitsch. der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Vol. LXIV, A, pags. 344-491. Berlin.

HARKER, A. - 1909 - Natural History of Igneous Rocks. 384 pags. Methuen and Co., Ltd. London.

HARRIS, P.G. - 1957 - Zone refining and the origin of potassic basalts. Geochim. and Cosmochim. Acta., Vol. 12, pags. 195-208. London.

HEINRICH, E.W. - 1946 - Studies in the mica group; the biotite-phlogopite series. Amer. Jour. Sci., Vol. 244, pags. 836-848. New Haven.

HESS, H.H. - 1949 - Chemical composition and optical properties of common clinopyroxenes. Part I. Amer. Mineralogist, Vol. 34, pags. 621-666. Menasha.

HEWLETT, C.G. - 1959 - Optical properties of potassic feldspars. Geol. Soc. of America, Bull., Vol. 70, pags. 511-538. Washington.

- HIBSCH, J.E. - 1898 - Erläuterung zur geologischen Karte des böhmischen Mittelgebirges, Tscherm. Miner. und Petrog. Mitt., Vol. XVII, pags. 1-96. Wien.
- HOBLEY, C.W. - 1918 - A volcanic eruption in East Africa. Jour. East Africa Nat. Hist. Soc., Vol. 6, pags. 339-343.
- HOLMES, A. e HARWOOD, D.F. - 1937 - The petrology of the volcanic area of Bufumbira. Part II. Geol. Surv. of Uganda, Mem., n° III - 1936. 300 pags. Uganda.
- JÉRÉMINE, E. - 1930 - Composition chimique et minéralogique de la rocha du pic de Teide., Soc. Franç. de Mineralogie, Bull., Vol. LIII, pags. 210-216. Paris.
- JÉRÉMINE, E. - 1933 - Contribution à l'étude pétrographique des trois îles de l'archipel Canarien: Tenerife, La Palma, Gran Canaria. Soc. Franç. de Mineralogie, Bull., Vol. LVI, pags. 189-260. Paris.
- JÉRÉMINE, E. - 1935 - Contribution à l'étude des îles Hierro et Gomera (Archipel Canarien). Soc. Franç. de Mineralogie, Bull., Vol. LVIII, pags. 350-362. Paris.
- JOHANNSEN, A. - A descriptive petrography of igneous rocks. Vol. I (2^a ed., 1939), 318 pags.; Vol. IV (1938), 522 pags. Univ. of Chicago Press. Chicago.
- JOHN, C.v. - 1896 - Chemische und petrographische Untersuchungen an Gesteinen von Angra Pequena, der Cap Verdeschen Inseln S. Vicente, von Cap Verd und von der Inseln S. Miguel (Azoren). Jahrb. der Kaiser. Konig. geolog. Reichanst. Vol. 46, pags. 279-292. Wien.
- KENNEDY, G.C. - 1955 - Some aspects of the role of water in rock melts. In Poldervaart, Arie (editor): Crust of the Earth. Geol. Soc. of America, Special Paper, Vol. 62, 762 pags. Washington.
- KUNITZ, W. - 1930 - Die Isomorphieverhältnisse in den Hornblendegruppe. Neues Jahrb. für Miner., Geol. und Paleont., A, Vol. 60, pags. 171-250. Stuttgart.

- KUNO, H. - 1959 - Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. Bull. Volcanologique, ser. II, Tomo XX, pags. 37-76. Napoli.
- KUNO, H., YAMASAKI, K., IIDA, C. e NAGASHIMA, K. - 1957 - Differentiation of Hawaiian Magmas. Jap. Jour. of Geol. and Geog., Vol. XXVIII, nº 4, pags. 179-218. Tokyo.
- LACROIX, A. - 1904 - La Montagne Pelée et ses éruptions. 651 pags. Masson et Cie, Ed. Paris.
- LACROIX, A. - 1916 - La constitution des roches volcaniques de l'extrême nord de Madagascar, et de Nosy be; les ankaratrites de Madagascar en general. Compt. Rend. Acad. Sci. Paris, Vol. CLXIII, pags. 256-258. Paris.
- LACROIX, A. - 1927 - La constitution lithologique des îles volcaniques de la Polynésie Australe. Acad. Sci. Paris, Mem., Vol. 59, 80 pags. Paris.
- MACDONALD, G. A. - 1949 - Hawaiian petrographic provinces. Geol. Soc. of America, Bull., Vol. 60, pags. 1541-1596. Washington.
- MACHADO, L. B. - 1951 - Resultados científicos do cruzeiro do Baependi e do Vega a ilha da Trindade. Inst. Paulista de Oceanografia, Bol., Tomo II, Fasc. 2, pags. 96-103. São Paulo.
- MACHATSKI, F. - 1929 - Über die Formel der monoclinen Amphibole und Pyroxene. Zeitch. für Krystallog., Vol. 71, pags. 219-236. Leipzig.
- MACKENZIE, W.S. e SMITH, J.V. - 1956 - The alkali feldspars; III. An optical and X-ray study of high-temperature feldspars. Amer. Mineralogist, Vol. 41, pags. 405-427. Menasha.
- MARIO DE JESUS, A. - 1932 - Subsídios para a petrologia do Arquipélago de Cabo Verde. Serv. Geol. de Portu-

gal, Comunicações, Tomo XVIII, págs. 244-275. Lisboa.

MARSHALL, P. - 1912 - Nephelinite rocks in New Zealand. Trans. New Zealand Inst., Vol. 44, pags. 304-307.

MATUZAWA, T. - 1953 - Feldtheorie der Erdbeben. Bull. Earthq. Res. Inst., Vol. 31, pags. 179-201.

MATUZAWA, T. - 1954 - Feldtheorie der Erdbeben. Näheres über das Quellengebiet. Bull. Earthq. Res. Inst., Vol. 32, pags. 341-347.

MCCORMICK, R. - 1884 - Voyages of discovery in the Arctic and Antarctic seas and round the World. Vol. I, pags. 23-25. London.

MILET-MUREAU, M.L.A. - 1797 - Voyage de La Pérouse autour du monde. Tomo II, pags. 26-29. Imp. de la République. Paris.

MURREY, J., TIZARD, T.H., MOSELEY, H.N. e BUCHANAN, M.A. - 1885 - Narrative of the cruise of H.M.S. Challenger with a general account of the scientific results of the expedition, pags. 214-227. London.

NAUMANN, C.F. - 1849 - Lehrbuch der Geognosie. Vol. I. Leipzig.

NEIVA, J.M. COTELO - 1954 - Chimisme des roches eruptives des îles de S. Thome et Prince. Cong. Geol. Intern. Compt. Rend. XIXe Session, Fasc. XXI, pags. 321-333. Alger.

NEMOTO, T. - 1938 - A new method of determining extinction angles. Jour. Fac. Sci. Hokkaido Imp. Univ., ser. 4, Vol. IV, pags. 108-122. Sapporo.

NIELAND, H. - 1932 - Beiträge zur Mineralogie und Petrographie des Katzenbuckels i.O. Neues Jahrb. für Miner., Geol. und Paläont., B.B., LXIII-A, pags. 83-140. Stuttgart.

- NIGGLI, P. - 1923 - Gesteins - und Mineralprovinzen. Vol. I, 602 pags. Gebruder Borntraeger. Berlin.
- NIGGLI, P. - 1936a - Über Molekularnormen zur Gesteinsberechnung, Schweiz. Miner. und Petrog. Mitt., Vol. XVI, pags. 295-317. Zürich.
- NIGGLI, P. - 1936b - Die Magmatypen. Schweiz. Miner. und Petrog. Mitt., Vol. XVI, pags. 335-399. Zürich.
- NOCKOLDS, S.R. - 1947 - The relation between chemical composition and paragenesis of the biotite micas of igneous rocks. Amer. Jour. Sci., Vol. 245, pags. 401-420. New Haven.
- NOCKOLDS, S.R. - 1954 - Average chemical compositions of some igneous rocks. Geol. Soc. of America, Bull., Vol. 65, pags. 1007-1032. Washington.
- OFTEDAHL, C. - 1948 - Studies on the igneous rock complex of the Oslo region. IX. The feldspars. Det Norske Videnskaps - Akademi i Oslo, Skr. 1. Mat.-natur. Kl, n° 3, pags. 1-77. Oslo.
- OLIVEIRA, E. de - 1930 - Rochas das ilhas oceânicas da bacia do Atlântico. Ciência e Educação, Ano I, n° 11 e 12, pag. 1. Rio de Janeiro.
- PART, G.M. - 1950 - Volcanic rocks from the Cape Verde Islands. Bull. of the British Museum (Nat. History). Mineralogy, Vol. I, n° 2, 72 pags. London.
- PEACOCK, M.A. - 1931 - Classification of igneous rock series. Jour. Geology, Vol. 39, pags. 54-57. Chicago.
- PIRSSON, L.V. - 1914 - Geology of Bermuda Island. Amer. Jour. Sci., Vol. XXXVIII, pags. 331-344. New Haven.
- PIRSSON, L.V. - 1915 - The microscopic character of volcanic tuffs. Amer. Jour. Sci., Vol. XXXIX, pags. 191-211. New Haven.
- POLDERVAART, A. - 1949 - Three methods of graphic represen-

tation of chemical analysis of igneous rocks, Trans. Royal Soc. South Africa, Vol. 32, parte 2, pags. 177-188. Cape Town.

- PRIOR, G.T. - 1900 - Petrographical notes on the rock specimens collected in the little island of Trinidad, South Atlantic, by the Antarctic Expedition of 1839-1843 under Sir James Clark Ross. Miner. Mag. Jour. the Miner. Society, Vol. XII, nº 58, pags. 317-323. London.
- RAMOS, J.R. de ANDRADE - 1950 - Expedição à ilha da Trindade. Rev. da Escola de Minas, Ano XV, nº 6, pags. 5-14. Ouro Preto.
- REINISCH, R. - 1906 - Gesteine der Atlantischen Inseln St. Helena, Ascension, São Vicente (Kapverden) und São Miguel (Azoren). Deutsche Südpolarexpedition 1901-1903. Bd. 2. Geographie und Geologie (pags. 643-662). Berlin.
- REYNOLDS, D.L. - 1935 - The genetic significance of Biotite-Pyroxenite and Hornblendite. Miner. und Petrog. Mitt., Vol. 46, pags. 447-490. Leipzig.
- RIBEIRO, P. de ASSIS - 1951 - Expedição à ilha da Trindade. Rev. Bras. de Geografia, Ano XIII, nº 2, pags. 293-314. Rio de Janeiro.
- RINNE, F. - 1921 - Gesteiskunde. 428 pags. Dr. Max Janscke, Verlag. Leipzig.
- RITTMANN, A. - 1936 - Vulkane und ihre Tätigkeit. 188 pags. Ferdinand Enk Verlag. Stuttgart.
- ROSS, C.S., FOSTER, M. e MYERS, A.T. - 1954 - Origin of dunites and of olivine-rich inclusions in basaltic rocks. Amer. Mineralogist, Vol. 39, pags. 693-737. Menasha.
- ROSS, J.C. - 1847 - A voyage of discovery and research in the southern and antarctic regions during the years 1839-1843. 2 vol. London.

- SCHAIRER, F.J. - 1950 - The alkali-feldspar join in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - SiO_2 . Jour. Geology, Vol. 58, pags. 512-517. Chicago.
- SCHAIRER, F.J. e BOWEN, N.L. - 1935 - Preliminary report on equilibrium relations between feldspatoids, alkali-feldspars and silica. Trans. Amer. Geophys. Union, parte I, pags. 325-328. Washington.
- SHEPARD, F.P. e WRATH, W.F. - 1937 - Marine sediments around Catalina island. Jour. Sedim. Petrol., Vol. 7, nº 2, pags. 41-50. Manasha.
- SMITH, W.C. e BURRI, C. - 1933 - The igneous rocks of Fernando de Noronha. Schweiz. Miner. und Petrog. Mitt., Vol. 13, pags. 405-434. Zürich.
- SMYTH, C.H., Jr. - 1913 - The chemical composition of the alkaline rocks and its significance as to their origin. Amer. Jour. Sci., Vol. 36, pags. 33-46. New Haven.
- SMYTH, C.H., Jr. - 1927 - The genesis of alkaline rocks. Amer. Phil. Soc., Proc., Vol. 66, pags. 535-580. Philadelphia.
- SPENCER, E. - 1937 - The potash-soda feldspars. I. Thermal stability. Miner. Mag., Vol. 24, pags. 453-494. London.
- TRÖGER, W.E. - 1935 - Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. Ein Nomenklatur - Kompendium. Deutschen Mineralogischen Gesellschaft. 350 pags. Berlin.
- TRÖGER, W.E. - 1952 - Tabellen zur optischen Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. 147 pags. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung. Stuttgart.
- TSUBOI, S., SUGI, K. e IWAO, S. - 1938 - On the rockforming biotites from Japan. Geol. Soc. Japan, Vol. 45, pags. 453-464.
- TURNER, F.J. - 1942 - Determination of extinction angles in

- monoclinic pyroxenes and amphiboles. Amer. Jour. Sci. Vol. 240, n° 8, pags. 571-583. New Haven.
- TUTTLE, O. - 1952 - Origin of the contrasting mineralogy of extrusive and plutonic salic rocks. Jour. Geology, Vol. 60, pags. 107-124. Chicago.
- VELTHEIM, R.V. - 1950 - Contribuição à geologia da ilha da Trindade. Anais da Acad. Bras. de Cien., Tomo XXII, n° 4, pags. 463-469. Rio de Janeiro.
- WAGER, L.R. e DEER, W.A. - 1939 - Geological investigations in the East Greenland. Petrology of the Skaergaard intrusion, Kangerdlugssuaqs, East Greenland. Med. em Gronland, Vol. 105, n° 4, 352 pags.
- WASHINGTON, H.S. - 1906 - The Roman comagmatic region. Carnegie Inst. Washington, Publ. 57, 199 pags. Washington.
- WASHINGTON, H.S. - 1917 - Chemical analyses of igneous rocks. Un. St. Geol. Survey, Prof. Paper n° 99. 1199 pags. Washington.
- WATTS, W.W. et al. - 1921 - Report on British Petrographic Nomenclature by the joint committee appointed by the Geological Society of London and the Mineralogical Society. Miner. Mag., Vol. XIX, pags. 137-149. London.
- WENTWORTH, K. e WILLIAMS, H. - 1932 - The classification and terminology of pyroclastic rocks. Rep. Comm. on Sedimentation, 1930-1932. Nat. Research Council, Bull. n° 89, pags. 15-53. Washington.
- WINCHELL, A.N. e WINCHELL, H. - 1951 - Elements of Optical Mineralogy. 4ª ed., 551 pags. John Wiley & Sons, Inc. New York.
- WOLFF, F. von - 1931 - Der Vulkanismus. II. Spezieller Teil, 2. Die Alte Welt, pags. 829-1111. Verl. von Ferdinand Enke. Stuttgart.

YAGI, K. - 1953 - Petrochemical studies on the alkalie rocks of the Morotu District, Sakhalin. Geol. Soc. of America, Bull., Vol. 64, pags. 769-810. New Haven.

M A P A S

BRASIL - Costa Leste, de Recife ao Rio de Janeiro, nº 20.
1:2.117.907. Hidrografia e Navegação do Brasil.
1948.

BRASIL - Ilhas ao Largo. Ilha da Trindade. 1:15.000. Hidrografia. Marinha do Brasil. 1938. Nova ed., 1944, corr. 1948 e 1956.

SOUTH ATLANTIC OCEAN (Western Portion). 1:7.250.000. Hydrographic Office, Admiralty. London, 1954.

SOUTH ATLANTIC OCEAN (East of 25°). Hydrographic Office, Washington D.C. 1955.

T A B E L A D E C Ô R E S

Rock-Color Chart Committee. National Research Council.
Washington D.C. 1948.

* * *

LEGENDAS DAS FOTOMICROGRAFIAS

Fotomicrografia 1 - FONÓLITO-PÓRFIRO DO COMPLEXO DE TRINDADE

Vêm-se fenocristais de nefelina em matriz constituída desse mineral, sanidina, soda-augita, biotita, magnetita, apatita e um mineral do grupo da sodalita. Bloco rolado na praia dos Cabritos. 25 x. Luz ||.

Fotomicrografia 2 - FONÓLITO DO COMPLEXO DE TRINDADE

Microfenocristais de nefelina analcitizada, noseana, soda-augita e biotita espalham-se em matriz feldspática contendo nefelina, analcita, magnetita, titanita e apatita. Os pequenos globulos são trapezoides de analcita. Uma amígdala preenchida de zeólitos fibrosos e analcita é visível próxima a cristal de soda-augita. Grande dique nas vizinhanças da ponta da Crista de Galo. 30 x. Luz ||.

Fotomicrografia 3 - TINGUAÍTO

Microfenocristais de sanidina e soda-augita espalham-se em matriz de caráter tinguaítico contendo esses minerais associados a nefelina, magnetita, apatita e titanita. A rocha também contém fenocristais de nefelina e pequenos dodecaedros de noseana, não visíveis na fotografia. Dique nas vizinhanças da ponta da Crista de Galo. Análise química, coluna 3, Tabela V. 60 x. Luz ||.

Fotomicrografia 4 - KALI-GAUTEÍTO

Vêm-se microfenocristais de sanidina, soda-augita, hornblenda e biotita contidos em matriz microlítica traquitolde em que a tais minerais se associam perovskita e matéria zeolítica intersticial. Dique próximo a ponta da Crista de Galo. Análise química, coluna 2, Tabela VI. 25 x. Luz ||.

Fotomicrografia 5 - ANALCITA-BASANITO

Fotomicrografia 5 - ANALCITA-BASANITO

Pequenos cristais de augita e magnetita e outros, raros, de biotita e apatita, espalham-se em matriz clara contendo labradorita e analcita. No centro do campo vê-se um cristal de analcita ortotética, cheio de inclusões microlíticas orientadas segundo as faces do trapezoedro. A rocha ainda possui fenocristais de augita basáltica e crisólita, não visíveis na fotografia. Dique no alto da ilha, a NE do Monumento.

Análise química, coluna 5, Tabela VII. 160 x. Luz ||.

Fotomicrografia 6 - ANALCITITO

Vêm-se cristais de augita, magnetita, biotita e analcita. A abundância dos últimos imprime a rocha, textura clatrata. Há pequeninas vesículas com natrolita. Dique junto ao morro 345.

Análise química, coluna 1, Tabela VII. 60 x. Luz ||.

Fotomicrografia 7 - GRAZINITO

A rocha tem microfenocristais de augita, biotita, hornblenda, nefelina e um mineral do grupo da sodalita, contidos em matriz microlítica traquitoide em que a eles se associam analcita, magnetita, titanita e apatita, tudo incluído em sanidina e nefelina analciticizada. Vê-se um cristal de hornblenda com produtos de reabsorção periférica. Derrame as faldas do pico das Graziñas, no alto vale do córrego Vermelho.

Análise química, coluna 1, Tabela XII. 75 x. Luz ||.

Fotomicrografia 8 - ANALCITA-ANKARATRITO

Vêm-se cristais de crisólita contidos em matriz microlítica, possuindo augita, analcita, magnetita e apatita, tudo incluído em nefelina e biotita poikilíticas. Observe-se o trapezoedro de analcita, com inclusões em anéis. Dique no alto vale do córrego Vermelho. 75 x. Luz ||.

Fotomicrografia 9 - BIOTITA-MELTEIGITO

Vêm-se cristais de soda-augita, titano-biotita, tita-

nita, titano-magnetita e apatita, com enchimento poikilítico de nefelina, em grande parte zeolitizada. Xenólito em fonólito brechoide da praia do Príncipe. Análise química, coluna 2, Tabela XV. 30 x. Luz ||.

Fotomicrografia 10 - MINERALIZAÇÃO DE BIOTITA-PIROXENITO

Mineralização venular de biotita-piroxenito, com substituição de soda-augita por biotita, acompanhada de sucessiva cristalização, em veios, de magnetita, titanita, apatita (areas brancas) e nefelina, que se apresenta zeolitizada. Xenólito em fonólito brechoide da praia do Príncipe. 29 x. Luz ||.

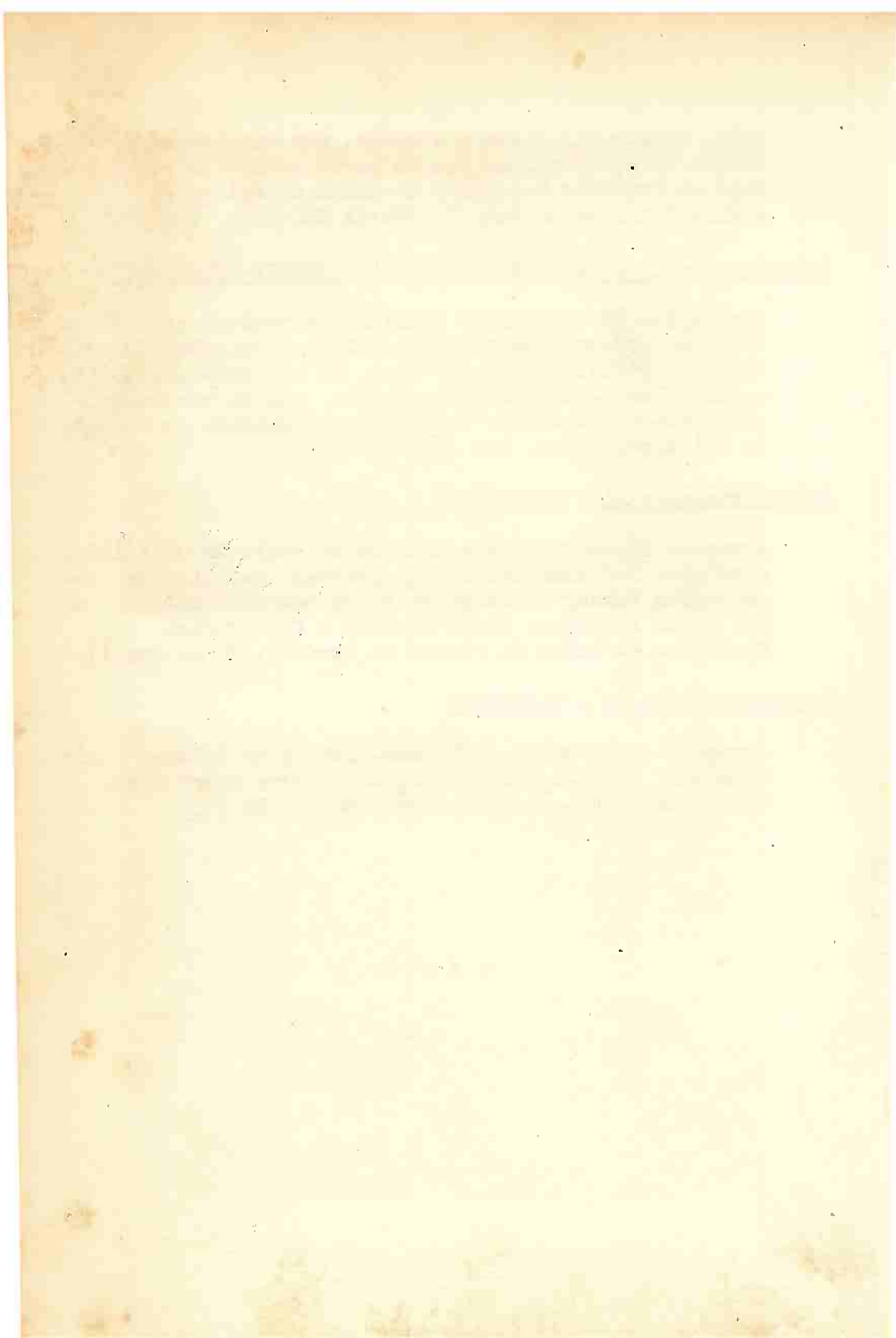
Fotomicrografia 11 - OLIVINITO

Agregado xenomórfico-granular de cristais de crisólita. A olivina foi substituída por prismas diminutos de soda-augita verde, ao longo de veios bem definidos, um dos quais atravessa diagonalmente a fotografia. Ejetólito em tufos do vulcão do Paredão. 29 x. Luz ||.

Fotomicrografia 12 - GLIMERITO

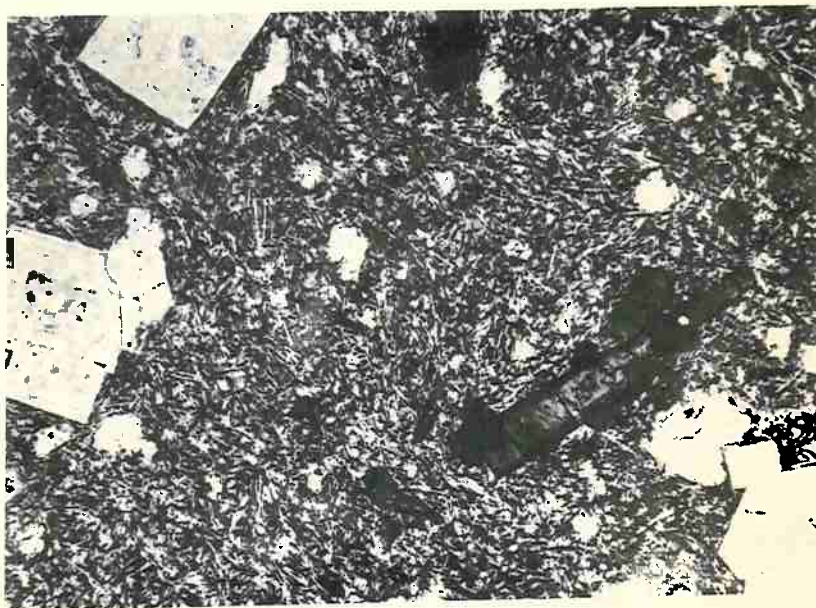
Agregado de cristais de titano-biotita de intensa cor vermelha, vendo-se um cristal de olivina entre eles. Ejetólito do vulcão do Paredão. 30 x. Luz ||.

* * *





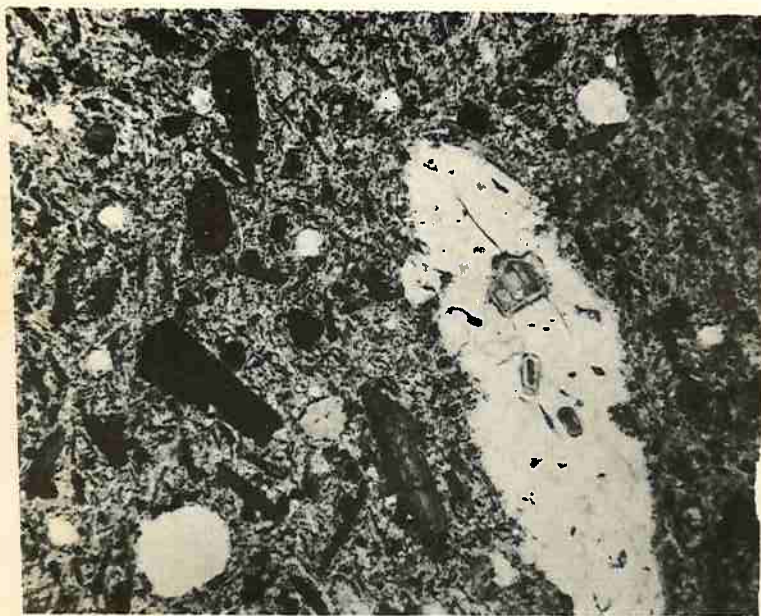
Fotomicrografia 1 - FONÓLITO-PÓRFIRO



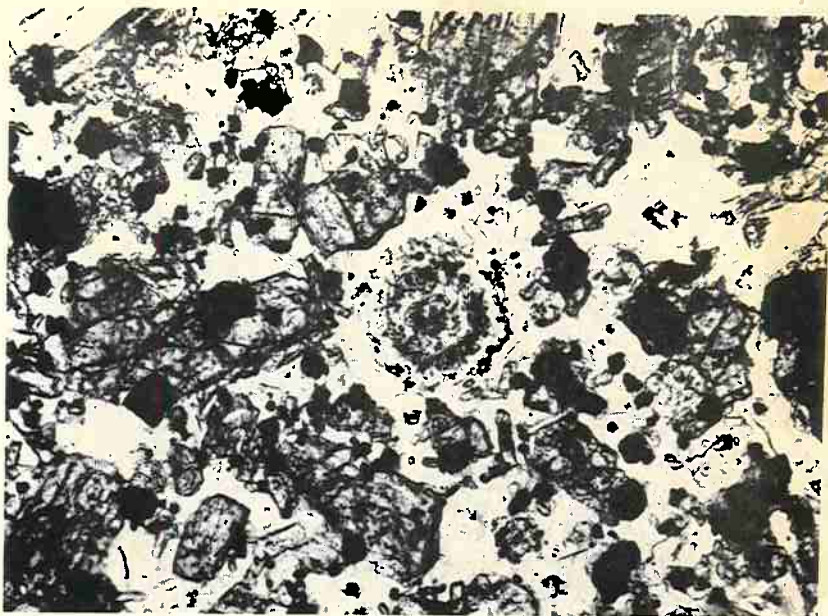
Fotomicrografia 2 - FONÓLITO



Fotomicrografia 3 - TINGUAÍTO



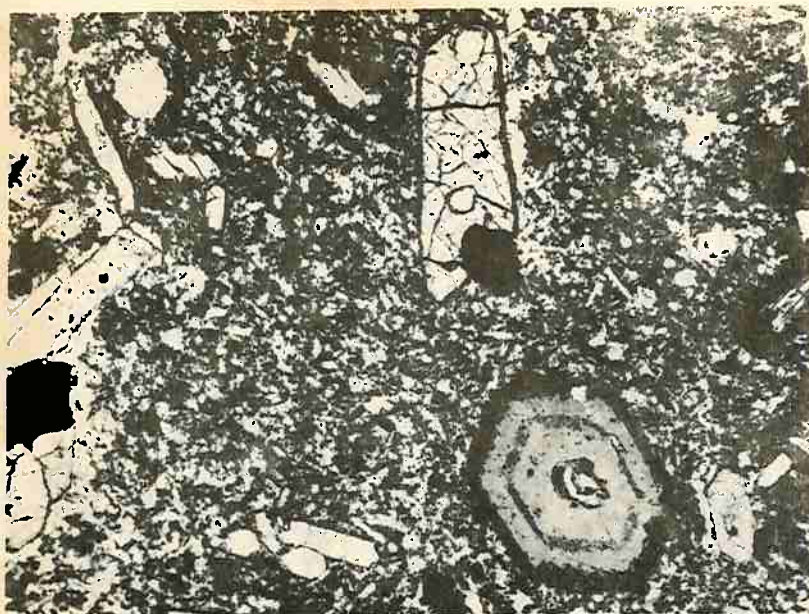
Fotomicrografia 4 - KALI-GAUTEÍTO



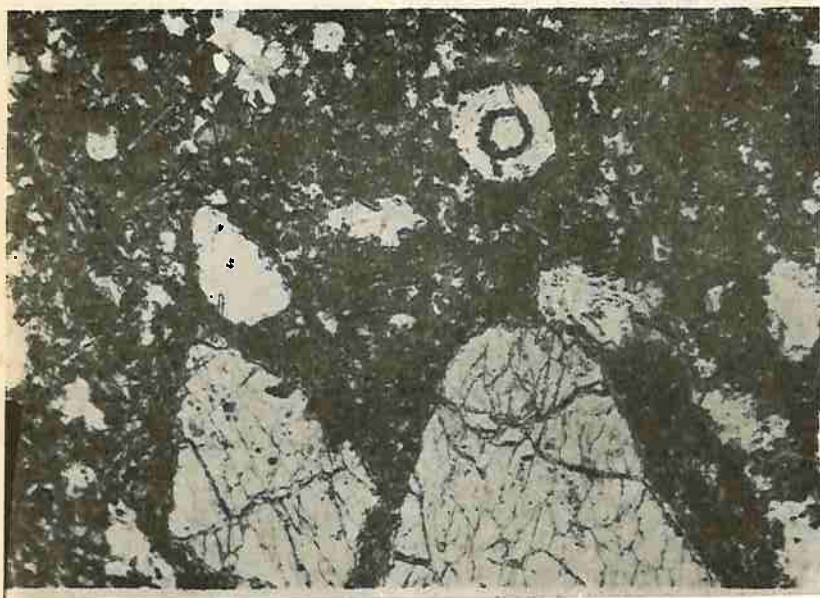
Fotomicrografia 5 - ANALCITA-BASANITO



Fotomicrografia 6 - ANALCITITO



Fotomicrografia 7 - GRAZINITO



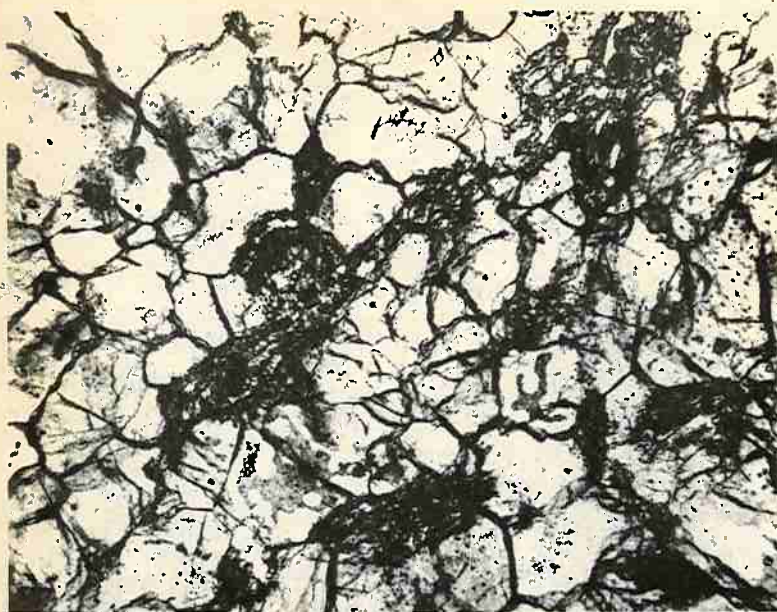
Fotomicrografia 8 - ANALCITA-ANKARATRITO



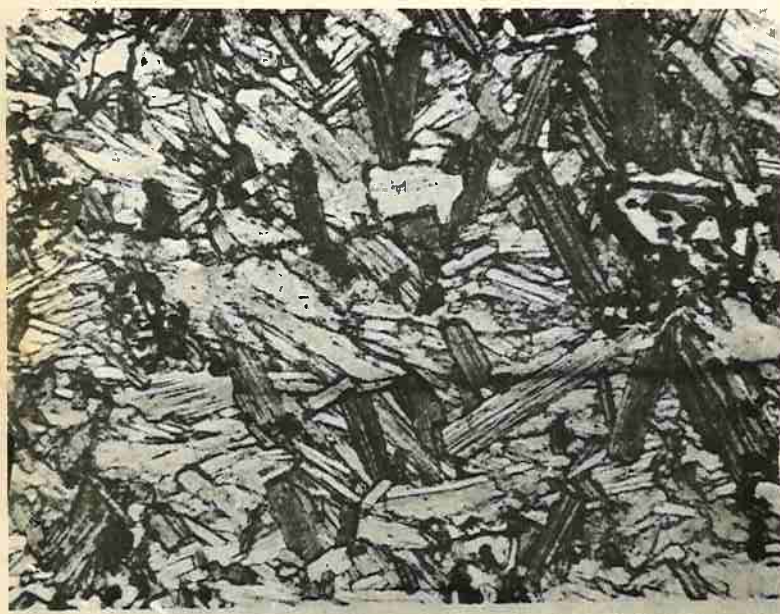
Fotomicrografia 9 - BIOTITA-MELTRIGITO



Fotomicrografia 10 - BIOTITA-PIROXENITO



Fotomicrografia 11 - OLIVINITO



Fotomicrografia 12 - GLIMERITO