

PAULO GANEM SOUTO

T1016

**GEOLOGIA E PETROGRAFIA
da Área de Potiraguá
Bahia - Brasil**

TESE APRESENTADA AO INSTITUTO
DE GEOCIÊNCIAS DA UNIVERSIDADE
DE SÃO PAULO

T
S728
PG.g
e.2

1972



GEOLOGIA E PETROGRAFIA
DA ÁREA DE POTIRAGUÁ
BAHIA - BRASIL

Tese Apresentada ao Instituto
de Geociências da Universidade
de São Paulo

DEDALUS - Acervo - IGC



30900005696

1972

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
BIBLIOTECA CENTRAL
16-9

C O N T E Ú D O

RESUMO

INTRODUÇÃO

Localização
Trabalhos Anteriores
Agradecimentos
Metodologia

QUADRO GEOLÓGICO REGIONAL

Coberturas Sedimentares não Dobradas
Coberturas Dobradas
 Grupo Rio Pardo
 Formação Camacá
 Formação Salobro
 Formação Água Preta
 Formação Serra do Paraíso
Rochas do Embasamento Dobrado
 Pré-Cambriano Superior
 Pré-Cambriano Inferior
Rochas Intrusivas
 Rochas Alcalinas
 Rochas Ácidas
 Rochas Básicas e Ultrabásicas

FISIOGRAFIA

ESTRATIGRAFIA E PETROGRAFIA

Rochas Metamórficas
 Grupo Rio Pardo: Formação Serra do Paraíso
 Unidade A
 Quartzitos
 Xistos e Quartzo-muscovita-xistos
 Gnaisses facoidais
 Paragnaiasses

Unidade B

Anfibólio-gnaisses

Anfibolitos

Gnaisses porfiroblásticos

Migmatitos

Unidade C

Granulitos intermediários

Granulitos quartzo-feldspáticos

Granulitos cataclásticos e milonitos

Rochas Intrusivas

Rochas Alcalinas

Nefelina-sienitos

Anfibólio nefelina sienitos

Sodalita-sienitos

Pegmatitos alcalinos

Nefelina sienitos gnaisses

Nefelina sienitos aplíticos

Biotita tinguaítos pôrfiros

Rochas Sieníticas

Sienitos

Quartzo-sienitos

Sienitos cataclásticos

Rochas Básicas

Anortositos

Espessartitos

Diabásios e quartzo-diabásios

TRAÇOS GERAIS DA TECTÔNICA

As Direções dos Dobramentos

Zonas de Cizalhamento

Falhas e Fraturas

METAMORFISMO E ROCHAS ORIGINAIS

Os Episódios Metamórficos

As Rochas Originais

QUÍMICA DAS ROCAS ALGULITAS

Análises Químicas

Diagramas de Variação

Números de Niggli e Índices de Rittmann

Norma Molecular

Índices Agpaíticos

CONCLUSÕES

Anexo: Mapa geológico da área de Potiraguá.

RESUMO

A área de Potiraguá, no sul do Estado da Bahia, é constituída geologicamente por rochas metamórficas pré-cambrianas de pelo menos três idades diferentes.

Os granulitos da parte oriental, representados localmente por associações ácidas e intermediárias (enderbitos), são orientados segundo N-NE, com fortes mergulhos para W. Essas rochas têm idades superiores a 2,5 bilhões de anos. Os granulitos parecem associados migmatitos e gnaisses que ocorrem em torno de Potiraguá.

Na parte ocidental quartzitos, quartzo-muscovita-xistos e gnaisses cataclásticos formam uma sequência mais nova, que foi correlacionada às rochas do embasamento sul do Grupo Rio Pardo, datadas do Pré-Cambriano Superior.

Ao sul da área rochas carbonáticas fracamente metamórficas foram assumidas do Grupo Rio Pardo, cujo metamorfismo ocorreu a 470 milhões de anos.

Anortositos formam um maciço alongado de direção N-S, encaixado em rochas granulíticas. São compostos principalmente de andesina-labradorita, augita, hiperstênio e olivina, apresentando todas as características dos anortositos que formam intrusões independentes em terrenos pré-cambrianos de diversas partes do mundo. Não foram encontradas evidências que pudessem relacionar os anortositos às rochas da série charnoquítica (granulitos).

Tres maciços alcalinos foram delimitados, alinhando-se na direção N-NW. A idade das rochas alcalinas de Potiraguá foi determinada, sendo da ordem de 765 milhões de anos, bastante mais antiga em relação as outras províncias alcalinas brasileiras. Petrograficamente, foram determinadas rochas da família dos nefelina-sienitos, com tipos de transição para os litchfielditos. Em muitos casos sodalita substitui completamente a nefelina.

lina, formando os sodalita-sienitos. Pertita constituída de microclina e albita, nefelina, cancrinita, biotita, enfibólito e sodalita são os minerais mais difundidos nas rochas da área, enquanto esfeno é sem dúvida o mais importante dos minerais accessórios.

As determinações químicas mostraram que são rochas pobres em silica, cálcio e magnésio e ricas em sódio e potássio, tendo um caráter atlântico forte.

Alguns diagramas de variação apontaram resultados em grande parte concordantes com uma origem a partir da cristalização fracionada de um magma basáltico, não existindo, entretanto, qualquer outra prova de que este tenha sido o processo genético envolvido.

Sienitos e quartzo-sienitos ocorrem próximos às rochas alcalinas, havendo notável concordância estrutural entre os quartzo-sienitos da Serra das Araras e os nefelina-sienitos, tendo sido sugerido um relacionamento genético.

INTRODUÇÃO

Os trabalhos de mapeamento geológico sistemático iniciados em 1967 no sul da Bahia, através de um convênio de cooperação técnica celebrado entre a CEPLAC, Secretaria das Minas e Energia e Universidade Federal da Bahia, possibilitaram o conhecimento de uma ponderável parte da região, sobre a qual não existiam informações de caráter geológico.

Este autor, ao lado de algumas outras Folhas já publicadas, dedicou-se particularmente a Folha de Potiraguá, cujo quadrante noroeste é objeto deste trabalho. Trata-se efetivamente de uma área de notável diversidade petrográfica, conquantos nela somente ocorram rochas de idade pré-cambriana. O seu estudo torna-se sobretudo interessante pela ocorrência de diversos corpos de rochas alcalinas, que assumem grande importância em todo o mundo, tanto pelo lado científico, ligado principalmente à sua origem, quanto pelo aspecto econômico, justificado pela sua filiação genética com depósitos minerais. As rochas alcalinas do sul da Bahia constituem uma província petrográfica nitidamente diferente da que ocorre no sul do Brasil, merecendo, pois, estudos pormenorizados. Neste trabalho foram localizados e mapeados esses corpos, inserindo-os no quadro geológico regional e coletando-se informações importantes a respeito dessas rochas.

Paralelamente, cuidou-se de estabelecer critérios para uma divisão das rochas metamórficas pré-cambrianas, a qual poderá servir como modelo para as áreas contiguas. Tratando-se de uma área inteiramente desconhecida do ponto de vista geológico a resolução dos diversos problemas de sua geologia básica se constituiu no principal objetivo deste trabalho.

Localização

Conquanto compreenda basicamente o município de Potiraguá, também são abrangidos, parcialmente, pelo levantamento, os municípios de Itapetinga, Macarani, Itarantim e Itapebi. A figura 1 mostra a região mapeada, cuja ex-

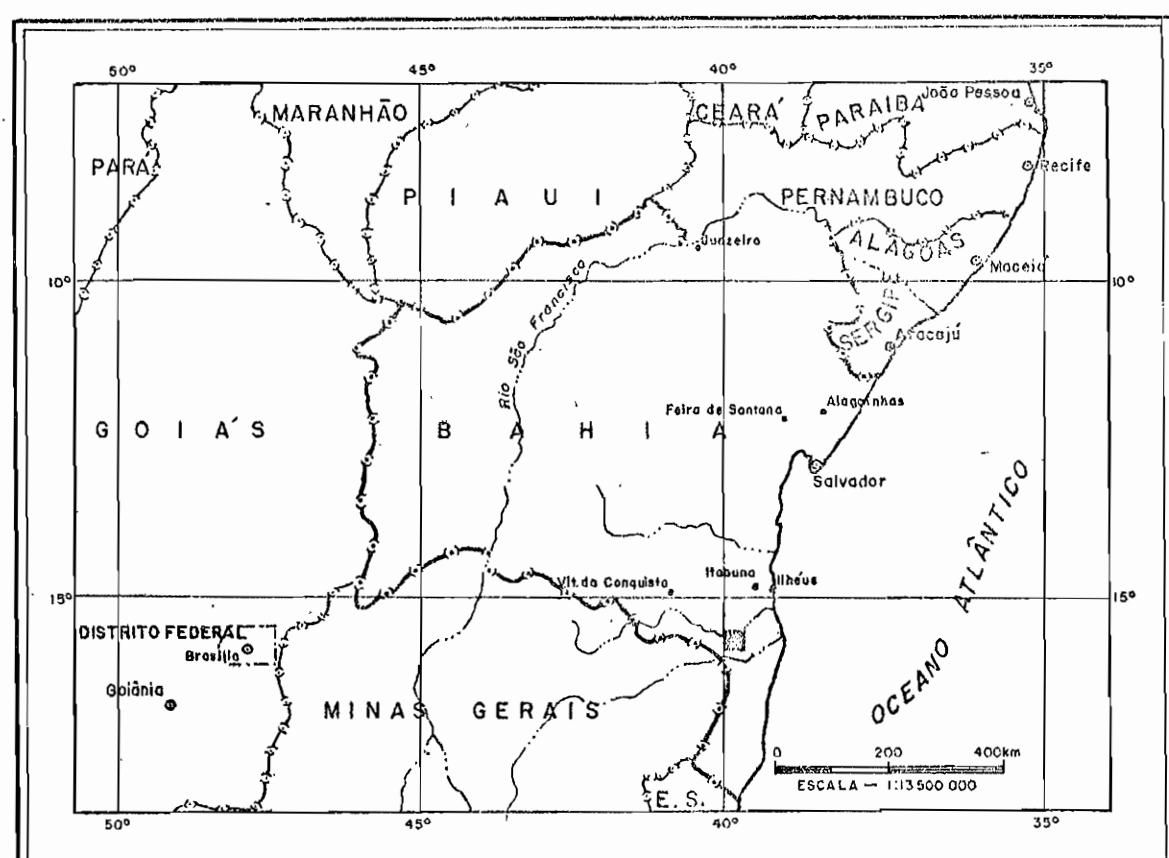
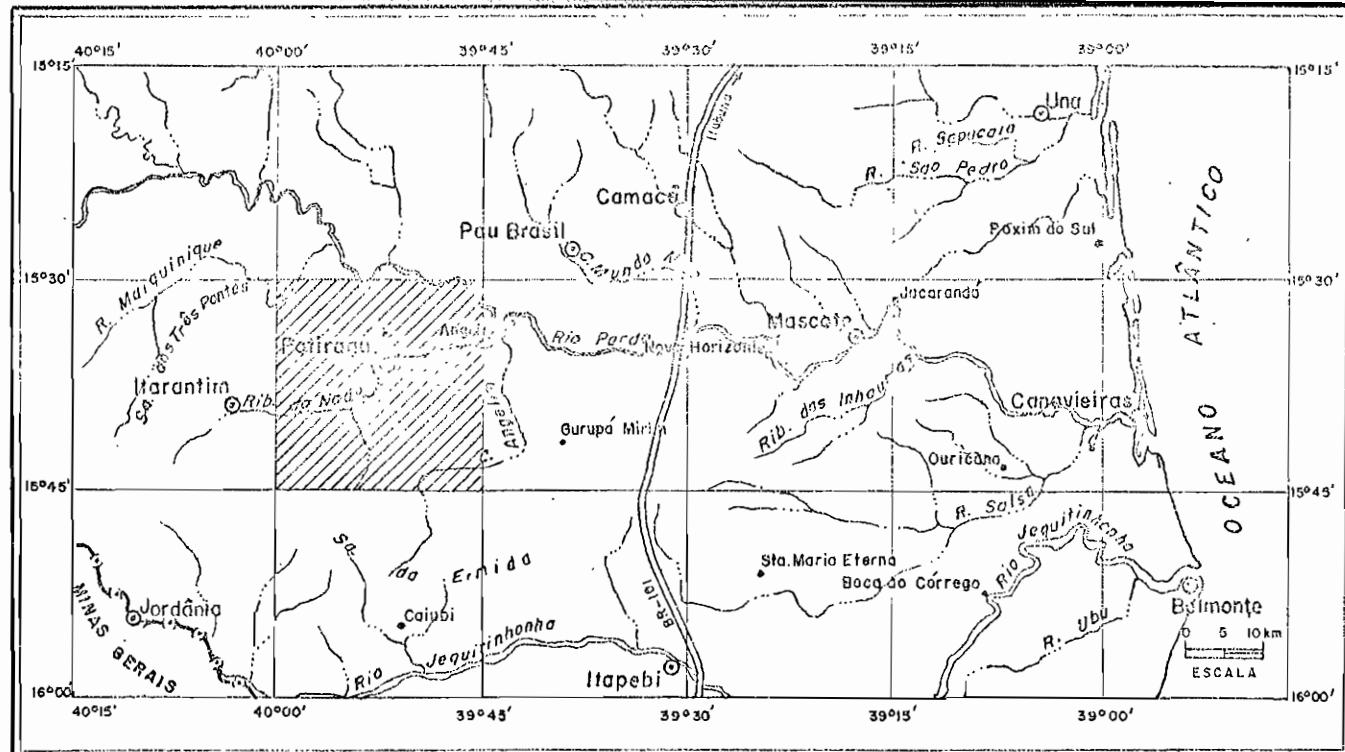


Fig1: Situação da área mapeada

tensão é de aproximadamente 750 km².

O município de Potiraguá tem a sua sede a oeste da área, sendo o único núcleo urbano da região mapeada. Os aeroportos de linhas regulares mais próximos são localizados em Ilhéus e Itabuna. Não existem boas estradas atravessando a área, sendo todas elas de caráter precário, principalmente na época chuvosa. A sede do município pode ser alcançada através de uma estrada municipal que liga Itapetinga a Potiraguá, sendo realizada em balsa a travessia de veículos sobre o rio Pardo. O outro acesso pode ser feito através da estrada Itabuna-Camacã-Itapebi, infletindo-se para Potiraguá a altura do km 57 ao sul de Camacã.

Trabalhos Anteriores

A época dos trabalhos de campo, não existiam quaisquer dados geológicos sobre a região. O conhecimento efetivo da parte sul do Estado da Bahia somente se iniciou em 1967 com o convênio CEPLAC/SME/UFBA, do qual resultou a cartografia geológica de áreas contíguas à do presente trabalho. Estas informações têm sido publicadas gradativamente por Pedreira, Souto e Azevedo (1969), Azevedo (1969), Azevedo e Souto (1970), Pedreira (1971), Souto, Vilas-Boas, Bezerra e Sampaio (1971), Pedreira (1972), Souto, Azevedo e Bezerra (1972), Souto, Azevedo e Pedreira (1972), Souto, Azevedo e Barbosa (1972) e Barbosa (1972), sendo mostrada na figura 2 uma síntese do atual estágio de conhecimento da geologia do sul da Bahia.

Fujimori (1967), referiu-se à ocorrência de rochas alcalinas em Potiraguá, sendo que, mais recentemente (Fujimori, 1972), estudou exaustivamente a petrografia do maciço alcalino da Fazenda Hiassú no município de Itaju do Colonia. Nesse trabalho é sugerido um mecanismo de fusão de antigas camadas de evaporitos e folhelhos, à época do metamorfismo regional de facies granulítica, como o processo formador das rochas alcalinas da Fazenda Hiassu, sem dúvida, geologicamente relacionadas às que foram mapeadas na área de Potiraguá.

Sighinolfi (1971), estudou do ponto de vista geoquímico, rochas granulíticas que ocorrem em torno da cidade de Itabuna, comparando-as com as

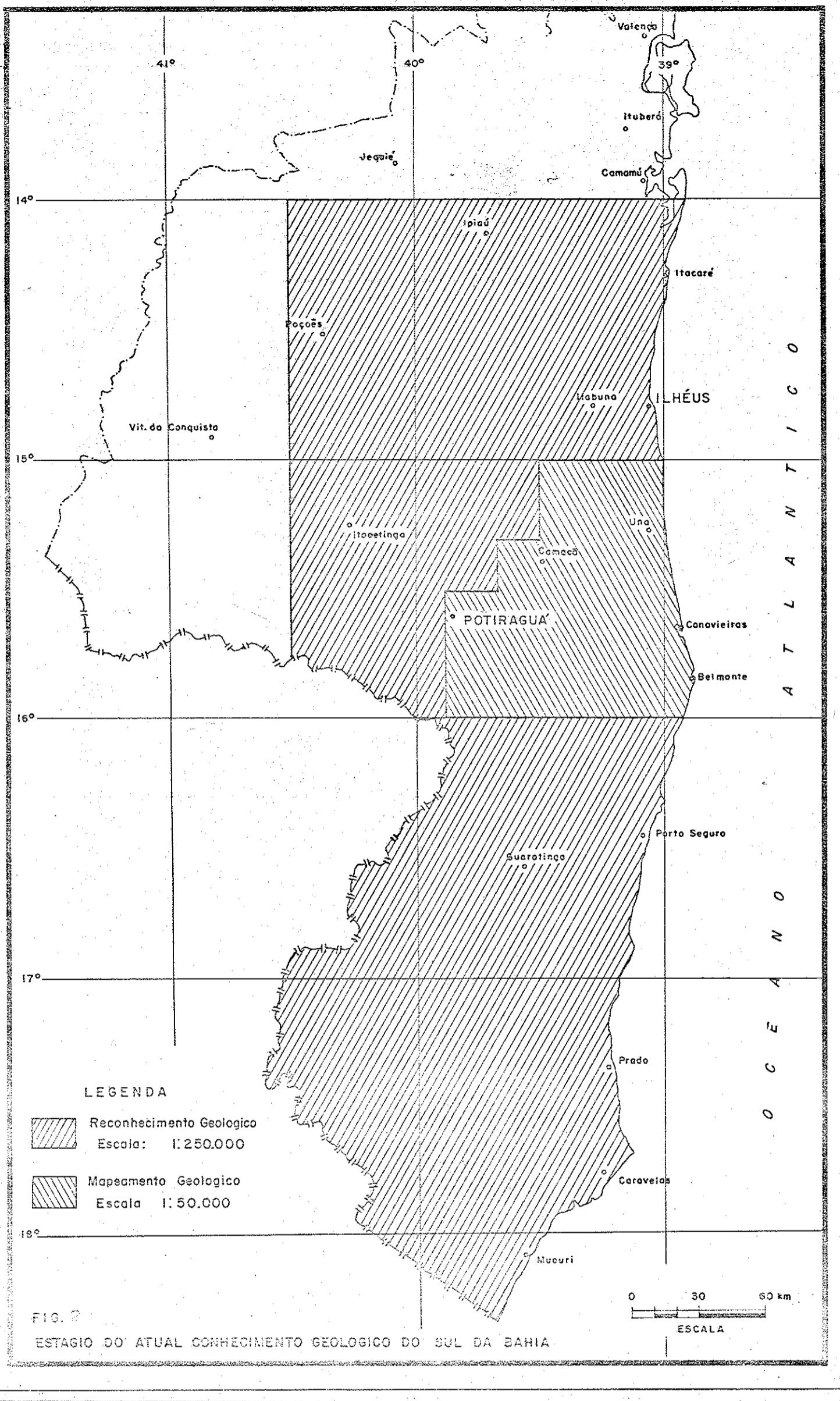


FIG. 2

ESTAGIO DO ATUAL CONHECIMENTO GEOLOGICO DO SUL DA BAHIA

de outros escudos.

Agradecimentos

O autor expressa seu reconhecimento ao colega José Carlos Leal Bezerra, companheiro das jornadas de campo, bem como, ao professor Shiguemi Fujimori, pela sua inestimável colaboração. Ao professor Dr. José Moacyr Vianna Coutinho, nosso orientador, pela sua assistência e atenção, principalmente durante o período em que estivemos na U.S.P. Nossa mais reconhecido agradecimento à CEPLAC, órgão de quem recebemos apoio irrestrito para a realização desse trabalho, a Universidade Federal da Bahia, ao Conselho Nacional de Pesquisas, que nos possibilitou a realização das análises químicas das rochas alcalinas, e a Geominas, que proporcionou facilidades para a conclusão desse trabalho.

Metodologia

Para o mapeamento geológico utilizaram-se foto-aéreas na escala de 1:25.000 (Aerofoto Natividade - 1965). O mapa base foi elaborado por triangulação radial gráfica, sendo reduzido a escala de 1:50.000. Cerca de 200 lâminas delgadas foram confeccionadas para a determinação petrográfica. A platina universal foi usada para a determinação de ângulos óticos. Análises químicas foram feitas na Universidade de Strasbourg, França.

QUADRO GEOLOGICO REGIONAL

Objetivando-se inserir dentro de um contexto regional o mapa geológico apresentado, serão aqui sumarizados os conceitos mais atuais sobre a geologia do sul do Estado da Bahia, de acordo com o trabalho de Souto, Barbosa e Azevedo (1972), referido às Folhas de Ilhéus e Potiraguá (Prancha 1). Uma coluna estratigráfica regional é mostrada na Fig. 3.

Coberturas Sedimentares não Dobladas

Representadas principalmente na Folha de Ilhéus pelos sedimentos mesozóicos das bacias do Recôncavo Sul e do Rio Almada, cuja estratigrafia pode ser correlacionada à da Bacia do Recôncavo. Bacias cretáceas não arenosas se situam na área costeira de Canavieiras e Belmonte, recobertas por sedimentos quaternários. Os trabalhos executados pela Petrobrás não lograram ainda a descoberta de petróleo nas bacias cretáceas do sul da Bahia.

Entre as coberturas mais modernas figuram sedimentos terciários das Ilhas Grande e Pequena, na Baía de Camamu e Maraú, aos quais estão associados importantes depósitos sedimentares de barita. A Série Barreiras aflora em toda a costa ao sul da cidade de Una, não sendo definida no litoral ao norte de Ilhéus. Trabalhos recentes da Secretaria das Minas e Energia revelaram a existência de sedimentos cenozoicos na região do planalto de Conquista (*).

Do ponto de vista econômico, importantes depósitos de conchas estão relacionados a sedimentos quaternários na baía de Camamu.

Coberturas Dobradas

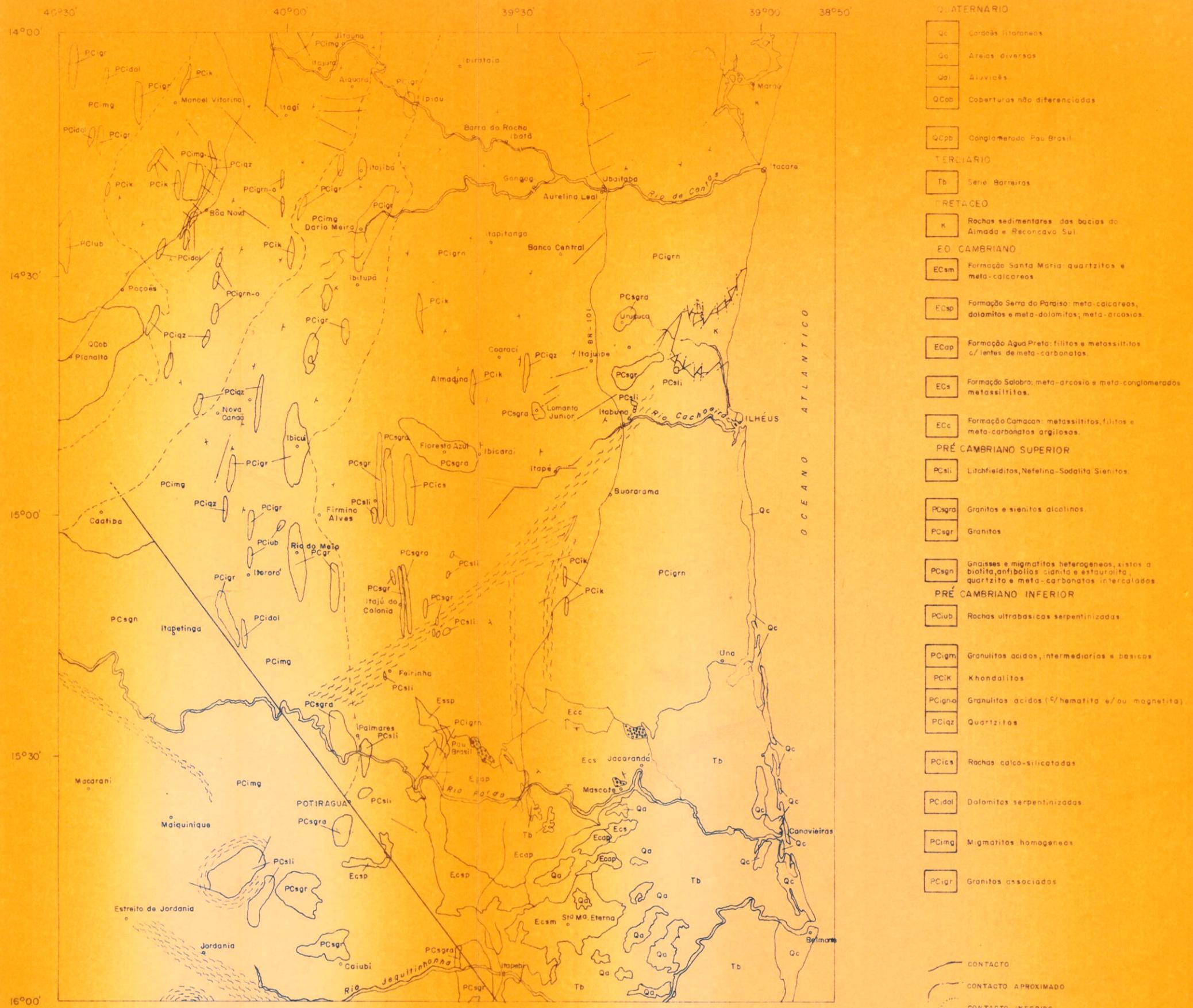
Grupo Rio Pardo

As rochas metassedimentares do Grupo Rio Pardo constituem a cobertura dobrada regional, metamorfizada há 470 milhões de anos (Cordani,

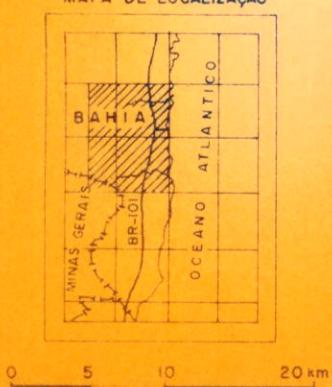
(*) Comunicação verbal do geólogo Hélio Azevedo.

IDADES	GRUPOS	FORMAÇÃO	COLUMA	DESCRIÇÃO
CLÍTICO TERCÁRIO		FORM. BANHEIRAS		Arenitos e argilos
		FORM. PAJ. BRASIL		Arenitos conglomerados e argilosos, intercalados
CRETÁCICO SUPERIOR		FORM. URUCUTUCA		Conglomerados com seixos de silex e folhelhos
		FORM. ALAGOAS		Siltitos, folhelhos e conglomerados
				Folhelhos e calcários
				Arenitos conglomeráticos
	GRUPO BROTAS	FORM. ILHADS		Folhelho verde-oliva
				Conglomerados e folhelhos cinza-escuros
	GRUPO STO. AMARO	FORM. CANDEIAS		Folhelho cinza-esverdeado com finas lâminas de calcário
		FORM. ITAPARICA		Arenito
		FORM. SERGI		Folhelho, calcário e arenito fino na base
		FORM. SANTA MARIA		Arenitos com conglomerado na base
		FORM. SERRA DO PARAISO		Quartzitos com intercalações de calcário
				Meta-calcários dolomíticos e meta-dolomitos
	GRUPO RIO PARDO	FORM. ÁGUA PRETA		Filitos e filitos-siltitos com lentes de calcário, intercalados
				Metagrauvacas
		FORM. SALOBRO		Meta-siltitos com meta-conglomerado no topo
				Meta-arcosíos
		FORM. CAHACÁ		Meta-conglomerado com seixos de dolomito
				Meta-arcosíos
				Filitos e meta-siltitos com intercalações de finos bancos de calcário argiloso
				Meta-conglomerado petromítico
	PRO. CANTABRICO SUPERIOR			Granitos
				Rochas alcalinas: nefelina-sienitos e litiofílditos
				Gnaissos e migmatitos; xistos a enfióbólitos, biotita, granada; cianita e esaurolita; cuarizitos; veios de pegmatitos
	PRO. CANTABRICO INFERIOR			Gneissos ácidos, intermediários e básicos; khengalitos; roches calco-silicáticos; granulitos com hematita e magnetita; diques de diabásio

Fig. 3 Coluna estratigráfica regional



MAPA DE LOCALIZAÇÃO



ILHÉUS E POTIRAGUÁ

MAPA DE RECONHECIMENTO GEOLOGICO

GEOLOGIA: P. SOUTO
H. AZEVEDO
P. BARBOSA

1972

ESCALA 1:1.000.000

1972) estando pois ligadas ao episódio final do Ciclo Brasiliense. Souza, Pedreira e Azevedo (1969) dividiram o Grupo Rio Pardo nas seguintes formações:

Formação Camacá

Metassiltitos e ardósias, eventualmente calcíferos, bem estratificados e intercalados com bancos finos de rochas carbonáticas. Na base, o Conglomerado Panelinha, com matriz arcósica e seixos constituídos de rochas do embasamento cristalino. As direções são próximas a E-W, com mergulhos de 10 a 30° S, mais fortes nas proximidades da importantes falhamentos N-S, E-W e NW-SE, que marcam os limites atuais da bacia.

Formação Salobro

Constituída em grande parte por sedimentos imaturos, representa um facies característico de intenso tectonismo na área fonte sugerindo ainda condições rápidas de deposição. Meta-arcósios são as rochas mais representativas desta formação, que, próxima ao topo, tem intercalações de filitos e metassiltitos esverdeados. Na base ocorre o Conglomerado Salobro, não disrupto, com matriz arcósica e seixos predominantemente de rochas cristalinas, mas também de metassedimentos. O Conglomerado Lapão, formado por seixos de dolomito está também intercalado em arcósios e metassiltitos, próximo a base da formação.

Falhamentos N-S e principalmente NW-SE, recortam os sedimentos da Formação Salobro.

Formação Água Preta

Filitos são as rochas que constituem quase que totalmente a Formação Água Preta, sendo rara a presença de clásticos mais grossos. Na base, uma importante camada de meta-grauvaca e algumas lentes de meta-carbonatos.

A clivagem filítica dessas rochas é bastante proeminente tendo

direções NW-SE, que passa a N-S na borda ocidental da bacia; os mergulhos estão geralmente voltados para SW, invertidos ocasionalmente por dobramentos de pequeno raio de curvatura.

Formação Serra do Paraíso

Constituída de meta-carbonatos, dispostos ao longo de uma faixa N-S que se inflete para oeste nas proximidades de Gurupá-Mirim. Meta-calcários dolomíticos cinza azulados são mais frequentes, entretanto meta-calcários e meta-dolomitos também foram assinalados. Mármore róseos, calcíticos, intercalados com finas camadas ricas em flogopita ocorrem a sudoeste desta formação, na área do Fecha e Catinguiba. Arcosios intercalados com meta-carbonatos na parte noroeste confirmam a ideia de uma deposição em ambiente raso.

Conquanto existam contatos nitidamente falhados entre a Formação Serra do Paraíso e as rochas de embasamento cristalino, o mapeamento também revelou a deposição de meta-carbonatos diretamente sobre as rochas cristalinas.

Os mármore róseos desta formação estão sendo atualmente explatados com grande sucesso, enquanto os calcários dolomíticos têm sido largamente utilizados como corretivo de solos regionais.

O Grupo Rio Pardo, não só pela idade geológica, já bem determinada (Cordani, 1972), como também pela litologia, estratigrafia e metamorfismo, mostra certas similaridades com o Grupo Bambuí, ressalvando o grande espessamento de suas formações clásticas, Salobra e Água Preta. O facies carbonático, representado pela Formação Serra do Paraíso, certamente se estendeu para oeste, de acordo com os possíveis testemunhos desta Formação mapeados ao sul de Potiraguá, dando-lhe assim dimensões bem mais expressivas.

O correlacionamento do Grupo Rio Pardo ao Cinturão do Congo Ocidental (Cordani, 1972) pode conferir a estas rochas do sul da Bahia uma grande importância nos estudos sobre a deriva continental.

Rochas do Embasamento Dourado

O reconhecimento geológico das Folhas de Ilheus e Potiraguá possibilitou a primeira tentativa de uma grande divisão das rochas pré-cambrianas dobradas do embasamento cristalino do sul da Bahia, esboçada neste trabalho.

Pré-Cambriano Superior

Admitiu-se como sendo dessa idade as rochas do embasamento sul do Grupo Rio Pardo, que, para o autor, se prolongam para noroeste nos municípios de Potiraguá, Itapetinga, Macarani, Itarantim e Maiquinique. A idade dessas rochas pode ter sido mascarada pelos eventos relacionados à fase final do metamorfismo do Grupo Rio Pardo, contudo, determinações recentes (Cordani, 1972) revelaram idades variáveis entre 730 e 840 milhões de anos, confirmando-se assim a ideia de que são rochas do Pré-Cambriano Superior.

As direções NW-SE assumidas nesta unidade, confirmam uma discordância estrutural com relação aos granulitos que ocorrem a nordeste. Xistos a biotita, granada, sillimanita e cianita, quartzitos, filitos, anfibolitos, gnaisses e migmatitos são as rochas representativas desta unidade.

Alguns importantes maciços graníticos (Serra Azul e Cachoeirinha) a elas estão associadas, bem como a província pegmatítica do sul da Bahia.

Pré-Cambriano Inferior

Está representado pela extensa província de granulitos do embasamento nordeste do Grupo Rio Pardo, estendendo-se até a região de Salvador, onde estas rochas foram estudadas por Fujimori (1968). Mais ao sul, Souto (1972) e Barbosa (1972) mapearam uma grande diversidade petrográfica de granulitos, de representação impossível mesmo em grandes escalas.

Regionalmente, foram assinalados os seguintes tipos de granulitos: Granulitos quartzo-feldspáticos, khondalitos, granulitos óxidos, granulitos charnoquíticos, enderbitos, granulitos básicos e granulitos sieníticos. Quartzitos e rochas calco-silicatadas constituídas principalmente de calcita, diopsidio e esapolita, ocasionalmente se intercalam nos granulitos.

Os granulitos estão orientados regionalmente segundo uma direção N-S ou N-NE, com mergulhos sub-verticais para E ou W. A profunda erosão dessas rochas dificulta a reconstituição do seu estilo de dobramento, contudo, as estruturas lineares, principalmente zonas de cizalhamento, foram bem marcadas, tendo cataclazado e milonitizado as rochas regionais. Estas zonas são preferencialmente orientadas segundo N-S ou N-E, podendo, da sua reativação, terem resultado os falhamentos que afetaram posteriormente o Grupo Rio Pardo e as bacias cretácicas do Rio Almada e Recôncavo Sul. Falhamentos de direção NW-SE, E-W e N-S são os principais, cortando regionalmente os granulitos.

Rochas migmatíticas foram mapeadas numa faixa passando por Ipiaú, Da-
rio Meira, Iguai, Rio do Meio e Caatiba, aparentemente concordantes
com os granulitos e associadas a granitos sin-orogênicos. Migmatitos
voltam a aflorar na parte oeste, na região de Poções, ainda associa-
dos a rochas graníticas concordantes.

Mineralizações de Fe, Mn e grafita, bem como um importante depósito
estratiforme de barita, estão relacionados aos granulitos.

Rochas Intrusivas

Rochas Alcalinas

Já são atualmente conhecidos cerca de uma dezena de corpos alcalinos na região sul da Bahia, alguns dos quais serão mais detidamente focalizados neste trabalho. Além destes e dos corpos referidos por Fujimori (1967), foram recentemente determinadas novas ocorrências de rochas alcalinas em Itaju-Itapé, Itarentim e Uruçucá, mostradas no ma-

pa regional. Granitos alcalinos, quartzo sieníticos e sienitos foram assinalados em Floresta Azul, Santa Cruz da Vitoria, Uruçuca e Potiraguá.

Rochas Ácidas

Rochas graníticas foram mapeadas (Serra Azul e Cachoeirinha), sendo predominantemente biotita granitos, róseos, de granulação grossa.

Rochas Básicas e Ultrabásicas

Representadas principalmente pelos peridotitos serpentinizados que ocorrem na área de Poções, aos quais está associada mineralização de amianto. Diques de diabásio recortam com grande frequência a unidade de granulitos.

FISIOGRAFIA

Não obstante a área pertencer a chamada Zona Fisiográfica Cacaueira da Bahia, o tipo climático predominante é bastante diferente do que existe na região cacaueira propriamente dita. Ao invés do clima Af com chuvas abundantes distribuídas durante todo o período, como acontece na região mais litorânea, o clima é do tipo Am, definido por uma estação de poucas precipitações. O período chuvoso concentra-se de outubro a janeiro, sendo que, em média, as chuvas anuais alcançam 800 mm.

A floresta sub-caducifólia tropófila é o principal ecossistema, ao invés da floresta perenifólia higrófila (mata de cacau), que ocorre mais a leste. Aliás, grande parte da cobertura vegetal tem sido gradativa e sistematicamente destruída pelo homem, em virtude da crescente implantação das pastagens, sendo a pecuária a principal atividade econômica regional.

Os solos da região de Potiraguá têm cerca de 50 cm de profundidade, apresentando grande quantidade de minerais primários nos horizontes sub-superficiais, alta saturação de bases e alta fertilidade natural. (Carvalho Filho, Pinto Dias e Melo, 1969).

Os cursos d'água pertencem à bacia hidrográfica do Rio Pardo, que, correndo no sentido geral este-oeste, passa ao norte da área. O Córrego do Nado é o principal dos afluentes locais da margem direita, enquanto na margem esquerda o Córrego do Palmeirão é o único de importância. Um caráter comum à água de todos os pequenos afluentes do Rio Pardo é a sua alta salinidade, tornando-a praticamente imprestável ao consumo do homem. Esta salinidade parece ser principalmente resultante das condições climáticas, que originam solos com altos teores em sais minerais.

A rede de drenagem apresenta variações nítidas, a depender das sub-áreas consideradas. Quanto a densidade, há uma área nitidamente menos densa a oeste de Potiraguá, enquanto as zonas mais ravinadas ficam a leste e a sul-deste. Em relação ao padrão, a drenagem pode ser generalizadamente classificada de dendrítica-retangular. O modelo dendrítico resulta da homoge-

neidade das rochas metamórficas que aflorem na maior parte da área, não havendo aparentemente um controle da foliação ou bandamento sobre a direção dos cursos d'água. Ao lado desse padrão dendrítico, numerosos rios se adaptam ao fraturamento das rochas subjacentes resultando daí a angularidade típica dos padrões retangulares. Modelos radiais se esboçam em pelo menos dois corpos de rochas alcalinas. Sobre a área de rochas carbonatadas, feições carsticas de detalhe são bem diferenciadas, principalmente pequenas dolinas.

Algumas unidades morfológicas podem ser bem distinguidas. A sudoeste de Potiraguá predomina um relevo plano e pouco drenado, que se estende para oeste da área. É uma área de cobertura arenosa, onde a presença de pequenas lagoas é resultante da existência de um horizonte menos permeável sob a camada arenosa superficial. Uma outra área plana, define-se a leste dos corpos alcalinos, principalmente ao sul do Córrego do Nado, parecendo ser controlada litologicamente pela existência de rochas sieníticas e anortositicas.

Muito difundida a leste e a norte de Potiraguá é uma unidade formada por pequenas colinas arredondadas, cujos desniveis com os vales adjacentes nunca chegam a 20 m. Um pleno horizontal unindo o topo destas colinas tem uma altitude aproximada de 130 m.

Este relevo, de pouca movimentação topográfica, é no entanto dominado por algumas feições locais, devidas principalmente a dois fatores: tectonismo e colocação dos corpos alcalinos. No primeiro caso o exemplo típico é o relevo acidentado a oeste de Potiraguá, enquanto no segundo, o alinhamento de cristas formados por rochas alcalinas paralelas ao Córrego do Palmeirão. O corpo granítico da Serra das Araras é um outro exemplo de relevo positivo relacionado a rochas de natureza intrusiva.

ESTRATIGRAFIA E PETROGRAFIA

De acordo com o mapa geológico elaborado para a área do Potireguá (Anexo 1), as rochas metamórficas regionais foram divididas em 4 unidades, que serão designadas informalmente, por se considerar inoportuna a formalização de nomes para uma área de caráter relativamente restrito.

A petrografia destas unidades será descrito de acordo com a seguinte distribuição estratigráfica proposta neste trabalho:

Eo-Cambriano

Grupo Rio Pardo: meta-calcários, meta-calcários dolomíticos, mármore e filitos.

Pré-Cambriano Superior

Unidade A: quartzitos, quartzo muscovita xistos e gnaisses facóidais.

Pré-Cambriano Inferior

Unidade B: migmatitos e gnaisses porfiroblásticos, anfibolio-gnaisses e anfibolitos.

Unidade C: granulitos intermediários e ácidos.

As rochas consideradas intrusivas serão tratadas separadamente, tendo sido divididas em rochas alcalinas, rochas sieníticas e rochas básicas, cujas relações de idade serão devidamente discutidas.

Rochas Metamórficas

Grupo Rio Pardo: Formação Serra do Paraíso

Importante área de rochas carbonáticas foi mapeada ao sul da região, sendo inicialmente correlacionadas à Formação Serra do Paraíso. Topograficamente dominam a área de granulitos, situada a leste, sugerindo uma deposição discordante. Ocorrem os seguintes tipos de rochas:

- Calcário cinza azulado ou cinza escuro, bem estratificado, de gra-

13

nulação fina a média, adorosa, principalmente nos tipos mais grossos e mais escuros; podem ter composição dolomítica e ocorrerem intercalados a níveis talcosos;

- Mármore rosêos, menos comumente acinzentados, grossos, de textura sacaróide, bem estratificados, são mais comuns na parte sul; frequente a intercalação de níveis micáceos escuros (Foto 1), formados por biotita e flogopita. Sua composição é essencialmente calcítica;
- Mármore brancos, de textura muito fina, em bancos métricos, calcíticos, muitas vezes intercalados com quartzitos;
- Filitos esverdeados e metassiltitos.

A notável semelhança litológica de muitas destas rochas com as da Formação Serra do Paraíso, sugere uma possível extensão ocidental do Grupo Rio Pardo, cujo contato com as rochas do embasamento passa a leste, conforme mostrado no mapa regional. Em realidade, analisando-se a textura, estrutura, e até a composição químicas, os marmósres desta área são praticamente idênticos aos que ocorrem na borda sudoeste da bacia (Azevedo, 1969) e do qual se encontram muito próximos. Os seus afloramentos seriam pois, testemunhos da Formação Serra do Paraíso que originalmente prolongar-se-ia para oeste, em relação aos limites atuais. Não se exclui, contudo, a possibilidade de que estes meta-carbonatos façam parte da sequência de rochas situadas a sudoeste de Potiraguá, também Pré-Cambrianas, contudo, mais antigas que o Grupo Rio Pardo, sobretudo pela similaridade de suas direções.

Unidade A

Individualizou-se a sudoeste de Potiraguá uma sequência de rochas também meta-sedimentares, caracterizadas por apresentarem direções regionais nitidamente diferentes em relação aos granulitos da parte oriental e também por uma litologia bem particularizada. Estas rochas estão delimitadas por um grande falhamento de direção NW-SE que condiciona o relevo escarpado próximo a Potiraguá; prolongam-se

para sudoeste e muito provavelmente fazem parte da mesma sequência que ocorre no Rio Jequitinhonha, a oeste de Itapebi. Em uma grande parte a existência da extensa cobertura arenosa, já referida, dificulta a observação de bons afloramentos.

- Quartzitos: formam cristas alinhadas, refletindo nitidamente um condicionamento litológico à ação da erosão; são verdes, cinzas ou brancos, com granulação obscurecida pela recristalização sofrida durante o metamorfismo. Os quartzitos verdes mostram lâminas muito finas de um mineral micáceo também verde, enrugadas e estriadas, enquanto a muscovita pode ser observada nos quartzitos mais claros. Geralmente, são bem estratificados, sendo o plano de estratificação coincidente com a foliação das rochas adjacentes. Ao microscópio, ressalta uma textura granoblástica, com contatos planos entre os diversos grãos de quartzo, que forma praticamente 100% da rocha. Muscovita, em lâminas muito pequenas, ocupa espaços entre os grãos de quartzo nos poucos casos em que esse contato não é direto. A presença eventual mais abundante dos minerais micáceos pode imprimir à rocha uma xistosidade incipiente.
- Xistos e Quartzo-Muscovita-Xistos: estas rochas estão diretamente relacionadas ao pacote de quartzitos, representando gradações a partir de um termo essencialmente quartzítico, conforme pode ser observado na estrada entre Potiraguá e Itarentim, no trecho paralelo ao Córrego do Nado. Uma passagem gradacional típica envolve a seguinte sequência: quartzito-quartzo muscovita xisto-muscovita xisto-gnaissé. Quartzo muscovita xistos são rochas claras, com xistosidade proeminente, formadas por lâminas de muscovita e grãos de quartzo mais finos. Raros porfiroblástos de quartzo azul, de 3 a 4 mm, são contornados pelas lâminas de muscovita, que dão à rocha o aspecto xistoso. Granada também porfiroblástica aparece raramente, estando quase completamente limonitizada.
- Gnaisses Facoidais: um grupo de rochas com textura cataclástica, facoidal, faz parte desta unidade, sendo que seus melhores afloramentos ocorrem na parte sul, nos córregos da Piabanhá e Braço do Norte. Um outro critério de individualização dessas rochas é o seu teor extremamente alto em quartzo, ocorrendo tipos em que este mineral predomina sobre o conjunto de feldspatos. Essas rochas

são acinzentadas e o exame macroscópico revela o seu caráter porfiroclástico, dado pela presença de grãos de até 2 cm, dispersos numa matriz fina (Foto 2). A microscopia confirmou o caráter cataclástico da textura, mostrando uma matriz formada por pequenos grãos de quartzo, feldspato potássico e plagioclásio, alongados na direção da foliação da rocha (Fotomicrografia 1). Estes pequenos grãos, não mostram extinção ondulante, sugerindo uma recristalização posterior. Ainda na matriz ocorre biotita com pleocroismo X = amarelo claro; Y = amarelo esverdeado, Z = marrom amarelado, em lâminas que contornam os porfiroclástos. Relacionada a faixa de biotita, alanita amarela, isotrópica, zonada em faixas mais amarelas ou mais escuras, aparece sempre circundada por coroas de epidoto, de cor de interferência azul, fortemente anômala. Esfeno, leucoxênio e apatita também estão associados a faixa com biotita e epidoto.

Os porfiroclástos da rocha são de dois tipos nitidamente diferentes, conquanto sempre apresentem uma forma elipsoidal. Ou são formados de um único grão, e neste caso são de oligoclásio ácido, ou por um agregado de pequenos grãos de quartzo (Fotomicrografia 2). Em alguns tipos predominam os porfiroclástos de oligoclásio, contudo, é mais frequente que eles sejam compostos por agregados de grãos de quartzo.

Um outro tipo de rocha nesse grupo inclui porfiroblástos de anfibólio, numa matriz cataclástica, ainda composta essencialmente de quartzo, feldspato potássico e oligoclásio. O anfibólio é xenoblástico, com as cores de pleocroismo variando de X = verde a amarelado, Y = verde e Z = verde azulado. O ângulo entre c e z é de 18° e a cor de interferência máxima é verde de segunda ordem. Trata-se de hornblenda, ou em virtude da tonalidade ligeiramente azulada do pleocroismo, actinolita (Heinrich, 1965). Nessas rochas, a biotita apresenta inclusões aciculares orientadas em três direções (rutilo ?) ou inclusões de zircão da qual resultam halos pleocrônicos. É certo que nessas rochas uma parte da biotita se derivou da alteração das hornblendas, enquanto existe também biotita não relacionada a alteração desses minerais, não havendo porém



Foto 1: mármore róseo da Formação Serra do P
raiso, com camadas escuras ricas em flogopita.

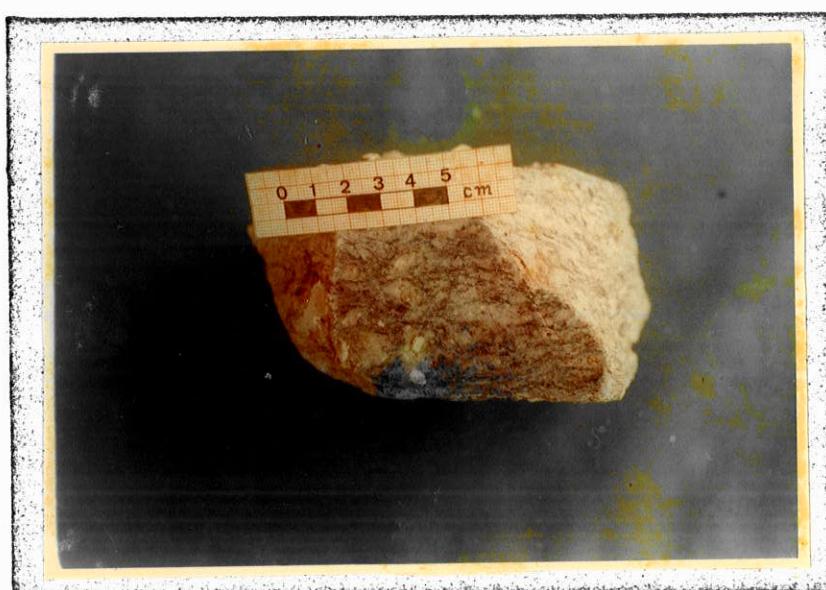
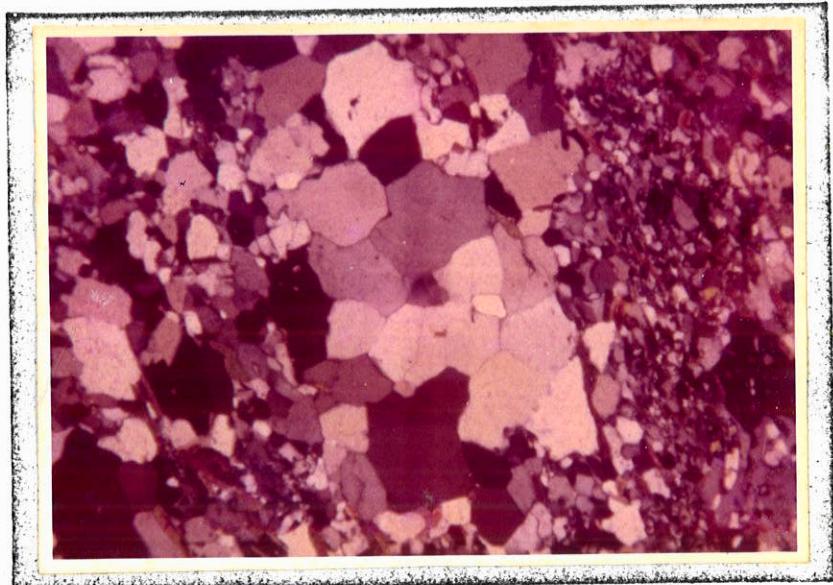
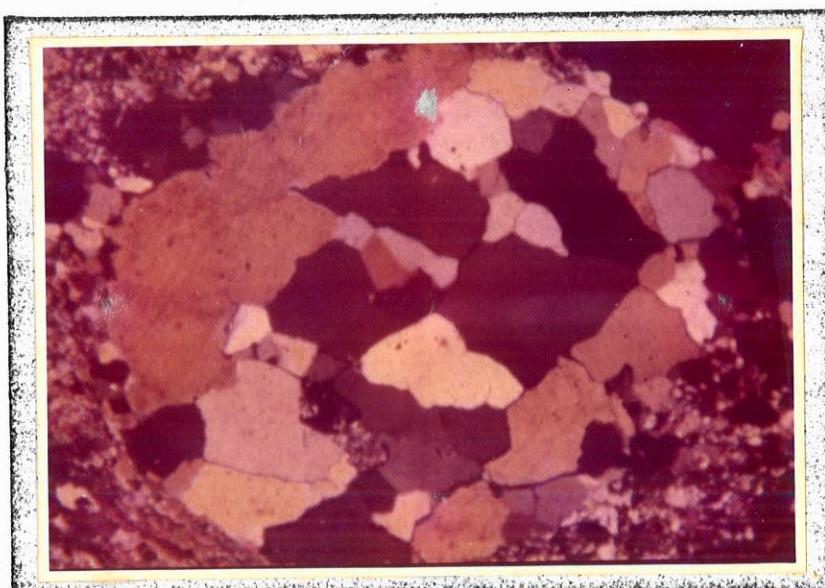


Foto 2: gnaisse cataclástico facoidal, com por
firoclastos de quartzo e feldspatos.



Fotomicrografia 1: textura cataclástica dos gnaiss de unidade A, mostrando a matriz de quartzo, biotita e feldspato, com porfiroclasto de quartzo. Nicóis cruzados. Aumento 20x.



Fotomicrografia 2: porfiroclasto de quartzo formado por diversos grãos. Nicóis cruzados. Aumento 20x

diferença sensível. Zircão, que ocorre como inclusões em anfibólios e biotita, tanto é granular como, em alguns casos, de faces bem formadas, com zoneamento característico. Apatita ocorre em pequena quantidade, sob a forma de prisma curtos.

- Para-gnaisses: muito ricos em quartzo, apresentam ainda sinais de estratificação original, não tendo sido sujeito aos fenômenos cataclásticos de que resultaram os tipos já descritos nesta unidade.

Unidade B

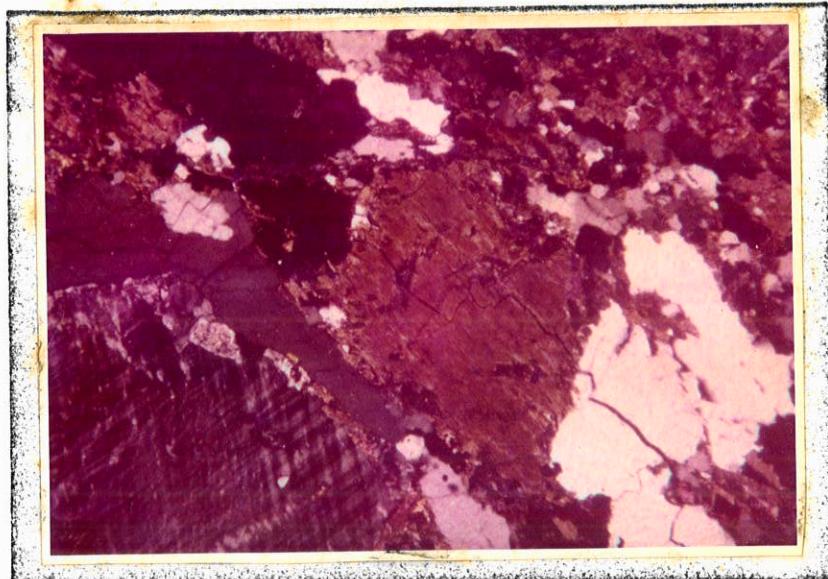
As rochas desta unidade ocorrem ao norte da cidade de Potiraguá, com as melhores exposições na estrada entre Potiraguá e Itapetinga e Potiraguá-Córrego do Nado. É bem possível que façam parte do conjunto granulítico da parte oriental, com o qual têm certas identidades estruturais, entretanto, foi perfeitamente possível a sua separação, baseada em critérios petrográficos.

- Anfibólio gnaisses: são rochas de estrutura gnaissica bem definida, que ocorrem principalmente ao norte do Córrego do Nado. Geralmente são de cor rósea, granulação média a grossa, apresentando faixas ricas em minerais escuros. Podem apresentar ocasionalmente textura porfiroblástica. Microclina é o feldspato mais abundante, frequentemente pertítica, em grãos xenoblásticos, de cujo crescimento resulta uma textura porfiroblástica. Grãos mais crescidos de plagioclásio podem também estar incluídos nos tipos porfiroblásticos. O plagioclásio é oligoclásio ($An = 22$), frequentemente geminado segundo albita e periclina, sendo muitas vezes antipertílico, estando o feldspato potássico sob a forma de grãos tabulares. Quartzo em forme placóide, disposto em faixas distintas, está geralmente muito fraturado (Fotomicrografia 3). Anfibólio é o principal dos maficos deste grupo de rochas. É fortemente pleocroico, com as seguintes tonalidades: X = amarelo esverdeado, Y = verde escuro e Z = verde azulado. O ângulo entre c'e z é em torno de 12° e o $2V = 10^{\circ}$, com plano ótico paralelo a 010. Estas propriedades se assemelham a ferro-hastingsita (Heinrich, 1966). Geralmente em percentagem inferior aos anfibólitos, a biotita pode entretanto do-

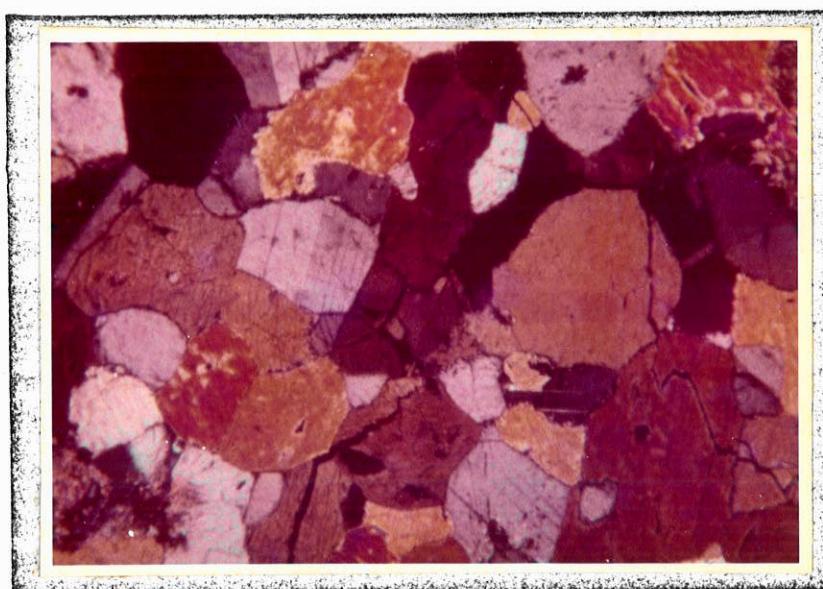
minar em rochas gnaissicas de ocorrência próxima. Forma faixas constituídas de pequenas lamelas, com o pleocroísmo variando de amarelo, verde-claro a verde escuro. Em algumas rochas foi observada a presença de granada, em grãos irregulares, intercrescida com quartzo e invariavelmente associada à faixa de minerais escuros. Epidoto também faz parte da faixa rica em anfibólio, apresentando-se zoado com alanita amarela-avermelhada. De outra forma ocorre como inclusões no plagioclásio, resultantes de sua alteração. Zircão, apatita, magnetita titanifera e leucoxênio são os acessórios dessa rocha.

Análises modais de 5 amostras desta rocha revelaram os seguintes valores médios: Plagioclásio = 14,7%, Pertita = 18%, Microclina = 27,1%, Quartzo = 26%, Anfibólio = 9%, Biotita = 2%, Magnetita Titanifera = 1,6%, Alanita e Epidoto = 0,8% e traços de Zircão, Granada e Apatita.

- Anfibolitos: aparecem raramente, como faixas estreitas intercaladas nos gnaisses e migmatitos. São rochas esverdeadas de granulação média a grossa, cortadas algumas vezes por veios de quartzo-feldspáticos. A textura é granoblástica (Fotomicrografia 4). O plagioclásio é labradorita ($An = 45$) sob a forma de grãos xenoblásticos sempre geminados segundo albite. O anfibólio é hornblenda com pleocroísmo verde amarelado a verde. Os grãos têm faces bem formadas, mas não apresentam orientação visível. O ângulo de extinção, entre c e z, é de 20° . Altera-se para tremolita adinolita fibrosa. Epidoto de cor azul fortemente anômala está intimamente associado aos anfibólitos. Diopsídio, embora pouco abundante, quase sempre aparece, sendo praticamente não pleocróico. Este mineral também se altera para tremolita fibrosa. Apatita é o principal dos acessórios desta rocha.
- Gnaisses porfiroblásticos: são aqui incluídos gnaisses róseos, de estrutura oftalmítica (Mehnert, 1968) com biotita como o mineral mafico predominante (Foto 3). Os porfiroblastos são sempre de feldspatos e, em relação ao gnaisses facóïdais cataclásticos anteriormente discutidos, é nítida a menor proporção de quartzo e o aumento do teor de feldspatos. Microclina, sempre pertítica, é muito abundante entre os porfiroblastos, dominando em muitas amostras so-



Fotomicrografia 3: anfibólio gnaisse: microclina - geminada, anfibólio na parte central, quartzo (branco e cinza escuro) e uma faixa de granulação mais fina, onde biotita se destaca. Nicóis cruzados Aumento 20x.



Fotomicrografia 4: textura granoblástica dos anfibolitos da unidade B, Hornblenda (amarela, laranja- ou marron) e plagioclásio (cinza azulado). Nicóis cruzados. Aumento 20x.

bro da do plagioclásio. Foram também registradas porfiroblásticas constituidas por diversos pequenos grãos de microclina ou agregados de microclina partita e plagioclorio (Fotomicrografia 5). O plagioclásio ($An = 12$) é facilmente reconhecido pela sua estrutura poiquiloblastica, devida a inclusões muito abundantes de epidoto, sericita e biotita. Plagioclorio e microclina também estão presentes na matriz, com menor granulação, sendo resultantes da recristalização das faixas cataclazadas. Quartzo ocorre sob a forma de placas achataadas podendo chegar até 20% da composição da rocha. A biotita é amarela esverdeada a verde, associando-se a muscovita. O epidoto, além de se constituir em inclusões nos plagioclásios, aparece em grãos maiores, de tendência prismática, não relacionado a qualquer processo secundário. Neste caso é incolor, apresentando cor de interferência azul anômala e sinal ótico negativo, tratando-se efetivamente de pistacite. Alanita vermelha amarelada, magnetita, ilmenita e leucoxênio, apatita e zircão são os acessórios desta rocha.

- Migmatitos: muito bem representados ao norte de Potiraguá, exibindo uma estrutura gnaissica bem definida, muitas vezes dobrada (Foto 4) cortada por dobramentos ptigmáticos do neossoma granítico ou pegmatítico (Foto 5). Em lâmina, a textura gnaissica é salientada pelas faixas ricas em biotita, cuja diminuição resulta em gnaisses leucocráticos, quartzo-feldspáticos. As relações percentuais entre os dois feldspatos variam bastante. A microclina é ligeiramente partitica podendo ser porfiroblastica nas faixas mais claras, sendo invariavelmente o mineral de maior granulação. Pode estar albitizada nos seus bordos, incluindo eventualmente grãos de plagioclásios alterados, de uma geração mais antiga. O plagioclásio também pode formar porfiroblastos, dominando em algumas lâminas sobre a microclina. A observação do plagioclásio foi sempre dificultada pelo seu caráter poiquiloblastico, pois, as inclusões de biotita, epidoto e muscovita, tomam praticamente toda a superfície do grão. Quartzo granular, ainda muito abundante, concentra-se em faixas individualizadas. A biotita amarela-marrom forma faixas distintas na rocha ou está sob a forma de lamelas incluídas nos grãos de plagioclásio, juntamente com sericita, clorita, calcita e epidoto. Apatita, zircão, esfenito e magnetita são os acessórios da rochas.

Unidade C

A extensa província de rochas granulíticas que aflora na região litorânea do sul da Bahia, também é representada na área de Potiraguá. A ocorrência de minerais ou associações minerais de alto metamorfismo, por si só já particulariza esta unidade, distinguiendo-a das outras descritas.

Os granulitos da área de Potiraguá representam o limite ocidental da unidade; estando portanto, dentro do mapa apresentando, uma importante área de contacto entre rochas Pré-Cambrianas metamorfoseadas sob diferentes condições. Conquanto o reconhecimento regional das Folhas de Ilhéus e Potiraguá tenha demonstrado a presença das mais diversas associações mineralógicas representativas da facies granulítica, apenas dois grupos principais englobam os granulitos de Potiraguá: ácidos e intermediários. As associações tipicamente básicas, de composição química semelhante a gabros, assinalados sob a forma de faixas estreitas na área de Camacã (Souto, Azevedo e Pedreira, 1972) não foram aqui encontradas, podendo este fato ter sido de origem puramente casual.

Os granulitos ácidos e intermediários também ocorrem sucessivamente repetidos, não sendo possível se determinar uma área de predomínio de qualquer um desses tipos.

— Granulitos intermediários: são rochas esverdeadas a cinza esverdeadas, de granulação média a grossa, que não mostram qualquer orientação quando frescos, mas cuja alteração ressalta um bandamento mineralógico principalmente devido a faixas mais ricas em quartzo. A alteração torna estas rochas esbranquiçadas, confundindo-as com tipos eminentemente ácidos. O aspecto macroscópico é inteiramente semelhante ao dos charnoquitos descritos em diversas partes do mundo, com as quais, como se verá, mostra uma grande afinidade de composição mineralógica. Plagioclásio esverdeado, piroxenio escuro granular e quartzo azulado são os minerais que macroscopicamente podem ser bem identificados. Em algumas dessas rochas, anfibólios prismáticos verdes ocorrem associados aos piroxénios.

25

As seguintes associações mineralógicas se mostraram mais frequentes, considerando-se os minerais principais:

- Plagioclásio - antiperita - quartzo - hipostênio - diopsídio (pertita)
- Plagioclásio - antiperita - quartzo - hipostênio (pertita)
- Plagioclásio - antiperita - quartzo - diopsídio
- Plagioclásio - antiperita - anfibólio - biotita
- Plagioclásio - antiperita - quartzo - anfibólio - biotita

Análises modais de algumas dessas rochas são mostradas na tabela 1.

Em realidade, tratam-se de rochas de composição química semelhante a do quartzo-dioritos, com plagioclásio como mineral principal, mas com teor de quartzo bastante expressivo, afastando estas rochas de uma composição básica. Rochas charnoquíticas, com plagioclásio como mineral principal dentro da associação mineralógica mostrada, têm sido chamadas de enderbitos.

A diminuição ou o desaparecimento de quartzo, como acontecem nas amostras 62-55 e 92-86, conduz a tipos de composição mais básica.

O exame microscópico dos enderbitos, confirma uma textura granoblástica (Fotomicrografia 6), sendo que, em algumas amostras, o quartzo se concentra preferencialmente ao longo de faixas. O plagioclásio é sempre o principal dos constituintes mineralógicos destas rochas. Ao contrário do afirmado por Heinrich (1956), está frequentemente geminado, com lamelas geralmente finas nos tipos estudados. Em grande parte é antiperítico, com o feldspáto potássico assumindo a forma de pequenas placas. Na maioria das lâminas a sua composição variou de $An = 35$ a 40 , chegando a $An = 50$ naqueles de tendência mais básicas. Apresentam um tipo particular de extinção, ondulante do centro para a periferia dos grãos, devida possivelmente a zoneamento gradativo. Está frequentemente saussuritizado com formação secundária de calcite e epidoto, e também se

	174-153	56-47	83-73	62-56	60-53	13-16	92-30
Plagioclásio	-	-	-	52,8	55,7	47	51
Plagioclásio + Antiperita	59,7	60,8	-	-	-	-	-
Antiperita	-	-	51,7	8,2	-	2,2	-
Quartzo	30,2	12,0	20,5	-	12,2	15,0	-
Microclina	Tr	3,7	Tr	-	-	-	-
Hiperstênio	3,3	13,1	1,3	-	-	-	-
Diopsidio	3,7	4,6	-	-	-	-	-
Uralita	2,6	-	3,6	-	2,8	-	-
Anfibólios	-	-	-	14,0	2,1	10,0	12,1
Biotita	Tr	3,5	Tr	19,4	22,0	17,0	26,2
Sericita + Epidoto	-	-	20,8	-	-	-	-
Epidoto	-	-	1,4	2,0	Tr	1,6	4,2
Alanita	-	0,5	-	-	-	-	-
Magnetita	1,3	1,3	Tr	0,9	Tr	0,6	-
Escapolita	-	-	-	0,7	-	-	-
Apatita	Tr	0,5	0,7	0,9	1,2	1,2	0,6
Zircão	Tr	Tr	-	-	-	Tr	Tr
Calcita	-	-	-	0,5	Tr	0,6	-
Leucoxênio + Titanita	-	-	-	Tr	Tr	0,7	0,6

Tabela 1 : Análises modais dos granulitos intermédíários

ricitizado. Quartzo em agregados de pequenos grãos ou em grãos maiores de até 3 mm, pode se dispor preferencialmente ao longo de faixas, extinguindo-se diferencialmente sob a forma de placas. Ortoclásio, em percentagem muito pequena na forma individualizada, é comum nas antipertitas, onde não chega a 15% dos grãos. A escassez de feldspato potássico em muitas dessas rochas granulíticas foi confirmada por análises químicas realizadas por Shighinolfi (1970), que revelaram muito baixo teor de potássio. Hiperstênio granular, com tonalidade rosa na direção Y, é um mineral típico de grande parte das rochas estudadas, embora suas percentagens nunca ultrapassem a 15%. Está em pleno processo de desequilíbrio, conforme testam os anéis de alteração em torno de seus grãos, constituidos por carbonatos, serpentina, biotita verde e tremolita fibrosa (Fotomicrografia 7). O processo de transformação desse mineral se manifesta ao longo de fraturas ou planos de clivagem, desenvolvendo uma fibrosidade secundária. Diopsídio, também granular, não pleocroico ou ligeiramente esverdeado, ocorre associado aos orto-piroxenios ou mesmo isoladamente. Muito comum a partição 001 e a gemação segundo 100. Geralmente estão menos alterados que os orto-piroxênios, embora passem também a tremolita actinolita. Anfíbólios ocorrem particularmente nos tipos mais pobres em quartzo. Não foram registradas hornblendas marrom avermelhadas descritas nos granulitos básicos regionais e que demonstram não terem sido resultantes de alteração. O anfibólito das rochas estudadas é pleocroico, passando de X = verde amarelado, Y = verde claro e Z = verde azulado. A extinção é em torno de 10° . As propriedades óticas parecem semelhantes às da actinolita devendo representar um mineral secundário a partir de piroxênios ou mesmo de outros anfibólitos. Inclusões de apatita, zircão e alianita são comuns.

Agregados fibrosos de um mineral pouco pleocroico com cor de interferência verde de segunda ordem ou ligeiramente maior, resultam da alteração de piroxênios, podendo ainda ser um tipo tremolítico. Hornblenda marrom foi identificada em apenas uma amostra, não parecendo resultar da alteração de outro mineral. Biotita quase sempre mostra relações texturais que sugerem tratar-se de um mineral de alteração dos piroxenios ou anfibólitos. É fortemente

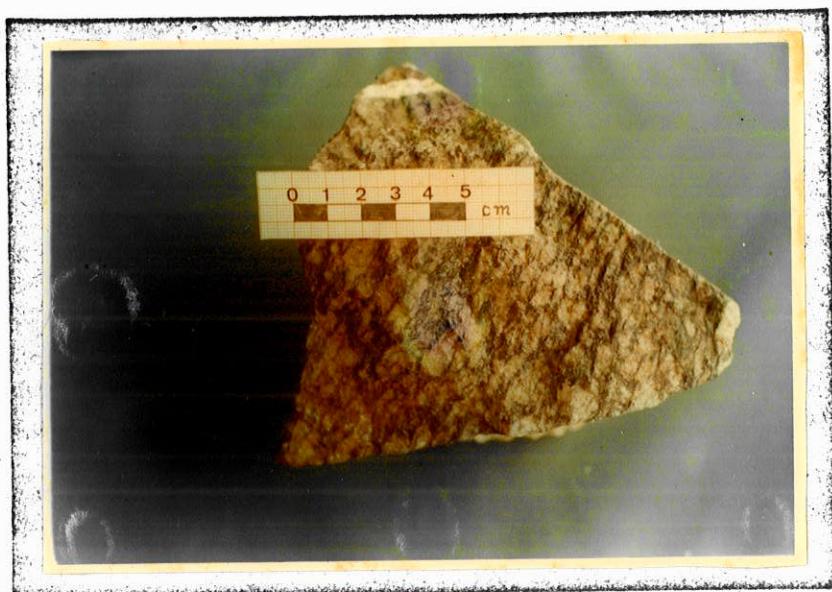
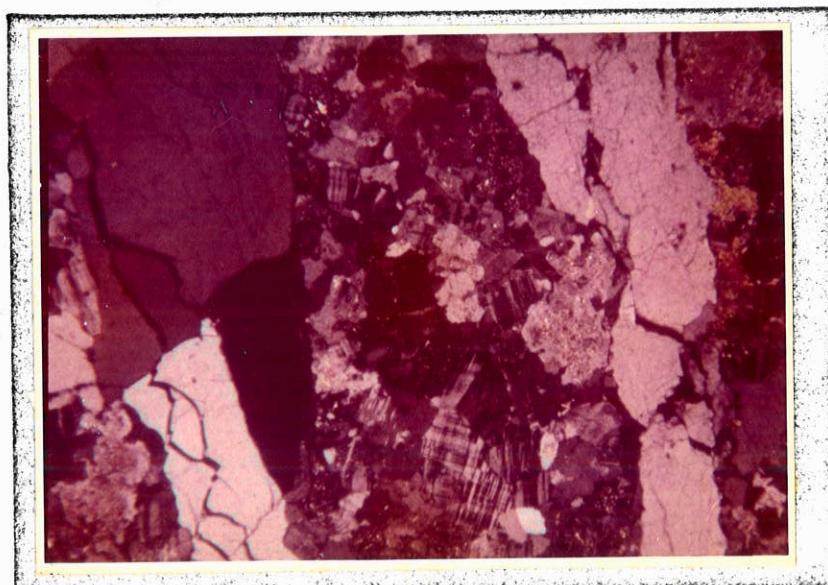


Foto 3: estrutura oftalmítica dos gnaisses da unidade B: porfiroblastos de feldspatos contornados - pelos minerais da matriz, onde se destacam lâminas de biotita.



Fotomicrografia 5: porfiroblastos compostos de vários grãos de microclina e plagioclásio (mais alterados) nos gnaisses porfiroblásticos da unidade B.- Nicóis cruzados. Aumento 20x.



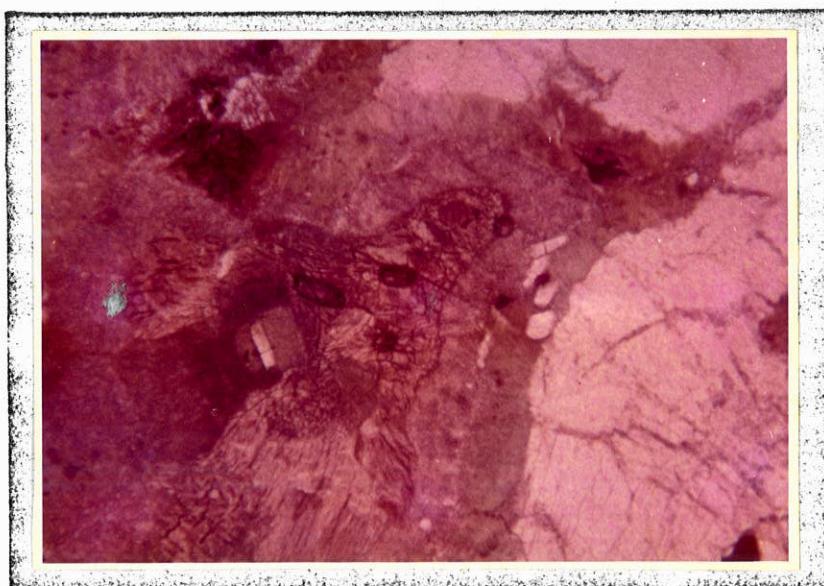
Foto 4: dobramento da fase gnaissica dos migmatitos da área de Potiraguá.



Foto 5: dobramento ptigmático do neossoma granítico nos migmatitos da unidade B.



Fotomicrografia 6: enderbito No centro, hiperstênio em posição próxima a de extinção; diopsídio (alaranjado e azul), plagioclásio antiperítico (branco e cinza claro) e quartzo (grão mais limpidos). Nicóis cruzados. Aumento 20x.



Fotomicrografia 7: alteração dos piroxênios nos enderbitos: no centro grão de hiperstênio, circundado por uma coroa mais interna de carbonatos e outra externa de serpentina esverdeada. Nicóis cruzado. Aumento 20x.

pleocórica, de cor vermelha escurecida, marrom avermelhada a vermelha. Pode mostrar inclusões aciculares orientadas em 3 direções, formando um padrão triangular. Está frequentemente associada a magnetita, quando a sua cor se torna mais intensa. Apatita em pequenos grãos de contornos arredondados é o mais comum dos acessórios. Magnetita titanifera altera-se para leucoxênio. Zircão ocorre eventualmente sob forma de inclusões nos anfibólitos.

Uma associação bastante comum em rochas de faces granulíticas e com ocorrência muito difundida entre os granulitos do sul da Bahia é aquela formada por microclina, pertita, quartzo, antiperítica e orto-piroxênio, com predominio nítido das pertitas entre os feldspatos. Esta associação foi encontrada em uma única amostra, ocorrendo o feldspato potássico sob a forma de microclina pertita, com tendência porfiroblástica, equivalendo aos charnoquitos mais típicos.

- Granulitos quartzo-feldspáticos: intercalados aos granulitos hiperstênio, são rochas claras, macroscópicamente bem caracterizadas pela presença de quartzo azulado em placas achatadas e muito finas, conferindo a estas rochas uma foliação. Ao microscópio as placas de quartzo se revelam ligeiramente lenticulares, sendo em realidade formadas por um agregado de pequenos grãos. A proporção entre os feldspatos nessas rochas é bastante variável dominando indistintamente um ou outro. O feldspato potássico é a microclina pertítica, xenoblástica, em mosaico com plagioclásio, que pode ser ou não antiperítico. O extremo grau de sericitização e epidotização dessas rochas tornou impraticável a identificação no plagioclásio. Biotita marrom avermelhada é o único mineral escuro dessa rocha nunca chegando a 10%. Escapolita com cor de interferência amarela ou azul de primeira ordem não parece resultante da alteração dos plagioclásios, que, entretanto, origina calcita secundária. Apatita, magnetita titanifera e leucoxênio são os minerais acessórios.
- Granulitos cataclásticos e milenitos: macroscópicamente caracterizados por sinais de intenso quebramento e seguimentos irregulares de material escuro, muito finos, resultantes da evolução do pro-

cesso até o estágio de milonitzação.

Ao microscópio, a textura granoblástica, típica dos enderbitos, é completamente obscurecida. Geralmente existe uma acentuada diferença granulométrica entre os minerais, sendo comum a presença de porfiroclástos numa matriz de grãos menores, ou então a alternância de faixas de diferente granulação (textura laminar de origem cataclástica). Os fraturamentos dos grãos de minerais, principalmente de quartzo, provocam o aparecimento de pequenos grãos ao longo das fraturas.

As zonas correspondentes aos segmentos mais escuros ao microscópio se mostram isotropas, devido ao processo de milonitzação, restando sempre alguns grãos que escaparam ao trituração. É bastante claro o abrandamento do processo de milonitzação em direção às margens do fraturamento. Ocasionalmente as fraturas podem estar preenchidas por calcita e limonita.

Os granulitos cataclásticos estão muito bem representados na parte nordeste da área, estando relacionado a uma larga zona de cizalhamento.

Rochas Intrusivas

Rochas Alcalinas

Tres diferentes maciços de rochas alcalinas ocorrem na área de Potiraguá, sendo aqui denominados de Maciço da Fazenda Alvorada, ao sul, Maciço do Rio Pardo, no centro e Maciço da Fazenda Dois Irmãos, ao norte, sendo os dois últimos praticamente ligados. Todos estes corpos ocupam uma posição topográfica alta em relação aos terrenos vizinhos, sendo assim bem diferenciados. Os corpos do norte e do sul, têm forma elíptica, sendo que o da Fazenda Alvorada (2,5 Km x 1,5 km) é maior do que o da Fazenda Dois Irmãos, cujas dimensões são 1,5 x 0,75 km. O corpo da parte central tem no seu conjunto uma forma alongada, segundo a direção N-S, infletindo-se para oeste na sua parte norte e se ligando praticamente ao pequeno corpo da Fazenda Dois Irmãos. A terminação setentrional desse maciço central é ni-

tidamente arredondada. O seu comprimento é da ordem de 10 km e a largura média de 1 km.

O problema da forma dos corpos de rochas alcalinas é um importante aspecto do seu estudo, repercutindo inclusive na análise genética. Regionalmente, as rochas alcalinas de Potiraguá podem ser consideradas alinhadas na direção geral N-S com os corpos de Itaju do Colonia e Santa Cruz da Vitoria, entretanto, na área de Potiraguá, os corpos apresentam uma ligeira tendência para N-NW. A colocação linear de corpos alcalinos tem sido verificada em diversos países do mundo, em áreas tectonicamente estáveis.

Antes, contudo, de se falar em concordância desses corpos com as direções regionais, deve-se examinar isoladamente as suas relações / geométricas com as rochas encaixantes. O desenho detalhado sobre fotografias aéreas mostra, por exemplo, as terminações arredondadas do corpo da Fazenda Dois Irmãos, truncando no seu limite norte as rochas encaixantes, o mesmo acontecendo com o corpo da Fazenda Alvorada. A descoberta dos corpos de Itarantim e Itaju-Itapé revelaram que não se confinam ao alinhamento referido as rochas alcalinas do sul da Bahia.

Anortositos e granulitos na parte leste e granulitos e migmatitos na parte oeste são as encaixantes das rochas alcalinas, sendo que a leste da Fazenda Alvorada, rochas sieníticas parecem ser resultantes de fenômenos de fenitização.

Rochas alcalinas com feldspatoides não estão confinadas, na área de Potiraguá, aos maciços citados, ocorrendo, por exemplo, a leste do corpo da Fazenda Alvorada, em posição topográfica baixa e associadas à rochas sieníticas. O acesso ao interior dos maciços alcalinos da área, para um conhecimento detalhado, é praticamente impossível na maioria dos casos pela grande cobertura vegetal existente, pois se trata de mata preservada, não existindo siquer caminhos de penetração. Assim, a amostragem foi aleatória, a exceção do corpo da Fazenda Dois Irmãos, de fácil acesso e do qual foram retiradas a maioria das amostras. Tudo indica porém, haver notável uniformidade pe-

trográfica entre os maciços citados.

O fato dos feldspatos das rochas alcalinas ocorrerem quase sempre intercrescidos, dificultou nas análises modais a separação entre os dos feldspatos, albita e microclina, trazendo, desta forma dificuldades quanto ao seu nome. De qualquer sorte, o exame isolado de diversos grãos mostra um predominio da microclina sobre a albita ou equivalência em muitos casos. Estas rochas seriam portanto tipos de transição entre os nefelina-sienitos e os litchfielditos, tendendo mas para o grupo dos nefelina-sienitos. Uma comparação com as rochas mapeadas por Fujimori (1972) em Itaju, mostra realmente que as rochas de Potiraguá têm maior percentagem de K_2O , reflexo da maior presença de microclina.

As variedades onde sodalita substitui praticamente toda a nefelina foram denominados sodalita-sienitos, existindo tipos de transição com nefelina e sodalita. A presença de anfibólio como principal mineral escuro em algumas rochas, ao invés da biotita, particularizou rochas que foram denominadas anfibólio-nefelina-sienitos.

A determinação pelo método K-Ar, usando-se anfibólios, resultou em uma idade de 765 milhões de anos, para as rochas alcalinas da área de Potiraguá.

Nefelina-sienitos

Os nefelina-sienitos propriamente ditos são cinza claros ou rosados, com uma textura superficial marcada pela presença de pequenas cavidades resultantes da dissolução dos feldspatoides, deixando em saliência os feldspatos. Um corte em amostra de mão mostra a textura característica destas rochas, com nefelina granular ocupando os espaços entre as ripas de feldspatos (Foto 6).

Praticamente todo o feldspato aparece sob a forma de pertitas (Fotomicrografia 8), constituídas de microclina e albita. Os cortes paralelos a O10, mostram cristais tabulares, onde não se observa a geminação característica da microclina; nos perpendiculares a O10, os cristais são ripiformes, sendo nítida a geminação

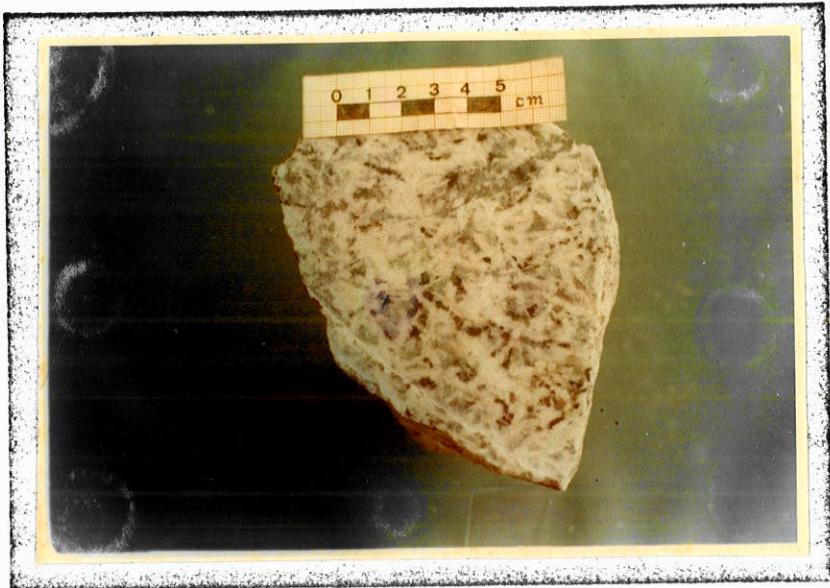
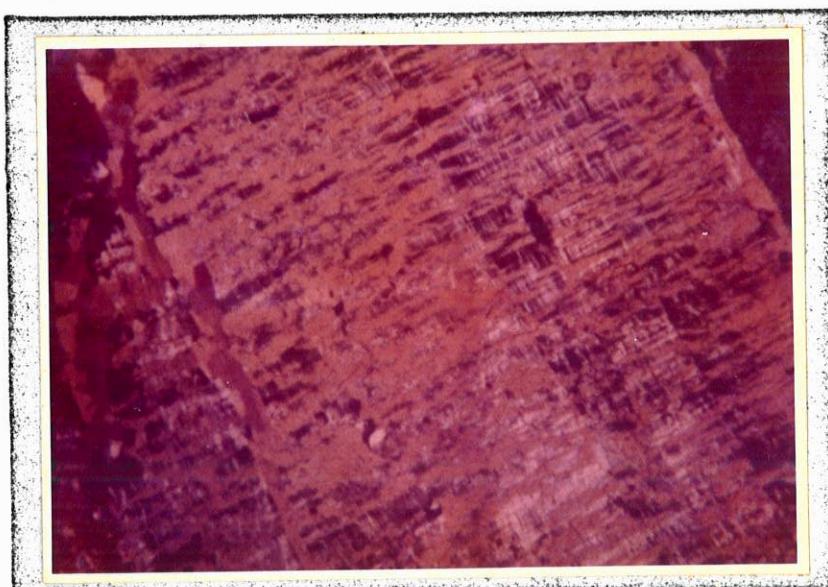


Foto 6: um corte em nefelina - sienito, salientando a sua textura: nefelina (cinza claro) granular entre os feldspatos; os grãos mais escuros são de biotita.

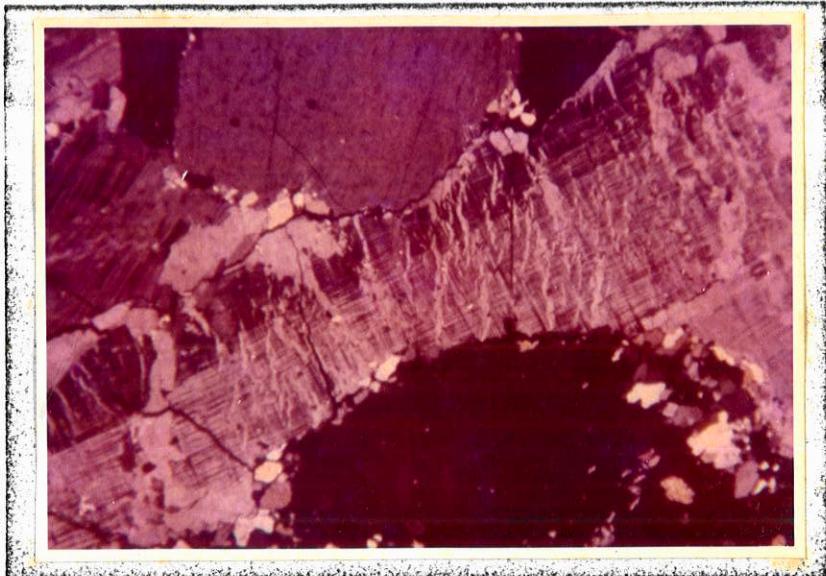


Fotomicrografia 8: pertita nos nefelina - sienitos constituída de microclina e albita (amarela) Nicôis cruzados. Aumento 20x.

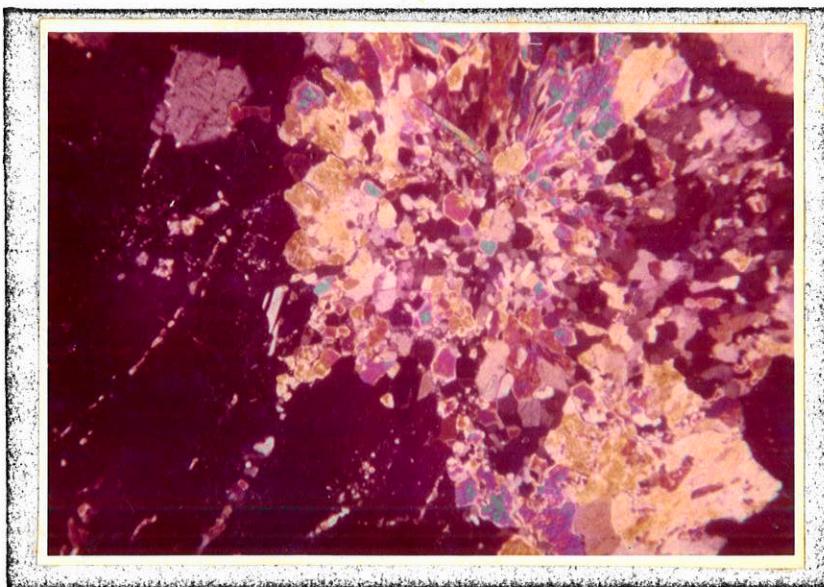
da microclina. Nestas seções prismáticas alongadas, além da geminação microclina e da geminação albita dos plagioclásios, os indivíduos mostram geminação Carlsbad (Fotomicrografia 9), sugerindo a presença original de um outro tipo de feldspato potássico, posteriormente transformado em microclina e fortemente albitizado. Em certos casos, como numa amostra situada a leste do Maciço da Fazenda Alvorada, albita e microclina ocorrem em grãos separados, predominando microclina. Nefelina é geralmente anedral, podendo apresentar seções retangulares; na maioria dos casos possui inclusões aciculares orientadas, preferencialmente ao longo de sua clivagem. Ocupa sempre posições entre os cristais de feldspato. A nefelina pode alcançar até 40% na composição modal das rochas. Cancrinita, com cor de interferência desde amarelo a vermelho de primeira ordem, coexiste e substitue a nefelina, assumindo em alguns casos uma maior proporção (cancrinita-sienitos). Este mineral pode ser observado em lâmina sob as formas mais diversas:

- em pequenos cristais ou agregados de pequenos cristais entre os feldspatos ou entre feldspato e nefelina;
- na periferia de grãos de nefelina, principalmente, mas também de feldspato;
- ocupando fraturas nos feldspatos ou nefelina;
- em agregados de forma radial com o núcleo no centro de cristais de nefelina, indicando uma substituição não periférica (Fotomicrografias 10 e 11).

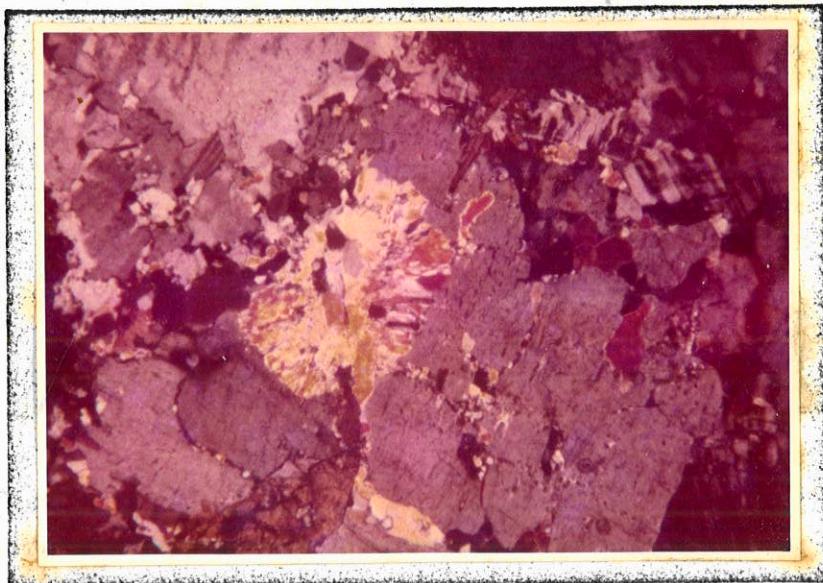
Sodalita ocorre em pequena percentagem, não sendo observada macroscopicamente nesses tipos de rochas. O aumento da proporção de sodalita forma os sodalita-sienitos, nos quais a nefelina ainda é o feldspatoide predominante. A biotita tem uma grande variação percentual em virtude de sua distribuição em agregados erráticos na rocha. É fortemente pleocroica com X = amarelo claro, Y = verde e Z = verde escuro ou marrom esverdeado. Epidoto geralmente se associa a biotita, a qual substitue. Frequentemente está zonado com alenita metamórfica, que fratura radialmente os cristais adjacentes (Fotomicrografia 12). Um mineral micáceo branco,



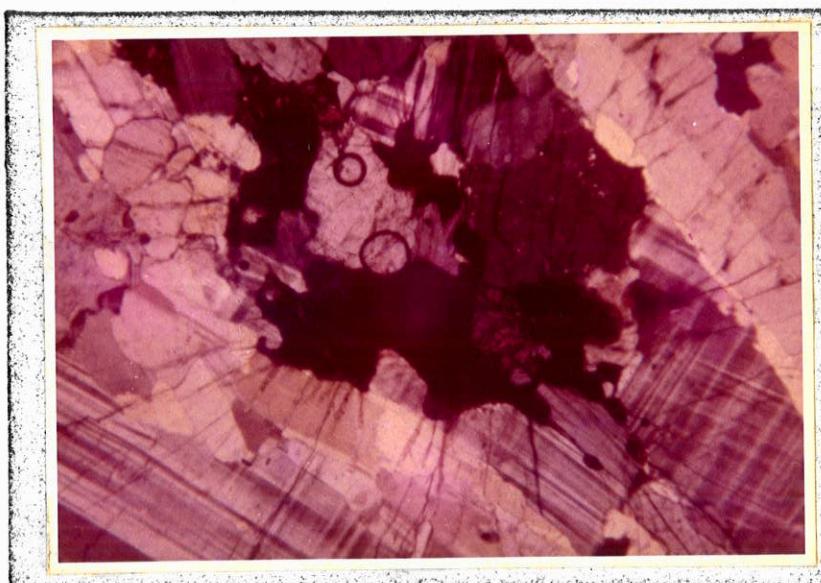
Fotomicrografia 9: pertita, mostrando além da ge
minação microclina, a geminação Carlsbad herdada pos
sivelmente de outro feldspato potássico. Nefelina
(cinza e preto) substituída por cancrinita. Nicóis
cruzados. Aumento 20x.



Fotomicrografia 10: cancrinita (azul e amarelo) subs
tituindo nefelina, num padrão radial. Nicóis cruza
dos. Aumento 20x.



Fotomicrografia 11: nefelina (cinza) substituída por cancrinita (amarela e azul). Na parte inferior esquerda, grãos de esfeno e no canto superior direito microclina. Nicois cruzados. Aumento 20x.



Fotomicrografia 12: alanita metamítica (grão escuro no centro) fraturando radialmente microclina e plagioclásio de nefelina - sienitos. Nicois cruzados. Aumento 20x.

com propriedades óticas semelhantes a muscovita, aparece substituindo a nefelina. Esfeno, monazita e apatita, são os acessórios desta rocha.

Anfibólio nefelina-sienitos

A principal ocorrência desta rocha foi encontrada a sudoeste do corpo da Fazenda Alvorada. Sua cor é cinza clara, sobressaindo-se cristais de nefelina ligeiramente esverdeados e agregados de minerais escuros, constituídos por finos prismas de anfibólios. Estes minerais podem chegar a 15% da rocha, mas em geral as percentagens oscilam em torno de 10%.

Não existem diferenças a respeito dos minerais essenciais desta rocha, que apresenta as mesmas características descritas para os nefelina-sienitos. A biotita, que é o principal mineral mafico dos nefelina-sienitos, cede o seu lugar para os anfibólios, de cuja presença resultou a particularização do nome da rocha. Estes anfibólios ocorrem em grãos anedrais, com bordas geralmente irregulares. A birrefringência é baixa, em torno de 0,01, sendo as cores de interferência mascaradas pelas cores intensas do mineral. O pleocroismo é muito forte, com X = amarelo, Y = azul e Z = verde azulado. O ângulo de extinção, tomado entre Y e C, varia de 12 a 18°, sendo difícil se precisar sobre a face (010) devido à forte dispersão da indicatriz ótica, dando extinção incompleta. O ângulo 2V = 50 a 60°. A dispersão é muito forte, sendo \underline{v} maior do que \underline{r} . Estas propriedades são muito semelhantes às da arfedsonita, contudo o seu alongamento coincide com a velocidade de y e não com x como nas arfedsonitas. Isto é provado pela alongamento variada, positiva ou negativa e por figuras de BXa bem centradas, raramente encontradas em seções frontais. Neste particular, seria mais semelhante a uma variedade de ferro-hastingsita, reconhecida apenas por Heinrich (1965), da qual entretanto difere por outras propriedades, como fraca birrefrigência e 2V mais alto. Assim, na falta de análises químicas do mineral isolado, preferimos chamá-lo provisoriamente de anfibólio ferro-sódico. Os

anfibólios podem assumir um aspecto esquelético, pelo intercrescimento com esfeno. Biotita, com as propriedades óticas, análogas à descrita nos nefelina-sienitos, ocorre sempre associada aos anfibólios, parecendo, em muitos casos, ter resultado de sua transformação.

É nestas rochas que o esfeno é um importante mineral acessório, em seções losangulares perfeitamente euedrais (Fotomicrografia 13), geminado segundo (100). Ocorre geralmente associada aos anfibólios, não sendo contudo esta uma associação exclusiva. Epidoto também é muito comum nestas rochas, estando quase sempre associado a alanita amarelo avermelhada. São claras as relações texturais indicando uma substituição progressiva dos anfibólios pelo epidoto. Calcita, tanto está relacionada à alteração do plagioclásio, como quando ocorre junto à cancrinita, como aos núcleos, no centro de cristais de nefelina. Magnetita e pirita aparecem subordinadamente.

Sodalita-sienitos

São rochas cinza azuladas, facilmente caracterizadas macroscopicamente pela presença de sodalita granular azul, em proporções variadas. Mostram também cavidades resultantes da dissolução da sodalita, deixando em relevo os feldspatos. O sodalita-sienito é a rocha de maior expressão econômica na província alcalina do sul da Bahia, pois até aqui, inafortunadamente, não foram reveladas as importantes mineralizações tão comumente associadas / aos complexos alcalinos. Pela sua cor azul (Foto 7), o sodalita-sienito é cortado em blocos e utilizado como pedra ornamental de grande efeito, comercialmente conhecida como "granito" a zul.

Os feldspatos ocorrem da mesma forma, intercrescidos em albite e microclina. São tabulares ou ripiformes, sendo ainda aqui observada geminação segundo Carlsbad, além das geminações microclina e albite. A ocorrência de indivíduos separados não é fre-



Fotomicrografia 13: Esfeno euédrico, com seção lósangular em anfibolio - nefelina sienitos; aparecem ainda nefelina (cinza), pertita, biotita (canto superior esquerdo) e anfibolio (canto inferior esquerdo). Nicóis cruzados. Aumento 20x

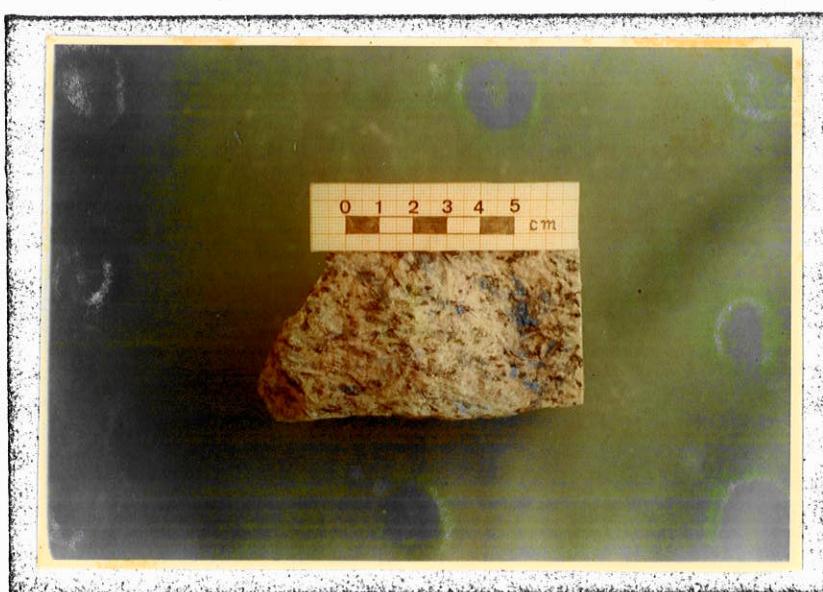
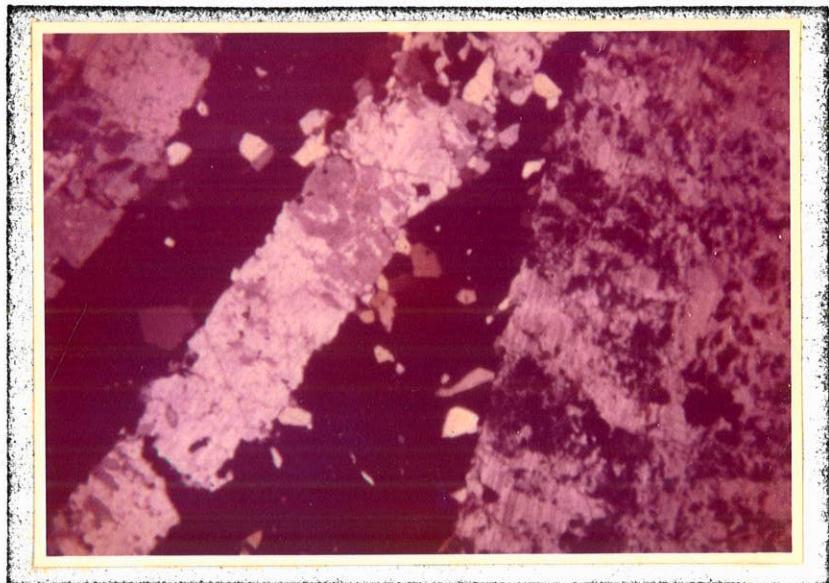


Foto 7: sodalita sienito, com sodalita azul.

quente, sendo mais comum que albita ocorra desta forma. A sodalita é quase sempre intersticial, adquirindo formas triangulares, típicas de preenchimento de espaços entre as ripas de feldspatos (Fotomicrografia 14), caracterizando pois, uma textura intersertal. Na verdade a sodalita ocorre como agregados de pequenos grãos, formando um mosaico apresentando contatos retilíneos entre um grão e outro. Comumente forma também agregados com a cancrinita que é outro feldspatoide presente nessas rochas, cujo aumento percentual pode originar tipos denominados cancrinita sodalita-sienitos. Estes agregados podem eventualmente conservar, no seu conjunto, uma forma retangular original, sugerindo a presença anterior da nefelina. Embora a grande maioria dos contatos entre os feldspatos e a sodalita seja retilíneo, existem contatos irregulares indicativos de uma substituição incipiente. Pequenas fraturas de feldspatos são preenchidas por veios de sodalita e cancrinita. A cancrinita além de ocorrer em agregados ou veios, associada a sodalita, substitui as pertitas, estando mais relacionada a albita do que a microclina. As relações de sodalita com cancrinita, não parecem muito claras. De qualquer sorte existem agregados radiais de cancrinita formados a partir do centro de grãos de sodalita, da mesma forma como acontece com a nefelina. A cancrinita também preenche isoladamente fraturas e clivagens dos feldspatos. Sodalita e cancrinita rósea podem constituir veios de até 10 cm de largura, ocupando fraturas nestas rochas (Foto 8). A nefelina geralmente não está presente nos tipos ricos em sodalita, podendo contudo coexistirem estes dois feldspatoïdes, em rochas de transição. Os carbonatos formam grãos irregulares, tendo sido observadas inclusões de cancrinita naqueles minerais, provando assim o seu caráter secundário. Estão sempre relacionados aos feldspatos. A biotita é quase sempre o máfico dessas rochas, não tendo sido verificado tipos com anfibólio ou piroxênio. Esfeno e zircão constituem os minerais acessórios.

Pegmatitos alcalinos

Estas rochas caracterizadas por uma granulação muito grossa, são



Fotomicrografia 14: textura intersetial dos sodalito - sienitos, com sodalita (grão escuro) triangular ocupando espaços entre os feldspatos. A sodalita está substituída por cancrinita (amarela). Nicóis cruzados. Aumento 20x.

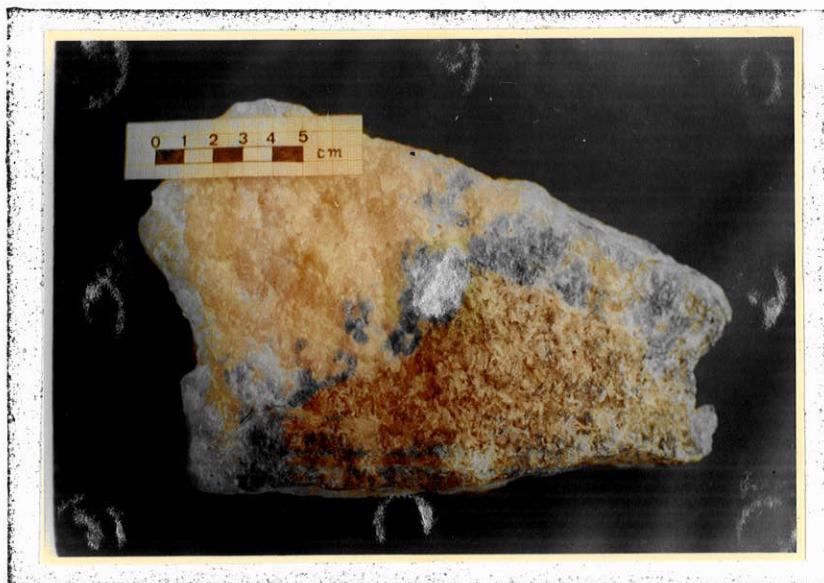


Foto 8: veio de sodalita (azul) e cancrinita (rosa) em nefelina - sodalita sienito.

constituídos de partitas, nefelina-sodalita e enfílio, ferro-sódico, em prismas de até 3,5 cm. São corpos irregulares e des-contínuos. Em alguns casos o aumento da percentagem de sodalita forma os tawitos. Pegmatitos foram principalmente encontrados a leste do maciço da Fazenda Alvorada.

Nefelina-sienito-gnaisses

Esta rocha foi descrita na parte sudoeste do corpo da Fazenda Alvorada, estando inter-estratificada com nefelina-sienitos granulares, não orientados. São cinza azuladas, de granulação média, com estrutura gnaissica (Foto 9) dada por planos de minerais escuros micáceos e bandas de minerais claros, cancrinita / possivelmente. Microclina e albite, ao microscópio, mostram-se em grãos individualizados, o que não é comum nas rochas centrais dos maciços. Albite praticamente pura também ocorre sob a forma de grãos com tendência a tipos prismáticos, porém anedrais. A microclina é tabular, também anedral, sempre com sua geminação típica. A nefelina forma os grãos mais desenvolvidos da rocha, completamente anedrais, com inclusões aciculares orientadas segundo a sua clivagem principal. A cancrinita, em pequenos grãos, nem sempre parece relacionada a nefelina, formando faixas constituídas de pequenos grãos. Biotita é pleocróica com X = amarelo claro, Y = verde e Z = verde escuro a castanho, aparecendo particularmente nessa rocha, orientada em faixas, do que resulta a estrutura gnaissica. O epidoto geralmente se associa a biotita, a qual substitui. Pode formar também, agregados radiais em torno de um núcleo de alianita metamítica. Mica branca, em pequena quantidade, resulta da alteração da nefelina. Zircão e titanita são ainda os minerais acessórios desta rocha.

Nefelina-sienitos aplíticos

São rochas cinza azuladas de granulação média que ocorrem principalmente nas bordas dos maciços alcalinos, encontradas no va-

le do rio Palmeirão e a leste do maciço da Fazenda Alvorada. Um caráter bastante significativo é que a albita e microclina ocorrem em indivíduos separados. A albita tem ligeira tendência pris-mática enquanto a microclina tem a forma tabular. Nefelina ane-dral é sempre o feldspatoide predominante, ocorrendo cancrinita em quantidade subordinada. Sodalita nunca está presente nas pro-porções das rochas do centro do maciço. O anfibólio é pratica-mente o único mafico presente, tendo as mesmas propriedades já descritas nos anfibólitos nefelina-sienitos; foi observada gemi-nação segundo 100, na seção basal. A biotita pode ocorrer, mas sempre em percentagem reduzida. Essas rochas, eventualmente, po-dem ter uma textura porfíritica, dada pela presença de uma mine-ral escuro com seção hexagonal. Ao microscópio este mineral tem uma cor marrom amarelada, relevo muito alto e caráter isótropo, sendo muito abundantes inclusões de nefelina, feldspatos e esfe-no, dando-lhe um aspecto poiquilítico. Trata-se de uma grana-da, com índice de refração $n = 1,86$, da família das andraditas titaníferas.

Em pelo menos uma amostra, à falta de anfibólio ou biotita, pis-tacita amarelada, geralmente em seções longitudinais mostrando a sua clivagem principal, chega a constituir 10% da percentagem total da rocha (Fotomicrografia 15). Titanita, magnetita, zir-cão, apatita e alanita ocorrem como minerais accessórios.

Biotia-tinguaítos-pórfiros

Em toda área da unidade B, são comuns diques de rocha azulada, de granulação muito fina, do que resulta fratura conchóide, às vezes com textura porfíritica (feno-cristais brancos de feldspa-tos). Microscopicamente são bem caracterizadas por uma textura traquitoíde, dada pela orientação subparallel de pequenas ripas de albita, cuja percentagem predomina entre os feldspatos. Microclina tabular também está presente na matriz. Nefelina e can-crinita granulares são os feldspatoídes presentes, não sendo pos-sível se distinguir entre fluorita ou sodalita, pequenos grãos

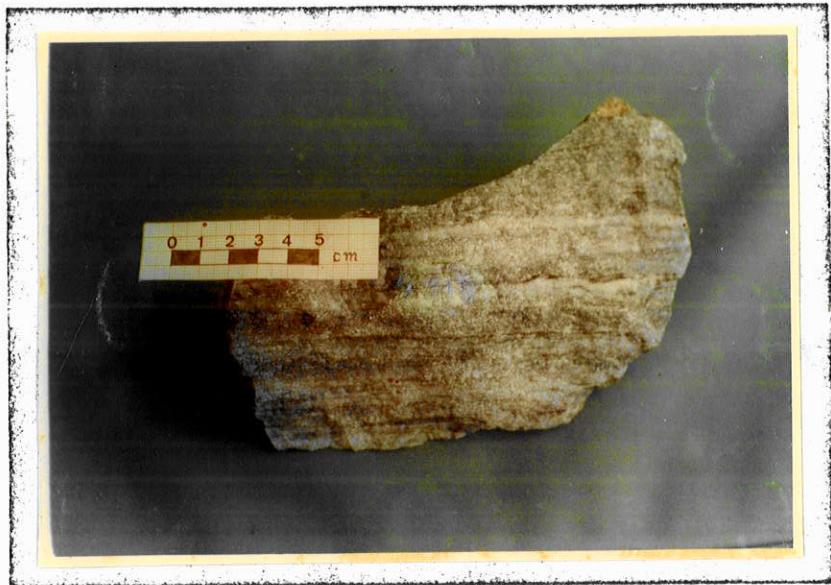
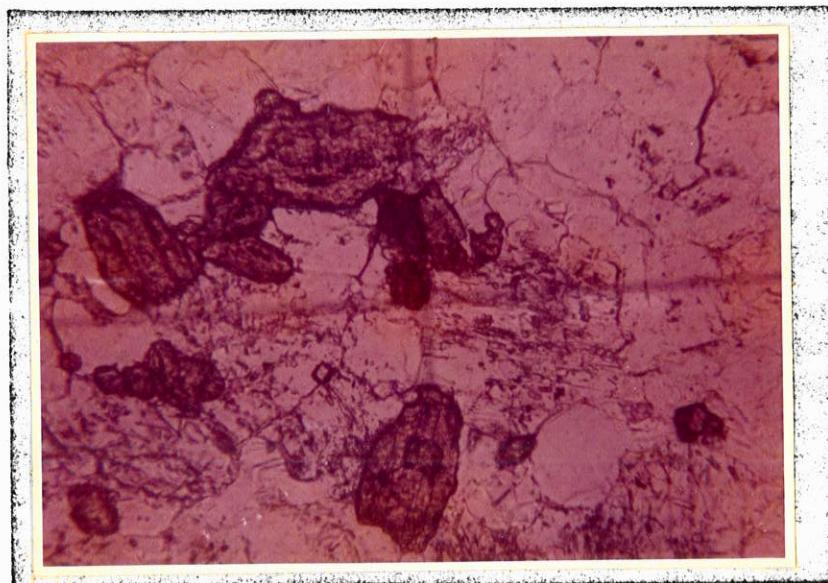


Foto 9: estrutura orientada do nefelina sienito
gneisse.



Fotomicrografia 15: epidoto, em relevo alto num
mosaico cor nefelina (grãos com inclusões)
feldspatos. Nicóis paralelos. Aumento 20x.

	PG-3	RA-11	RA-7	RA-22	PS-70-6	PS-70-8
PERTITA	58,4	61,9	71,0	69,0	48,2	69,7
MICROCLINA	4,0	-	-	-	6,6	-
ALBITA	2,6	-	-	-	5,0	-
NEFELINA	21,0	9,7	-	14,4	-	-
CANCRINITA	6,7	16,2	7,8	6,6	6,2	4,6
SODALITA	-	7,3	8,5	Tr	31,6	20,7
BIOTITA	5,9	4,4	11,1	1,8	1,6	3,6
ANFIBÓLIO	-	-	-	6,2	-	-
EPIDOTO	Tr	Tr	Tr	0,5	Tr	-
MICA BRANCA	0,2	Tr	Tr	Tr	-	Tr
ESFENO	1,0	0,5	-	0,8	1,6	Tr
ZIRCAO	-	Tr	Tr	Tr	-	-
OPACOS	0,1	-	0,3	0,5	0,8	0,9
CALCITA	0,1	Tr	1,2	0,2	-	0,5

- PG-3 - Nefelina-sienito
 RA-11 - Nefelina-sodalita-sienito
 RA-7 - Cancrinita sodalita-sienito
 RA-22 - Anfibólio nefelina-sienito
 PS-70-6 - Sodalita-sienito
 PS-70-8 - Sodalita-sienito

TABELA 2: ANÁLISES MODAIS DE ROCHAS ALCALINAS

do mineral intraplaqueiramente percorrendo frequentes fraturas. A biotita verde é sempre o náfico destas rochas muito finas. Na matriz, calcita está presente em quantidade significativa, abetendo a abundância relativa dos plagioclásios, dos quais se originou. Os fenocristais são constituídos de microcline tendo aproximadamente 5 mm. Titanita e magnetite são os minerais acessórios.

Rochas muito semelhantes, com textura bostonítica (Fotomicrografia 16), também foram encontradas, diferindo contudo apenas pela ausência de nefelina e cancrinita.

Rochas Sieníticas

Sienitos

Embora não tenham sido registradas dentro dos maciços alcalinos, rochas sieníticas foram assinaladas na área. Uma das principais ocorrências está situada num pequeno maciço ao norte de Potiraguá, inteiramente circundado por gnaisses e migmatitos. Têm cor cinza clara, granulação média a grossa e são completamente homogêneas, diferindo portanto, já do ponto de vista textural das rochas adjacentes. Este aspecto textural é importante, de vez que em áreas contíguas forem assinaladas rochas de composição sienítica apresentando no entanto estrutura gnaissica, concordante com as rochas metamórficas regionais e, portanto, fazendo parte do conjunto granulítico (sienito-gnaisse de Camacã). Ao microscópio a textura é hipidiomórfica, com cerca de 80% da rocha sendo constituída de meso-partitas. Os plagioclásios podem contudo se individualizar, mostrando inclusões muito abundantes de epidoto. Quartzo não chega a 2% da rocha. A biotita verde, fortemente pleocróica alcança até 15% da composição modal. Os minerais acessórios são magnetita, apatita e zircão perfeitamente eudrício.

Esta rocha mostra sinais de metassometismo sódico, sendo conum um anel de albita em torno dos grãos de meso-partitas.

Quartzo sienitos

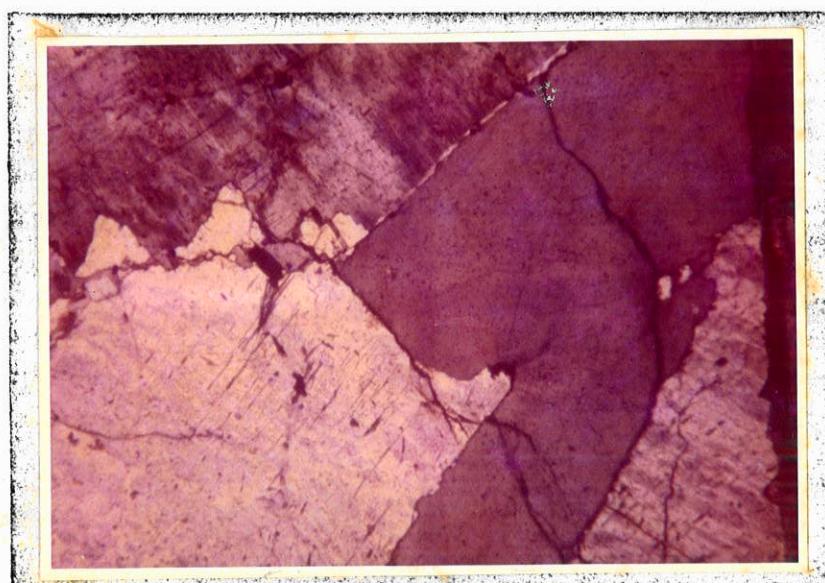
O grande maciço da Serra das Araras, está situado a oeste das rochas alcalinas, juntando-se praticamente a elas na parte norte da área. O exame dos foto-mosaicos obtidos recentemente pelo Projeto RADAM, mostra uma notável concordância deste maciço com alinhamento N-NW dado pelo conjunto das rochas alcalinas. O corpo da Serra das Araras tem uma forma elíptica, não tendo sido totalmente representado no mapa geológico da área. Amostras foram obtidas apenas na parte sul do corpo, e, dada a sua grande extensão, é bem possível ocorrer grande variação petrográfica. Nas amostras estudadas os feldspatos estão sob a forma de meso-pertitas, constituídas de microclina e albite em grãos tabulares, com algumas faces bem formadas. Também aqui é comum uma coroa de albite em torno dos grãos da meso-pertita. O quartzo que ocorre entre 5 e 8% da rocha ocupa sempre uma posição intersticial (Fotomicrografia 17), característica em certas texturas de origem nitidamente magmática. Anfibólio sódico fortemente pleocróico variando de X = amarelo, Y = azul esverdeado e Z = azul escuro a preto, parece zonado com as partes externas mais azuladas e o núcleo marrom ou preto, ou então, com uma distribuição completamente irregular de cores dentro de um mesmo grão. Biotita amarelo avermelhada sempre está próxima aos anfibólios. Apatita em grãos bem formados ou como inclusões nos anfibólios é o principal dos acessórios dessa rocha.

Sienitos cataclásticos

Rochas de composição sienítica foram mapeadas a leste do maciço da Fazenda Alvorada; embora as relações de campo não tenham sido muito claras, pela falta de bons afloramentos, é bem visível a intercalação com rochas foidais. Esses sienitos foram submetidos a intensa cataclase, pois estão situados numa importante zona de cizalhamento que passa a leste das rochas alcalinas. Microscopicamente os cristais de meso-pertita aparecem fraturados em diversas direções, sendo que nessas fraturas estão minerais de menor granulação, recristalizados após o intenso quebramento, particularmente albite e microclina. Micro falhas e encurvamentos das



Fotomicrografia 16: textura bostonítica em rochas -
de dique , alcalinas. Nicóis cruzados. Aumento 20x.



Fotomicrografia 17: quartzo intersticial, entre -
grãos de pertita, em quartzo-sienitos da Serra das
Araras. Nicóis cruzados. Aumento 20x.

lamelas de geminação provam os esforços sofridos por essas rochas. Geralmente as pertitas constituem 80% ou mais de sua composição. Biotita verde, com inclusões orientadas de rutilo, como nas rochas metamórficas regionais, está associada a titanita, magnetita, leucoxenio e apatita. Sericita, epidoto e calcita estão ligado a alteração dos plagioclásios. Em algumas amostras albite ocorre isoladamente, formando mais de 90% da composição modal, sendo desprezível a percentagem de microclina. Embora subordinadamente, anfibólios ferro sódicos, azuis, podem aparecer, sendo substituídos por biotita. Zonas miloníticas, isotropas, também foram observadas. Quartzo foi registrado em algumas amostras, sempre de granulação muito fina e em quantidade pequena.

É possível que estas rochas representem em realidade o resultado de um processo de fenitização sobre as encaixantes das rochas alcalinas.

Rochas Básicas

Anortositos

Rochas de composição anortositica, foram mapeadas a leste das alcalinas, correspondendo a uma área de relevo plano e de poucos afloramentos. Não foi possível a determinação exata da forma do corpo de anortosito, se bem que os seus contatos leste e oeste, a altura do Córrego do Nado, foram bem determinados, tendo aí cerca de 3 km de largura. Estas rochas estão limitadas a leste pelos granulitos, tendo sido observadas relações de campo, que demonstram o seu caráter intrusivo naquelas rochas metamórficas.

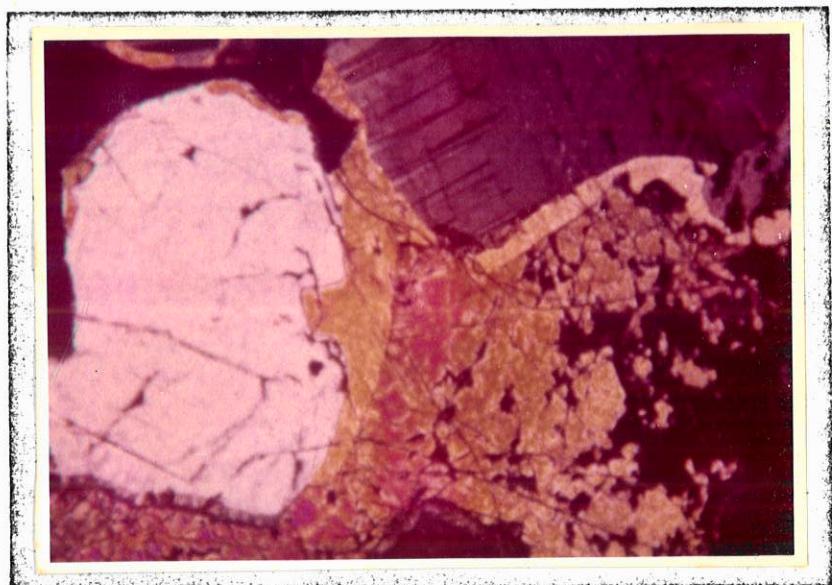
Por seu turno, foram determinados diques de nefelina sienitos aplíticos cortando os anortositos.

Macroscopicamente são rochas cinza escuras a pretas, granulares e de textura grossa, distinguindo-se a olho nu apenas os plagioclásios. Ao microscópio a textura é granular alotriomórfica, com grãos tabulares de plagioclásio constituindo em média 85 a 90% da rocha. Está frequentemente geminado segundo albite e pericli-

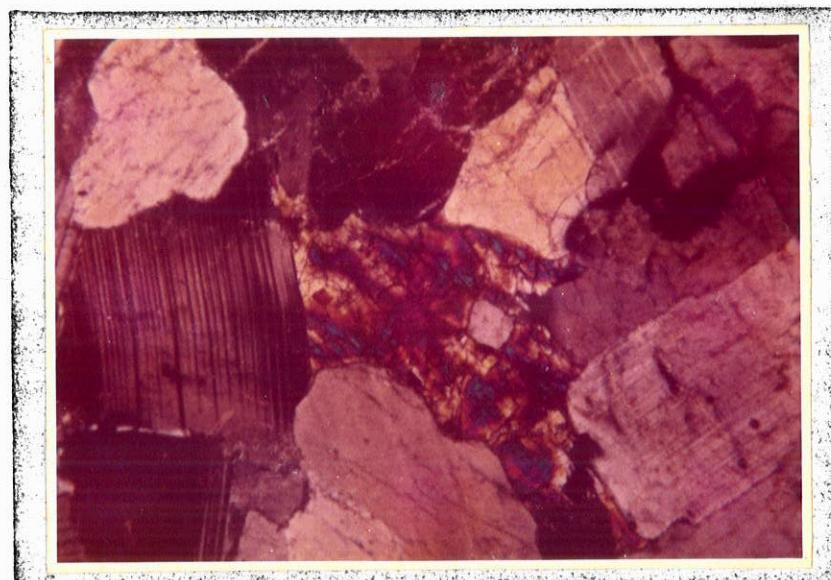
na, sendo comum o acunhamento das estrias de geminação. Nas amostras estudadas a composição dos plagioclásios variou de An = 40 a 50, sendo pois da faixa de andesina básica alabradorita. Sericitita e calcita resultam da transformação dos plagioclásios, que apresentam como caráter particular a presença de inclusões muito finas, paralelas a sua clivagem.

Os minerais ferro magnesianos, conquanto presentes em pequenas percentagens, são bastante diversificadas. Olivina geralmente ocorre sob a forma de grãos arredondados e muito fraturados. Ocasionalmente, está circundada por um anel de clinopiroxênio (Fotomicrografia 18), num tipo textural característico de muitas rochas básicas. A determinação do $2V = 85$ a 90° indica tratar-se de um membro essencialmente forsterítico. Muito comumente a olivina está alterada para antigorita verde ou incolor, em agregados lamelares. Em muitos casos, conserva-se a forma original dos grãos de olivina, embora já completamente serpentinizada. As fraturas da olivina podem estar preenchidas por mineral opaco.

Dois tipos de piroxênios foram identificados nestas rochas anortositicas. O ortopiroxênio é um hiperstênio róseo, granular, fortemente pleocróico, no qual se observa muito frequentemente, pequenas placas amarronzadas ou violaceas. Embora raramente, intercrescimentos de augita e hiperstênio foram registrados (Fotomicrografia 19). O clinopiroxênio é augita praticamente incolor, ocorrendo numa mesma amostra com hiperstênio, ou isoladamente. Hornblenda amarela esverdeada a marrom (Fotomicrografia 20), com ângulo entre c e Z = 28° , parece quase sempre relacionada aos piroxênios, estando também muitas vezes associada a magnetita. Biotita de cor vermelha muito intensa também se associa aos anfíbólitos e piroxênios, dos quais certamente resultou, ou a magnetita. Apatita em grandes cristais euedrais e magnetita são os principais acessórios desta rocha. Espinélio verde ocorre subordinadamente, sempre associado a magnetita. Análises modais de algumas destas rochas são mostradas na tabela 3. Os anortositos estão profundamente afetados pela zona de cizalhamento e milonitização, a qual estão associados, resultando tipos cataclásticos e



Fotomicrografia 18: olivina cercada por um anel de augita (amarela), em anortositos. Nicóis cruzados.
Aumento 20x.



Fotomicrografia 19: Hiperstênio, nos anortositos, intercrescido com augita. Nicóis cruzados. Aumento – 20x.

43

miloníticos, muito comuns a leste do maciço alcalino do Rio Parado.

A textura ao microscópico é porfiroclástica, restando poucos grãos de plagioclásio numa matriz muito fina, resultante dos fenômenos de quebramento da rocha (Fotomicrografia 21). Existem faixas milonitzadas, comendo caráter isotrópico. Os minerais se acham fraturados em diversas direções e geralmente muito alterados. Micro falhas e encurvamentos das lameias de geminação (Fotomicrografia 22) também são registrados. Trata-se sem dúvida de fenômenos cataclásticos posteriores a consolidação da rocha, não devendo ser relacionada a textura autoclastica ou protoclastica (Williams, Turner and Gilbert, 1970) típica de muitos anortositos, em virtude da sua penetração em estado sólido. Esta conclusão advém de 2 fatos principais:

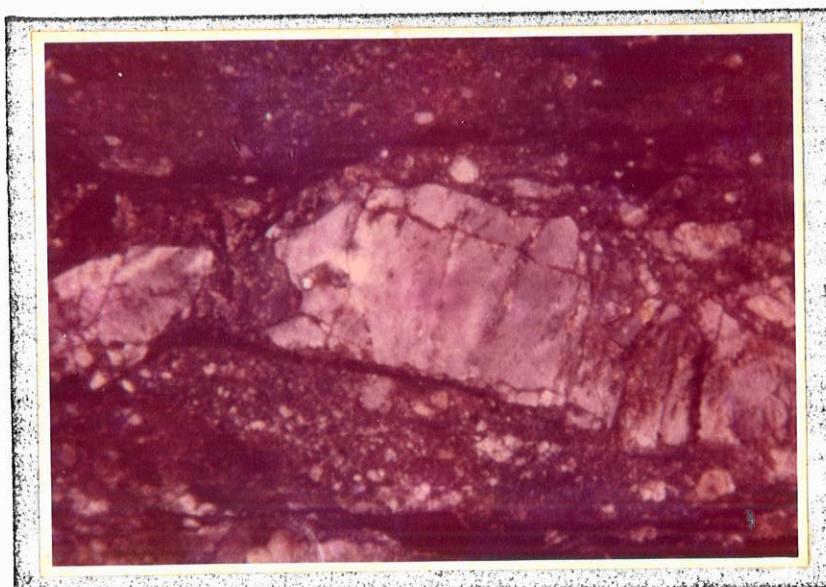
- as rochas encaixantes dos anortositos também estão fortemente cataclazadas;
- foi mapeada uma zona linear de cizalhamento, que certamente não pode ser atribuída a colocação do corpo.

Espessartitos

Rochas de dique com propriedades muito semelhantes a lamprofiros de composição diorítica, foram denominadas de espessartitos (Johannsen, 1939). O seu caráter macroscópico é bastante particular. São rochas escuras, sobressaindo-se fenocristais bem formados de anfibólio preto, cujas dimensões alcançam até 1,5 cm, numa matriz de coloração cinza escura efervescente. No microscópico identifica-se a matriz como constituída de plagioclásio granular, zonado, com as partes mais externas de composição mais sódica. A matriz está intensamente calcitizada e epidotizada, sendo que o epidoto se concentra nas partes mais interiores do grão, certamente de composição mais cálcica. O plagioclásio é geralmente oligoclásio básico. Os anfibólios constituem os fenocristais de faces bem formadas, mesmo nos grãos menores, que chegam a se confundir com a matriz. É fortemente pleocróico com X = marrom es-



Fotomicrografia 20: anortositos: augita, no centro cercada por plagioclásio; no canto inferior esquerdo, hornblenda. O opaco é magnetita. Nicóis-cruzados. Aumento 20x.



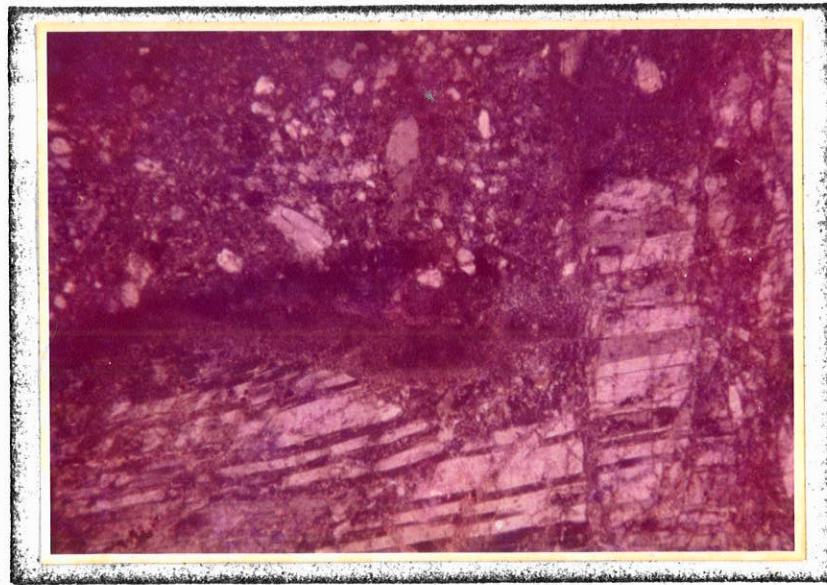
Fotomicrografia 21: anortositos cataclásticos e milonitizados, com porfiroclastos de plagioclásio. - Nicóis cruzados. Aumento 20x.

verdeado, Y = marrom avermelhado e Z = verde, tratando-se de uma hornblendita. Biotita, verde clara a verde escuro, forma-se a partir dos anfibólios. Titanita, magnetita e apatita, com sinais de forte eucratalismo são os minerais accessórios. Os diques de espessartitos foram encontrados cortando rochas granulíticas.

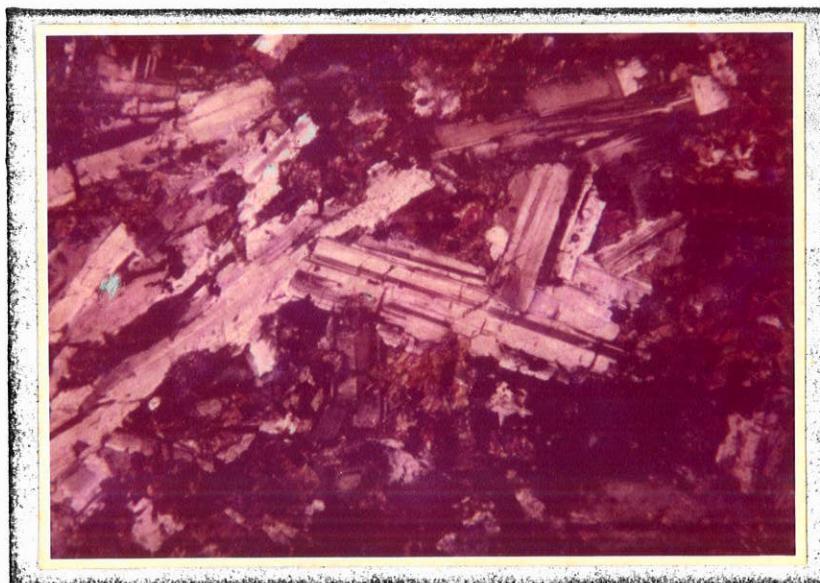
Diabásios e Quartzo Diabásios

Ocorrem sob a forma de diques, ocupando as fraturas dos granulitos e rochas anortositicas, não tendo sido observadas nos maciços alcalinos nem nas unidades metamórficas consideradas mais novas. Estas observações sugerem tratar-se de diabásios mais antigos, não correlacionáveis portanto, àqueles da costa baiana, que cortam inclusive sedimentos cretáceos. A possibilidade de que estes diabásios não sejam mesozóicos ou mesmos terciários, também surgiu durante o mapeamento do contato norte do Grupo Rio Pardo (Folha de Camacã SW). Nesta área, os diques são muito frequentes cortando os granulitos, desaparecendo completamente dentro da bacia. Não são conhecidas, entretanto, datações absolutas destas rochas básicas, razão porque estas observações não estão confirmadas.

Quartzo - diabásios são rochas verde escuras a pretas, de granulação fina, tendo sido encontradas no campo evidências que mostram também estas rochas terem sido cizalhadas. Textura gabróica pode ocorrer nas partes centrais dos diques mais espessos. Textura diabásica típica (Fotomicrografia 23) é confirmada pelo exame microscópico, com os minerais ferro magnesianos, granulares, ocupando os espaços entre as ríspas de plagioclásio. Conquanto também alterados, os plagioclásios são geralmente bem mais frescos em relação aos minerais ferro magnesianos, tendo uma composição aproximada $An = 50$. Todo o piroxênio praticamente se transformou para hornblendita, verde amarelada a marrom. Núcleos de clinopiroxênio ainda se conservaram, alterando-se preferencialmente as partes marginais dos grãos. A hornblendita em grande parte está alterada para biotita amarela amarronzada ou para clorita verde clara. Um caráter comum a estes diabásios é a presença de quartzo em



Fotomicrografia 22: anortositos cataclásticos, com micro-falhamentos dos lamelas de geminação nos plagioclásios. Nicóis cruzados. Aumento 20x.



Fotomicrografia 23: textura diabásica nos diques de rochas básicas. Nicóis cruzados. Aumento 20x.

grande parte das amostras estudadas. Este mineral apresenta grãos muito límpidos, com pequenas inclusões aciculares, ocupando invariablymente uma posição intersticial.

	22-22	20-14	20-20
PLAGIOCLÁSIO	84,0	86,0	83,0
OLIVINA	2,3	1,0	-
AUGITA	2,3	5,2	2,7
HIPERSTÉNIO	-	-	10,5
HORNBLENDA	-	3,0	-
BIOTITA	2,8	2,3	1,5
CALCITA	1,2	0,6	0,6
SERICITA	3,5	0,6	0,4
ANTIGORITA	0,5	0,3	-
APATITA	0,1	0,4	0,3
MAGNETITA	1,2	0,7	0,8
ESPINÉLIO	0,1	-	Tr

TABELA 3 :ANÁLISES MODAIS DOS ANORTOSITOS

TRAÇOS GERAIS DA TECTÔNICA

As Direções dos Dobramentos

A área de Potiraguá apresenta duas diferentes direções estruturais, que correspondem também a unidades bem diferenciadas do ponto de vista petrográfico.

Os granulitos (Unidade C) estão orientados segundo N-S ou N-NE, que é a direção regional destas rochas no sul da Bahia. Os mergulhos são subverticais, com forte inclinação para W, invertendo-se em relação àquelas da zona mais costeira.

A outra grande direção regional é NW-SE, das rochas da Unidade A, com mergulhos entre 30 e 60° SW. As rochas da Unidade B têm padrão estrutural N-NW, contudo pelo exame dos foto-mosaicos regionais obtidos pelo Projeto RADAM, tem continuidade estrutural com os granulitos, sendo estas direções resultantes de um arqueamento regional.

As relações estruturais entre as rochas carbonáticas admitidas como da Formação Serra do Paraíso e as unidades vizinhas não ficaram completamente esclarecidas. É certo que as rochas carbonáticas foram depositadas discordantemente sobre os granulitos da parte este, contudo as suas relações com as rochas da Unidade A são duvidosas. A descontinuidade do corpo carbonático para o sul e a sua forma de afloramento sugerem que se trata de uma sequência discordante sobre a Unidade A, entretanto esta não é uma interpretação definitiva.

A continuação do corpo de rochas carbonatadas logo ao sul da área mostra um dobramento pronunciado, cujo eixo tem a direção N-S, diferente portanto do eixo de dobramento da Unidade A. Como já se disse as rochas desta unidade estão dobradas segundo NW-SE, de que são evidências os micro-dobramentos observados nas rochas xistosas na estrada entre Potiraguá e Itarantim ou uma grande estrutura dobrada, ainda preservada, que ocorrem mais ao sul.

Quanto aos granulitos a profunda erosão a que foram submetidos dificulta a reconstituição do seu estilo de dobramentos, não havendo terminações preservadas. É certo contudo que os granulitos da área de Potiraguá pertencem ao flanco oeste de um grande sinclínorio, a se julgar pelas inversões dos mergulhos em relação a área costeira.

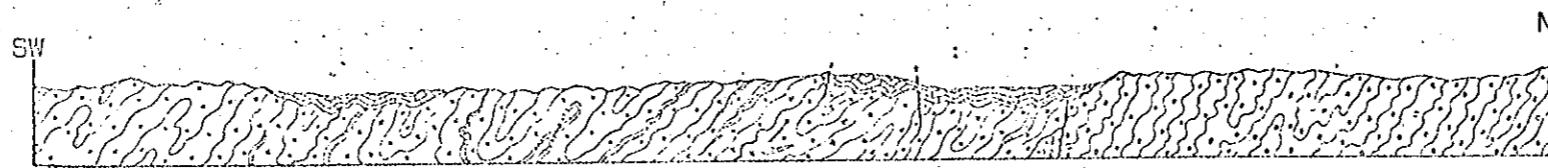
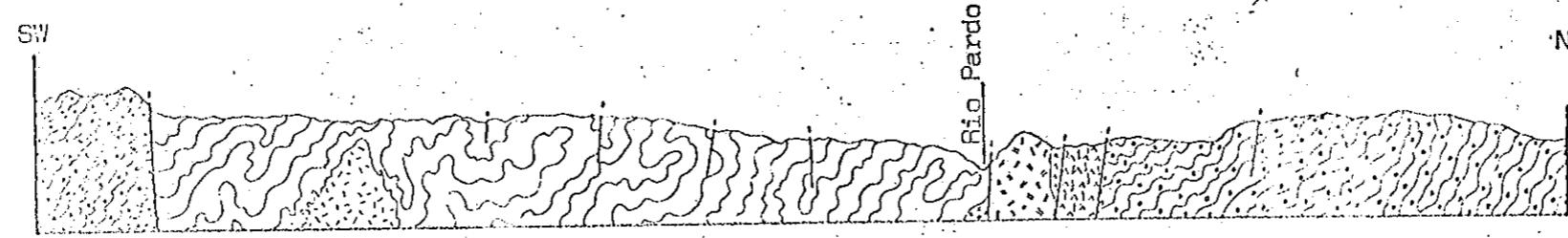
Os cortes geológicos apresentados na Prancha 2 mostram a disposição estrutural das rochas da área.

Zonas de Cizalhamento

Toda a área imediatamente a leste das rochas alcalinas está profundamente cataclasada e milonitzada por uma importante zona de cizalhamento que afeta granulitos e anortositos. Esta zona foi mapeada, tendo uma direção aproximada N-S. Zonas similares ocorrem mais a leste na área dos granulitos. Os efeitos provocados por estas zonas de falha nas rochas já foram discutidos.

A grande estrutura linear mapeada, é, sem dúvida um dos mais antigos acidentes tectônicos da área. Certamente é anterior ao Grupo Rio Pardo e as rochas alcalinas, que não são por ela afetadas. É verdade que existem milonitos nos corpos alcalinos mapeados, entretanto não são relacionáveis a esta estrutura maior. Com os dados disponíveis até aqui, pode se dizer apenas que é uma estrutura posterior a colocação dos anortositos e anterior as rochas alcalinas.

Zonas de cizalhamento com características idênticas foram mapeadas pelo autor ao norte da bacia do Rio Pardo (Folha de Camacã SW). Um aspecto interessante é a continuidade física destas zonas de falha dentro da bacia, mas agora com características puramente tensionais, indicando a retomada de uma zona instável por uma tectônica de gravidade, mais nova. Conquanto não ocorra na área específica da Folha de Potiraguá, existe uma outra importante direção de cizalhamento NW, assinalada por Barbosa (1972) passando a oeste de Itapé e continuando ao norte até a bacia do Rio Almada no município de Ilhéus. Coincidemente existem direções de fraturamento simples na bacia do Rio Almada em continuidade



- [Symbol] - Meta-calcarios
- [Symbol] - Gneisses cataclasticos
- [Symbol] - Quartzitos
- [Symbol] - Quartzo-muscovita xistos
- [Symbol] - Rochas alcalinas
- [Symbol] - Sienitos

- [Symbol] - Migmatitos
- [Symbol] - Anortositos
- [Symbol] - Granulitos
- [Symbol] - Zona de cizalhamento
- [Symbol] - Contato geologico
- [Symbol] - Falha

**Geologia e Petrografia
da área de Potiraguá - Bahia - Brasil**

SEÇÕES GEOLOGICAS

Escala - 1:100,000

Prancha 2

de aquela zona.

Falhas e Fraturas

Conforme se pode observar no mapa geológico a área de Potiraguá é bastante fraturada. Alguns sistemas são mais conspicuos e representam sem dúvida as grandes direções de falhamentos regionais. Um dos mais importantes tem a direção N 40 W, sendo particularmente representado pela importante falha que passa a oeste de Potiraguá, considerada como limite entre as Unidades A e B. Este falhamento trunca as rochas mais novas que existem na área, os meta-carbonatos da Formação Serra do Paraiso. Fraturamento com a mesma direção foram frequentemente observados no corpo alcalino da Fazenda Dois Irmãos.

O mapeamento também determinou outra direção de falha, N 70 E, parecendo mais novo que o sistema NW.

Falhas com direção N-S também foram mapeadas, não sendo claras as suas relações de idade com os sistemas já referidos.

As principais direções de fratura, tomadas em afloramentos foram as seguintes: N-S, N 40 W, N 80 E, N 45 E, N 20 W e N 70 W. A superposição de diversas fases tectônicas na área dificulta as relações de idade entre os vários sistemas de fratura, não tendo sido conduzidos trabalhos específicos com este objetivo. Constatou-se, entretanto, que os diques de diabásio estão encaixados em fraturas de direção N 70 W ou E-W, enquanto os diques alcalinos se colocam preferencialmente nas fraturas N 20 W.

METAMORFISMO E ROCHAS ORIGINAIAS

Os Episódios Metamórficos

Os caracteres petrográficos e estruturais das rochas estudadas, permitem a reconstituição de pelo menos três eventos metamórficos, todos de idade pré-cambriana. Na discussão sobre metamorfismo e rochas originais, principalmente em relação aos granulitos, serão levadas em consideração observações feitas fora da área específica deste trabalho, consideradas importantes na interpretação dos diversos problemas existentes.

As associações mineralógicas das rochas da unidade C são indicativas de alta temperatura, baixa pressão de vapor d'água e alta pressão confinante nas quais se processa o metamorfismo de facies granulítica (Winkler, 1967). Os orto-piroxênios, frequentemente encontrados nos granulitos intermediários, seriam, por excelência, os minerais índices das condições de intenso metamorfismo de que resultaram essas rochas. O forte pleocróismo dos biperstênio, característico nos granulitos, também foi verificado, não se dispondo contudo, de análises químicas do mineral isolado para confirmar o seu alto teor em alumínio. Microclina pertita e plagioclásio anti-pertítico, também comuns em associações granulíticas, foram frequentemente observados. A presença de diopsídio, praticamente incolor, verificada em associações básicas ou intermediárias de diversas partes do mundo é comum na área, ocorrendo isoladamente ou numa mesma amostra com orto-piroxênios. A ausência de esfeno como mineral acessório também foi verificada, sendo o leucoxênio produto secundário da magnetita titanifera.

Não parece simples, contudo, se enquadrar as rochas da área em uma das duas sub-facies propostas por Waard (1965) ou Turner e Verhoogen (1960), pelas dificuldades encontradas com relação a presença de hornblenda. A simples presença deste mineral descaracterizaria a sub-facies piroxênio-granulito ou a sub-facies clino-piroxênio-almandina dos autores citados, ambas resultantes de baixa pressão de vapor. Conquanto em alguns casos os anfibólios sejam realmente minerais retro-metamórficos, o autor verificou a presença de hornblenda marrom em muitas rochas granulíticas, com

características texturais que não indicavam se tratar de um mineral secundário. Ademais foi verificado que os piroxénios estão realmente em desequilíbrio, alterando-se para anfibólios fibrosos, serpentina, biotita e calcita e não para hornblenda marrom, como as encontradas em muitas rochas. Na área de Camacã, a nordeste, rochas essencialmente anfibolíticas estão intercaladas com associações ricas em orto-piroxénios, coexistindo desta maneira parageneses representativas das duas sub-facies.

Este fato também tem sido verificado em diversas partes do mundo e largamente atribuído a diferença no conteúdo original de água dos sedimentos que foram metamorfizados em um sistema fechado. Para Buddington (1963), numa intrusão de rochas gabroicas em sedimentos geossinclinais, o metamorfismo das rochas marginais e do centro da intrusão, pode se dar sob diferentes condições de pressão de água, com as zonas centrais sendo metamorfizadas na ausência de água, e por isso resultando em minerais da sub-facies piroxênios granulito. Para, pelo menos, grande parte dos granulitos intermediários ou básicos do sul da Bahia, esta não parece ter sido uma situação provável, de vez que, como será mostrado, originaram-se essencialmente a partir de rochas sedimentares. Nesse caso seria mais lógica a explicação de Scheumann (1961) atribuindo estes fatos a uma sucessão de diversos episódios de metamorfismo, ao longo dos quais os sedimentos iriam sendo gradativamente empobrecidos em água.

Este quadro se torna menos confuso, se ao invés das associações básicas tomar-se como índice do metamorfismo as rochas carbonáticas ou calco-silicatadas, que as relações de campo mostraram pertencer ao pacote granulítico. Essas rochas não foram encontradas na área de Potiraguá, sendo registradas, contudo, em Jequié, Ubatã, Santa Cruz da Vitória e Catingal. Calcita-diopsídio-escapolita-quartzo e calcita-dolomita e forsterita são associações minerais destas rochas, indicativas da sub-facies piroxênio-granulito, não ocorrendo epidoto, tremolita e outros minerais de metamorfismo mais baixo.

Conquanto ainda não esteja completamente mapeada em escala adequada, a província granulítica do sul da Bahia não mostrou, no reconhecimento feito por Souto, Barbosa e Azevedo (1972), um gradiente metamórfico dado pela diminuição ou aumento em algum sentido de minerais ou associações que

indiquem metamorfismo progressivo. Isto poderá ser verificado pelo mapeamento em detalhe de zonas consideradas chaves, o que entretanto é muito prejudicado pela dificuldade na reconstituição da estrutura das rochas.

Cordani (1972) encontrou idades entre 1,6 e 2,7 bilhões de anos para as rochas granulíticas do sul da Bahia. A datação de um gnaissse sienítico ao norte da bacia do Rio Pardo revelou uma idade de 2,5 bilhões de anos. Assim, os granulitos do sul da Bahia devem ter sido metamorfizados no Pré-Cambriano Inferior (Ciclo Transamazônico).

Dois outros episódios metamórficos ocorreram na área, agora já sendo ligados a dois diferentes eventos do Ciclo Brasiliano. Nas rochas da unidade A, as associações essencialmente quartzíticas não se prestam como bons índices de metamorfismo. Essas rochas, pela sua disposição estrutural, devem ser correlacionáveis com as que integram o embasamento sul do Grupo Rio Pardo, constituídas por migmatitos, xistos com granada, biotita, e anfibólio, biotita gnaisses, anfibolitos, tremolita marmores e corpos graníticos associados. O autor considera provável que pertença a esta unidade os xistos com sillimanita, cianita, estaurolita e granada, que ocorrem na área de Vitoria da Conquista, Itambé, Maiquinique, Macarani e Itarantim, representativas de uma sequência pelítica original.

Datações apresentadas por Cordani (1972) mostraram idades variáveis para as rochas situadas a sul do Grupo Rio Pardo entre 470 e 840 milhões de anos. A descoberta recente de rochas alcalinas na área de Itarantim, colocadas nos metamorfitos da unidade A, indica idades superiores a 765 milhões de anos, pois é esta a idade determinada para a província alcalina do sul da Bahia (Cordani, 1969). As idades mais baixas que foram encontradas podem estar relacionadas ao metamorfismo de facies xisto verde (Souto, Pedreira e Azevedo, 1969) do Grupo Rio Pardo, ocorrido em torno de 470 milhões de anos, no final do Ciclo Brasiliano.

As Rochas Originais

Com relação a unidade A parece bastante clara a interpretação das rochas originais, que foram metamorfizadas. A presença de espessas camadas de

quartzitos e a composição também quartzítica dos gnaisses nos levam a admitir, sem qualquer dúvida, a origem sedimentar para a sequência. Na área de Potiraguá as rochas sedimentares que originaram a Unidade A eram principalmente arenitos e arenitos argilosos, tendo resultado dos últimos os quartzo-muscovita-xistos. Tudo indica que havia grande variação litológica, pois em outras áreas, rochas correlacionáveis a esta unidade são xistos aluminosos, demonstrando a natureza pelítica da rocha original. Na área de Itarantim, meta-carbonatos também se intercalam nas rochas xistosas.

A reconstituição das rochas originais torna-se bastante mais difícil em relação aos granulitos, pela intensidade dos processos metamórficos que sofreram. Os dados que nos conduziram a sua interpretação são essencialmente geológicos, não se dispondo de análises químicas como elementos auxiliares no registro das rochas primitivas. A grande diversidade petrográfica dos granulitos é indiscutível, em qualquer área de ocorrência dessas rochas no sul da Bahia. Elas se manifesta desde a escala de afloramento, onde são comuns as intercalações de associações minerais bastante diferenciadas. Na área de Potiraguá são muito comuns, por exemplo, as fai xas de composição intermediária (enderbitos), e as de composição ácida. Esta heterogeneidade conduz fortemente a idéia de uma origem sedimentar para as rochas originais. O próprio teor de quartzo dos enderbitos é outra forte indicação. Seria difícil de explicar, de outra forma, rochas com mais de 50% de plagioclásio, contendo hiperstênio, diopsídio e hornblenda, com uma percentagem de quartzo superior a 20%. Assim, é bastante provável que os granulitos quartzo feldspáticos tenham se originado de arenitos argilosos ou arcossio e os intermediários de rochas carbonáticas bastante impuras.

Outros argumentos poderosos conduzem à idéia de que, pelo menos em grande parte as rochas originais tenham sido sedimentares. Um deles é a presença de rochas carbonáticas ou calco-silicatadas, intercaladas nas associações mineralógicas mais frequentes. Em Jequié, carbonatos contendo principalmente forsterita já serpentinizada, estão associados a uma rocha anfibolítica, dentro de um pacote granulítico. Esta verificação confirma a idéia de que grande parte dos granulitos básicos tenha realmente se derivado de calcários dolomíticos impuros. Em Santa Cruz da Vitória ocor-

rem rochas calco-silicatadas, contendo principalmente calcita, diopsidio e escapolita.

Quartzitos praticamente puros também foram encontrados no sul da Bahia, dentro da faixa granulítica. Uma outra associação mineralógica atual, altamente sugestiva de uma origem sedimentar, é aquela formada por quartzo-granada-magnetita e hematita, podendo os minerais ferrosos ocorrerem com tal concentração que a rocha pode ser considerada um minério de ferro. Esses granulitos muito ricos em óxido de ferro têm uma composição semelhante a dos itabiritos, a excessão da presença de granada, indicadora de metamorfismo mais alto. Rochas com essa composição foram encontradas a norte de Santa Luzia (Folha de Camacã SW) e nos municípios de Poções e Boa Nova. Em Coração de Maria, na sequência granulítica de Salvador, ocorrem rochas semelhantes. Dentro desta ordem de ideias se encaixa perfeitamente a tendência, já fortemente suportada por dados de campo, de que sejam sedimentares as jazidas de manganês da área de Maraú, visivelmente limitada por granulitos. De outra forma, não se deve esquecer a jazida de barita de Pirai do Norte, inteiramente concordante com os granulitos adjacentes.

Por outro lado, Shighinolfi (1970), a partir de análises químicas de rochas granulíticas situadas na região de Itabuna confirmou uma grande heterogeneidade do material original, sugerindo também que tenha sido sedimentar.

QUÍMICA DAS ROCHAS ALCALINAS

Pode-se considerar ainda em fase de reconhecimento a província alcalina do sul da Bahia. Isto faz sentido, se atentarmos para o fato de que ainda recentemente novos e importantes maciços tem sido descobertos, como no caso dos corpos de Itarantim e Itapé (Barbosa, Souto e Azevedo, 1972). A rigor, conhece-se bem até aqui o corpo da Fazenda Hiassu, em Itaju do Colonia, estudado por Fujimori (1972). No presente trabalho os corpos alcalinos pela primeira vez estão lançados num mapa geológico, abrangendo as rochas adjacentes, sendo então melhor avaliadas as suas relações com as rochas encaixantes.

Se por um lado, já do ponto de vista geológico as informações são escassas, o problema ainda é mais grave em relação a composição química destas rochas. Existem apenas cinco determinações para elementos maiores apresentadas por Fujimori para as rochas da Fazenda Hiassu. Assim, mesmo sem a pretensão de discutir a questão genética, considerou-se oportuna a apresentação de onze análises químicas para as rochas alcalinas da área, incluindo-se também a determinação de alguns elementos traços. Em virtude da evidente filiação genética dos maciços da área de Potiraguá, que podem ser considerados um único corpo, os dados foram tratados conjuntamente.

Composição Química

Na tabela 6 são indicadas as localizações das rochas que foram analisadas, enquanto as tabelas 4 e 5 mostram, respectivamente a composição química dos elementos principais expressa em óxidos e os elementos traços.

Dos resultados obtidos depreende-se um teor de sílica entre 53,5 e 58,7%. Os valores de Al_2O_3 variaram entre 21,7 e 23%. Os teores de MgO e CaO são bastante baixos. FeO varia entre 1,7 e 3,5%, sendo que o valor máximo corresponde a um anfibólio nefelina-sienito da Fazenda Alvorada. Os valores de Na_2O variaram entre 8 e 10,3% e os de K_2O entre 5 e 7,75%. Estas rochas possuem valores de K_2O bem mais altos em relação às da área de Itaju. Uma outra diferença notável é que as rochas de Potiraguá têm um teor de titânio bastante superior ao encontrado nas rochas da Fazenda Hiassu, o que se devia esperar pela abundância da ocorrência

AMOSTRA	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	FeO	Fe ₂ O ₃	Mn ₃ O ₄	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	F -
RA-4	54,1	22,9	0,30	0,8	2,4	0,00	0,120	0,45	10,35	5,68	0,065	0,023
RA-7	56,1	22,3	0,29	0,5	2,2	0,00	0,120	0,41	9,38	6,97	0,090	0,052
RA-10	55,0	22,8	0,34	1,2	2,3	0,40	0,170	0,72	8,47	7,10	0,110	0,023
RA-11	58,2	21,9	0,29	1,2	2,0	0,30	0,120	0,64	8,04	7,23	0,100	0,033
RA-15	56,8	21,8	0,33	0,8	2,3	0,40	0,160	0,54	8,44	7,46	0,100	0,062
RA-20	57,6	22,2	0,33	1,2	2,1	0,50	0,150	0,67	8,40	6,86	0,100	0,041
RA-25A	58,7	22,1	0,10H	0,4	1,7	0,60	0,110	0,20	8,86	6,09	0,045	0,009
PG-3	53,7	23,0	0,36	1,2	2,2	0,20	0,120	0,76	8,23	7,75	0,012	0,023
PS-70-16	53,5	22,9	0,51	2,4	2,2	1,30	0,170	0,54	7,77	7,11	0,200	0,026
JP-4-6	55,8	21,7	0,16	1,7	3,5	2,00	0,300	0,39	8,66	5,21	0,070	0,009
JP164142	55,3	24,2	0,11	1,1	1,7	0,20	0,020	0,36	9,12	6,12	0,040	0,005

E Valor obtido por extrapolação

H Valor inferior ao limite inferior de detecção

S Valor superior ao limite da medida

TABELA 4 : Composição química em percentagens de óxidos para rochas alcalinas do sul da Bahia

AMOSTRA	Sr	Ba	V	Ni	Co	Cr	B	Mn	Ti	Zn	Ga	Cu	Pb	Sn
RA-4	131	52	17	11	2H	64	22	919	S	70	20	43	4	5H
RA-7	109	57	17	3	2H	5H	15	1049	S	66	17	40	6	5H
RA-10	261	132	21	2H	2H	5H	9	1338	S	79	17	27	2H	5H
RA-11	242	119	12	2H	2H	5H	5H	1087	S	59	15	28	5	5H
RA-15	118	50	19	4	2H	5H	14	1358	S	78	19	41	6	7
RA-20	379	300	23	2	2H	5	15	1165	S	83	18	8	9	9
RA-25A	81	20H	15	5	2	64	5	923	1993	78	19	21	10	5H
PG-3	327	143	20	2H	2H	5H	5H	1109	S	68	19	19	9	15
PS-70-16	2002	1150	51	4	4	5H	5	1454	S	128	22	33	16	5
JP-4-6	88	70	11	2	2H	5H	5H	2275E	S	104	21	11	7	5H
JP164142	1465	753	26	4	2	5H	5	227	2846E	6	17	18	2H	5H

E Valor obtido por extrapolação

S Valor superior ao limite superior de detecção

H Valor inferior ao limite inferior de detecção

TABELA 5 : Análises de elementos traços para rochas alcalinas do sul da Bahia.

de esfeno.

Quanto aos elementos traços analizados, Sr e Ba foram os mais abundantes, não tendo sido possível a determinação para outros elementos importantes em rochas alcalinas.

AMOSTRA	ROCHA	LOCAL
RA-4	NEFELINA-SIENITO	FAZENDA DOIS IRMÃOS
RA-7	CANCRINITA-SODALITA-SIENITO	FAZENDA DOIS IRMÃOS
RA-10	NEFELINA-SIENITO	FAZENDA DOIS IRMÃOS
RA-11	NEFELINA-SODALITA-SIENITO	FAZENDA DOIS IRMÃOS
RA-15	SODALITA-SIENITO	FAZENDA DOIS IRMÃOS
RA-20	NEFELINA-SIENITO	FAZENDA DOIS IRMÃOS
RA-25-A	NEFELINA-SIENITO-APLÍTICO	FAZENDA DOIS IRMÃOS
PC-3	NEFELINA-SIENITO	FAZENDA ESMERALDA
PS-70-16	NEFELINA-SIENITO-APLÍTICO	CORREGO DO NADO
JP-4-6	ANFIBÓLIO-NEFELINA-SIENITO	FAZENDA ALVORADA
JP-164-142	NEFELINA SIENITO	FAZENDA NÁPOLES

TABELA 6 : Localização das amostras analizadas de rochas alcalinas

Diagramas de Variação

Foram construídos diagramas de variação dos principais óxidos em relação ao SiO_2 ; estes diagramas mostraram, eventualmente, curvas de interpretação difícil, o que talvez se possa atribuir a dois fatores: número insuficiente de análises e pequeno intervalo de variação química das amostras estudadas. Não foi possível uma interpretação completamente satisfatória para Na_2O e K_2O , estando apenas indicados os valores obtidos na figura 4, que mostra também as variações dos outros óxidos. As relações obtidas por Fujimori (Figura 5) para FeO , CaO e MgO , que cresceriam

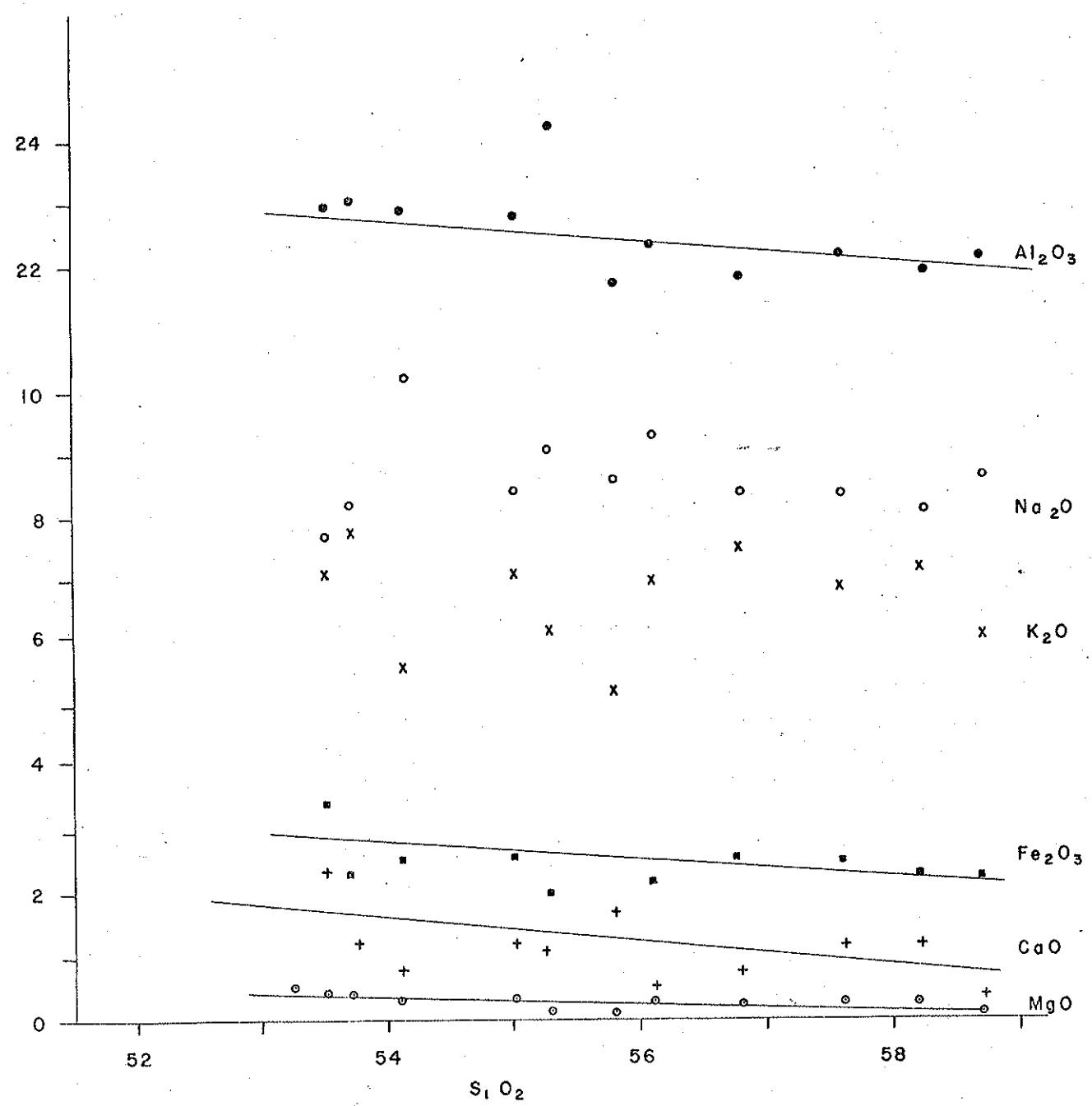


DIAGRAMA DE VARIAÇÃO DE OXÍDOS PARA ROCHAS ALCALINAS DO SUL DA BAHIA

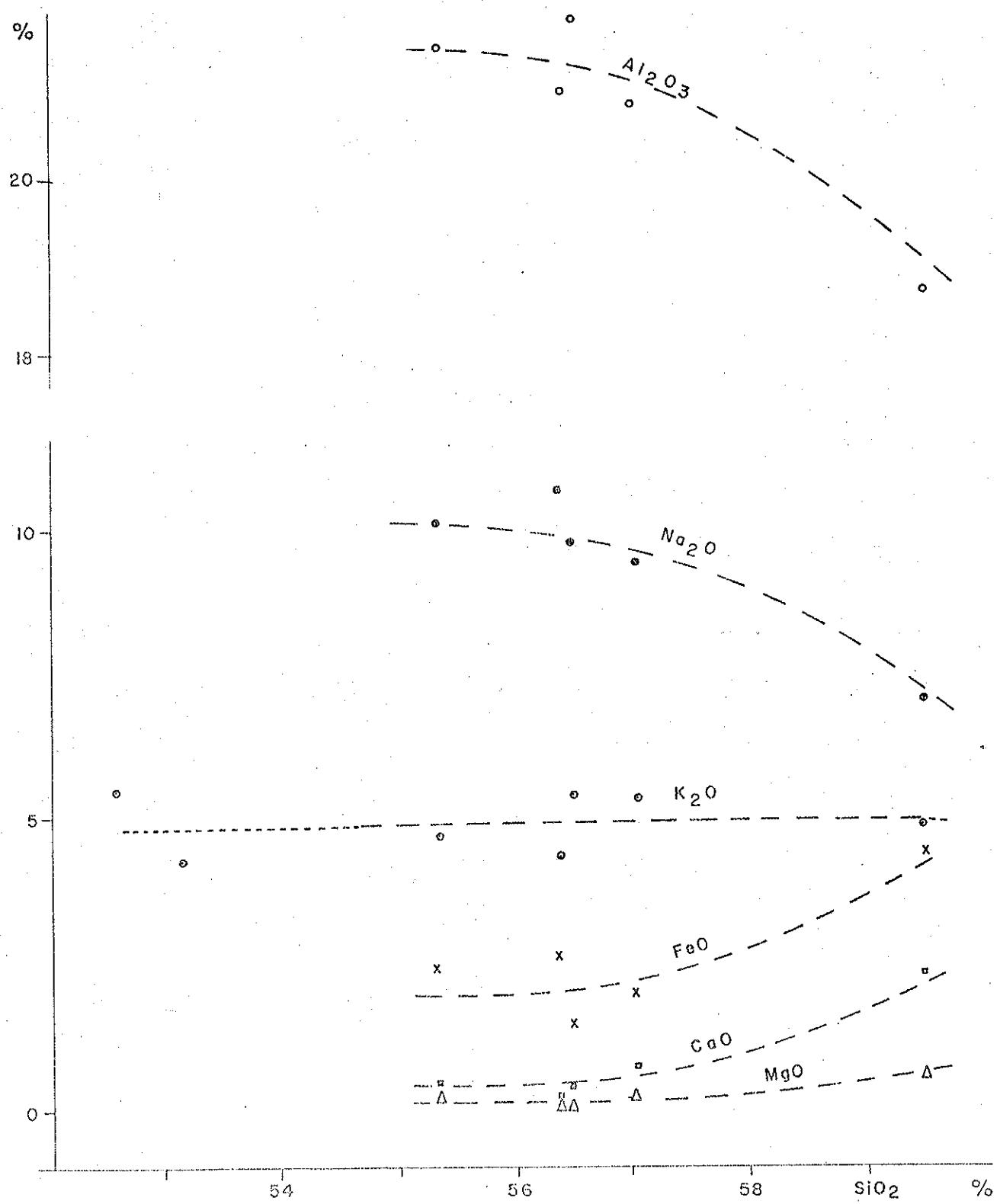


DIAGRAMA DE VARIAÇÃO DAS ROCHAS ALCALINAS DA
FAZENDA HIASSU. (FUJIMORI, 1972)

com o teor de sílica, não foram confirmadas para as rochas de Potiraguá. Ao contrário, mesmo considerando certa dispersão, aqueles óxidos decrescem com o aumento de sílica, como no caso das rochas alcalinas de Blue Mountain, Canadá (Figura 6), cuja composição é bastante próxima das rochas do sul da Bahia. A variação de Al_2O_3 , também de interpretação difícil, mostrou uma ligeira tendência para decrescer com o aumento de sílica.

A construção do diagrama de Larsen confirmou as curvas já obtidas para os óxidos de cálcio, magnésio e ferro. Neste diagrama o K_2O já mostra uma tendência normal de crescimento com sílica, sendo confusa a variação de Na_2O . Al_2O_3 oscila, crescendo até rochas onde o índice de Larsen é igual a 20 e decrescendo depois. A sílica cresce francamente para valores do coeficiente de Larsen maiores que 18. O diagrama de Larsen está mostrado na figura 7.

Não foi possível a determinação do índice de Peacock, em virtude de não se cruzarem as curvas de alcalis e de cálcio, com sílica.

Números de Niggli

A partir dos dados de composição química foram calculados os números de Niggli mostrados na tabela 7 e construído um diagrama de variação de k, mg, c, fm, alk e al com si (Figura 8). Nesse diagrama c e fm decrescem e al e alk crescem com si, resultados antagonicos aos obtidos na área de Itaju, onde foram feitas apenas cinco análises (Figura 9) e semelhantes aos de Blue Mountain (Figura 10).

Os resultados agora obtidos podem ser considerados concordantes com esquema clássico da diferenciação magmática de um magma basáltico, invocado para explicar, em muitos lugares do mundo, a origem das rochas alcalinas. Não se pretende, apenas com esses dados, defender essa hipótese genética.

A determinação de valores negativos para Qz também era esperada pelo caráter alcalino das rochas.

Os índices de Ritmann, mostrados na tabela 7, variaram entre 14 e 23 po-

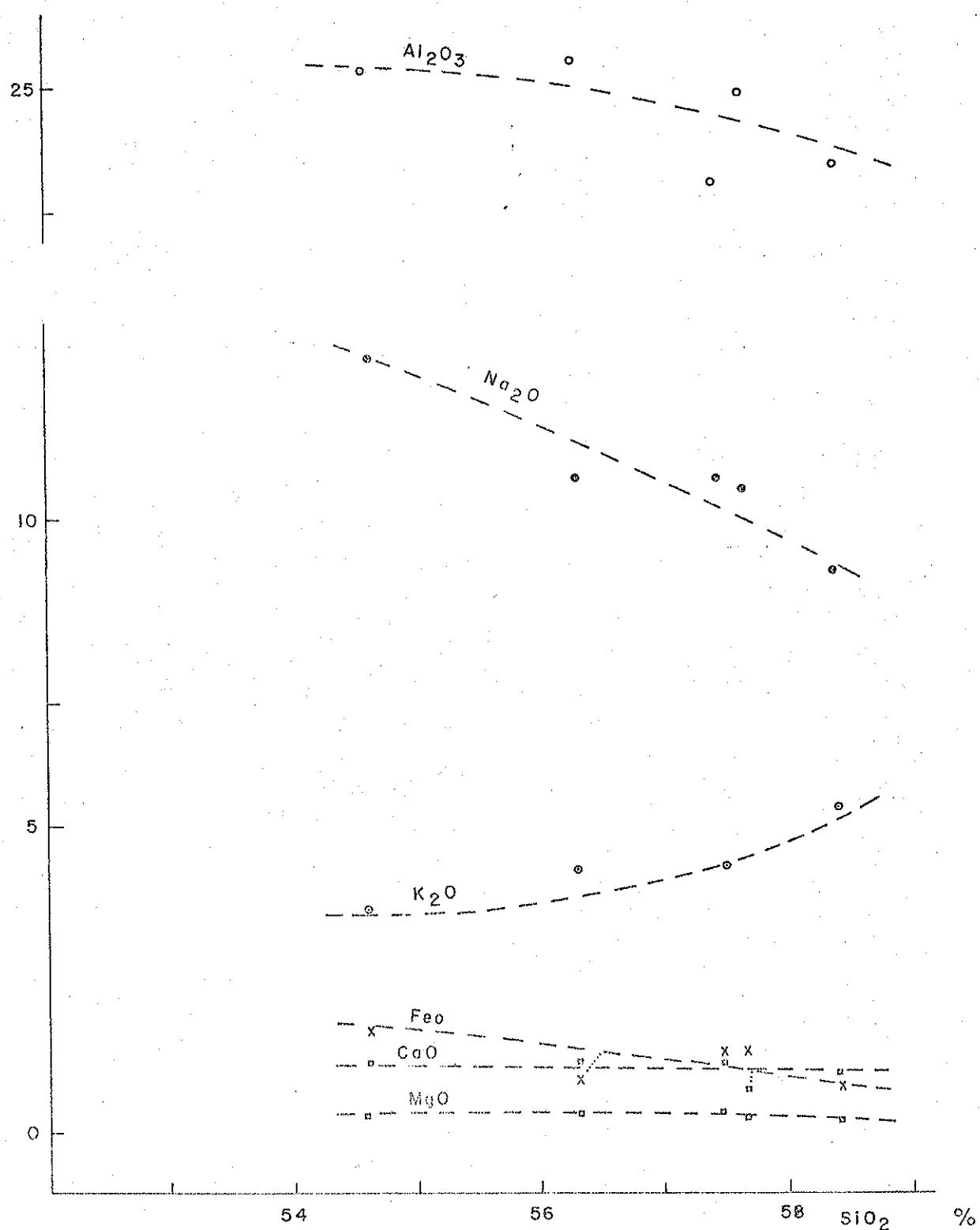


DIAGRAMA DE VARIAÇÃO DAS ROCHAS ALCALINAS DE
BLUE MOUNTAIN, ONTARIO, CANADA. (FUJIMORI, 1972)

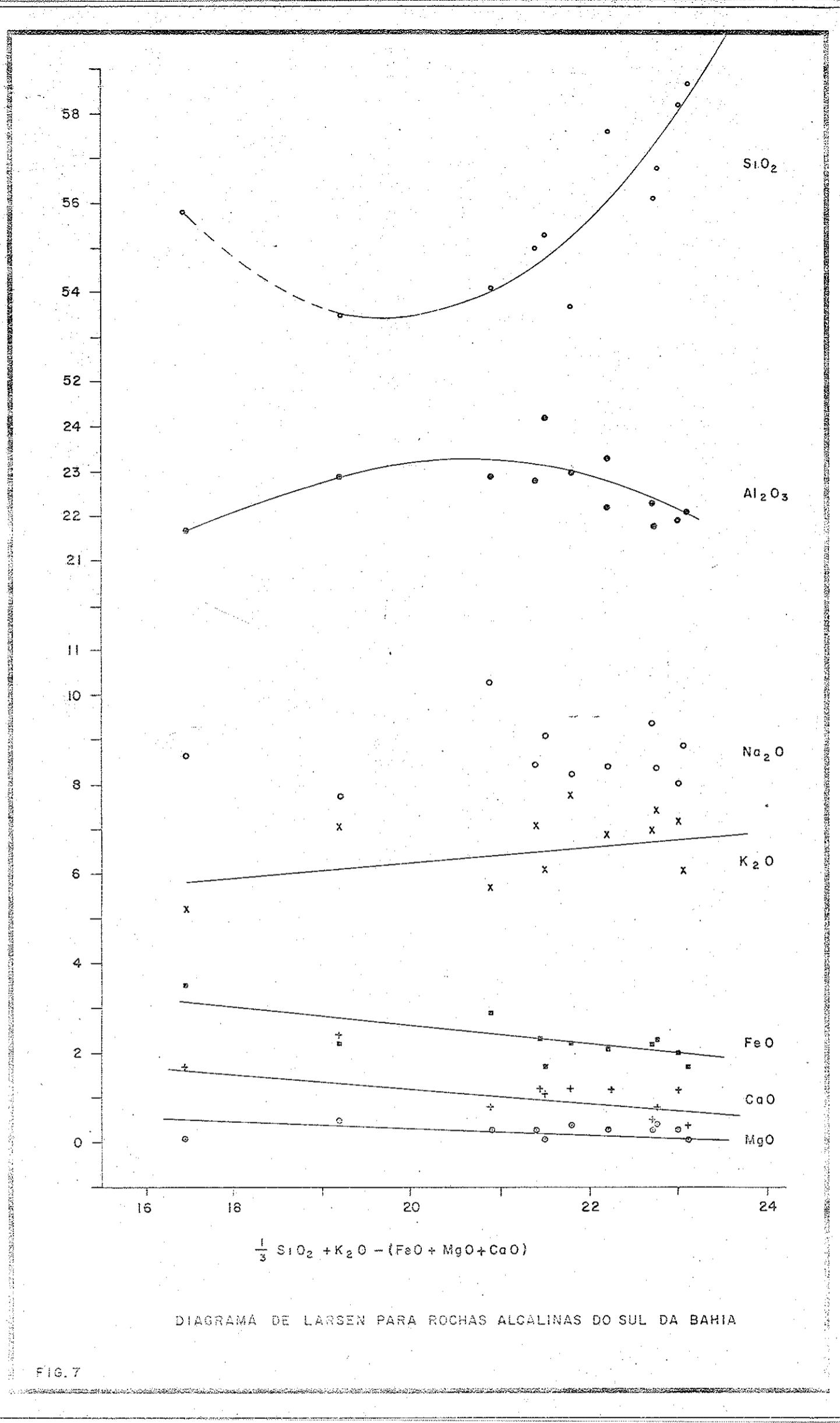


DIAGRAMA DE LARSEN PARA ROCHAS ALCALINAS DO SUL DA BAHIA

FIG. 7

	al	fm	c	alk	si	k	mg	si'	qz	s
RA-4	44,600	7,900	2,760	44,850	172,860	0,268	0,175	279,400	101,540	23,140
RA-7	44,200	8,2800	1,810	45,650	182,870	0,327	0,184	282,800	94,730	20,400
RA-10	44,530	8,940	4,170	42,340	180,910	0,356	0,179	269,360	88,450	20,200
RA-11	44,700	8,100	4,360	42,820	201,660	0,373	0,200	271,280	69,620	15,340
RA-15	43,840	9,220	2,860	44,050	192,620	0,372	0,179	276,200	83,580	16,310
RA-20	44,550	8,580	4,290	42,510	196,310	0,350	0,194	270,040	73,730	16,630
RA-25-A	46,650	6,880	1,800	44,930	210,320	0,311	0,020	279,720	69,400	14,230
PG-3	44,910	7,980	4,190	40,310	178,640	0,385	0,184	261,240	82,600	23,860
PS-20-16	42,430	11,310	8,100	38,090	167,920	0,376	0,295	252,340	84,420	21,080
JP-4-6	41,940	14,940	5,820	37,840	180,580	0,282	0,039	251,360	70,280	15,020
JP-164-142	47,680	5,630	4,020	42,650	185,110	0,306	0,076	270,600	85,490	2,230

TABELA 7 : NÚMEROS DE NIGGLI E ÍNDICE DE RITTMAN PARA ROCHAS ALCALINAS DO SUL DA BAHIA

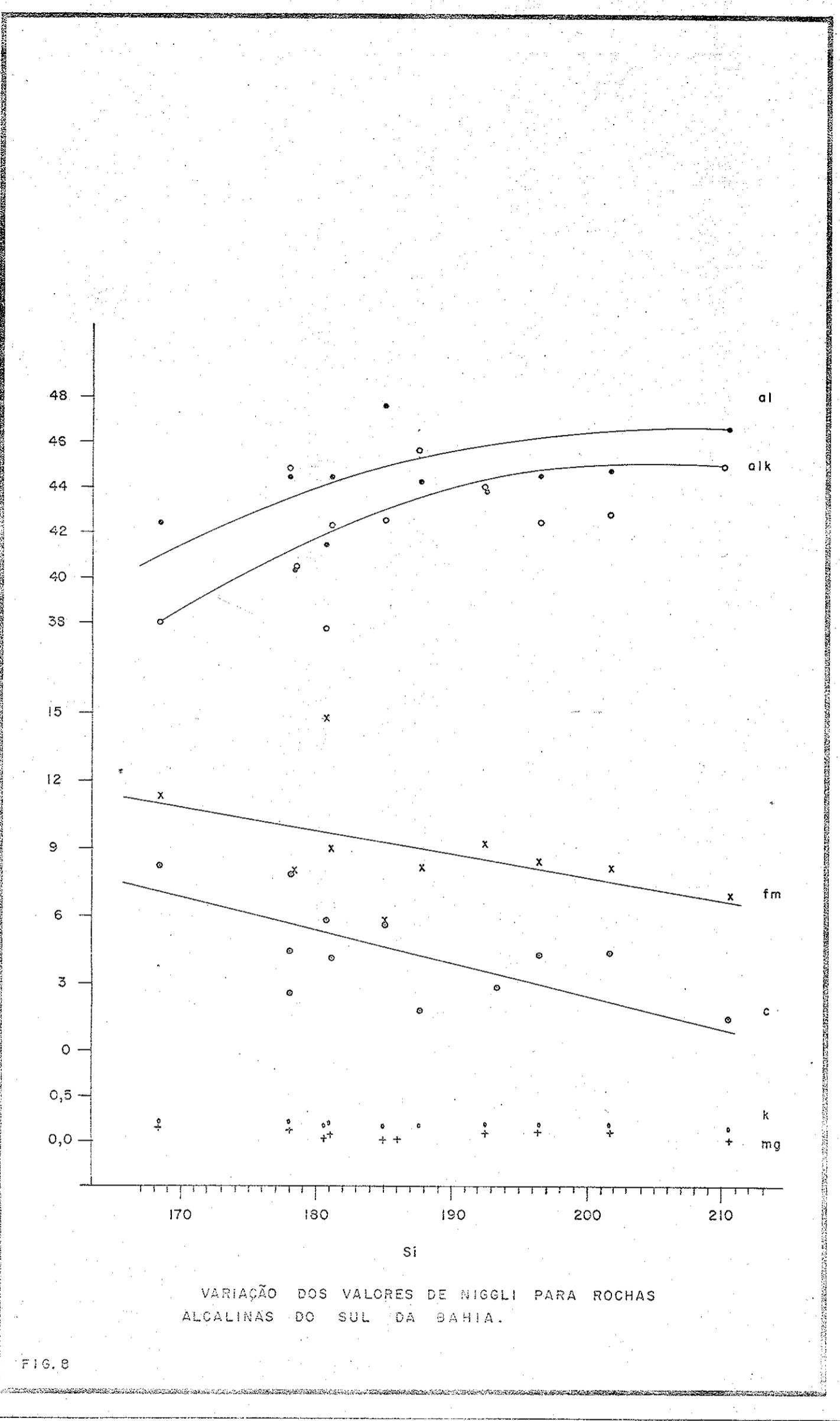


FIG. 8

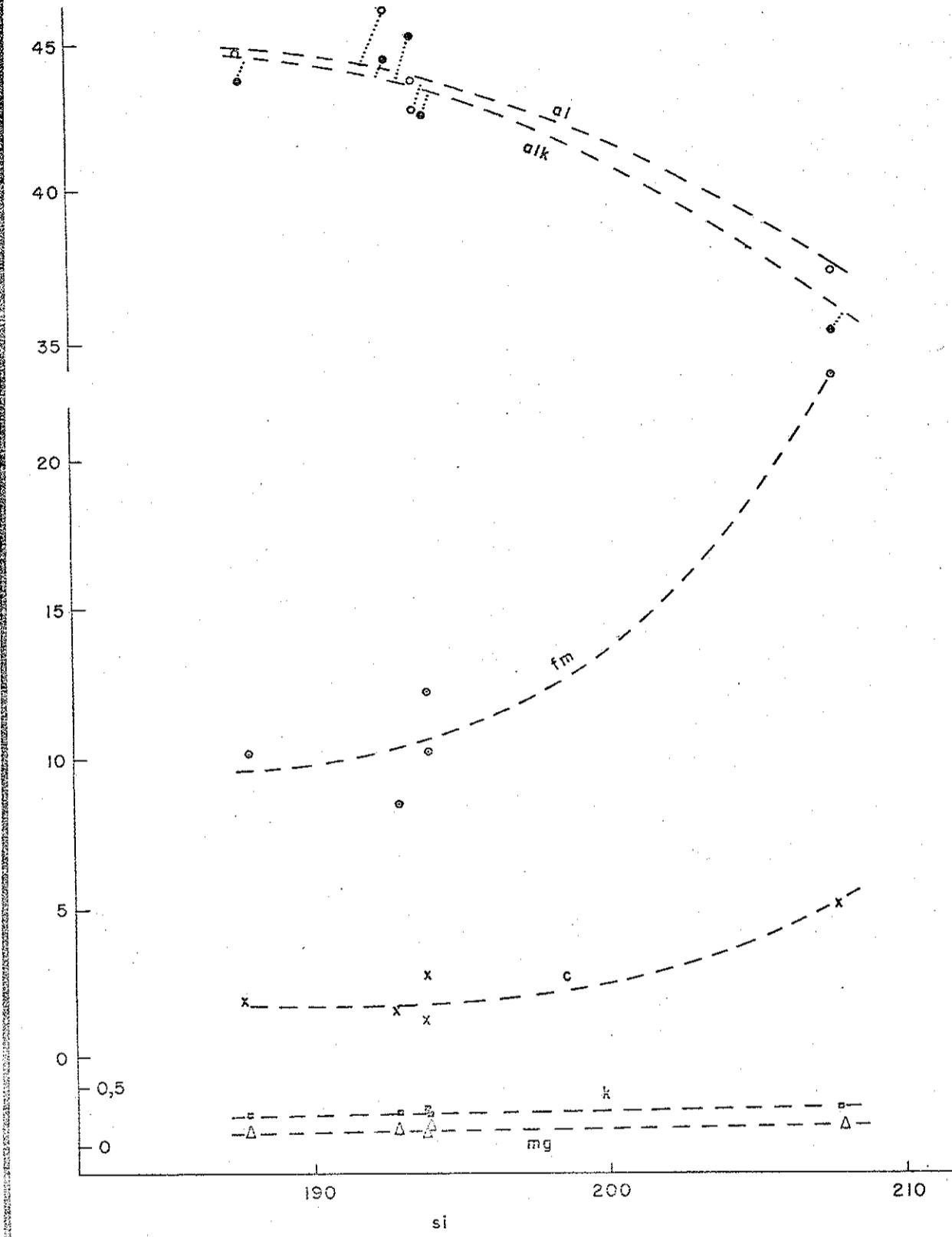


DIAGRAMA DE VARIAÇÃO DOS VALORES DE NIGGLI DAS
ROCHAS ALCALINAS DA FAZENDA HIASSU. (FUJIMORI, 1972)

FIG. 9

dendo estas rochas serem classificadas como de forte caráter atlântico (Ritmann, 1960).

Norma Molecular

De acordo com as normas propostas por Barth (1962), foram calculados os minerais normativos mostrados na tabela 8. Ap (apatita), il (ilmenita), or (ortoclásio), ab (albita), ne (nefelina), an (anortita), mt (magnetita), di (diopsídio) e ol (olivina) foram encontrados em todas as amostras, enquanto co (corindon) e ac (acmita) em apenas uma. Em todas as rochas a percentagem normativa de ortoclásio foi maior que a de albita, o que não aconteceu nos litchfielditos de Itaju.

Índices Agpaíticos

Do ponto de vista mineralógico as rochas alcalinas da área não tem as características atribuídas por Sorensen (1960) para as rochas agpaíticas, isto é, aquelas com sílica e alumina deficientes. Por exemplo faltam-lhes os silicatos complexos de titânio e zircônio, ocorrendo esfeno e zircão. Também não ocorre eudialita, um mineral muito comum em rochas agpaíticas. O cálculo do índice agpaítico $\text{Na} + \text{K}/\text{Al}$, variou entre 0,894 e 1,030, abaixo do limite de 1,2 estabelecido por Sorensen para aquelas rochas. Tratam-se então de rochas miasquíticas, isto é com sílica deficiente mas com alumina em excesso ou suficiente para formação de feldspatos.

AMOSTRA	ap	il	or	an	co	mt	di	cl	ab	ne	ac
RA-4	0,11	0,60	32,35	-	-	-	2,76	1,71	23,35	38,73	-
RA-7	0,17	0,54	34,35	-	-	-	1,48	2,06	23,25	32,25	-
RA-10	0,22	0,96	40,45	3,08	-	0,39	1,52	1,76	19,40	32,28	-
RA-11	0,19	0,84	40,80	2,15	-	0,29	2,32	0,90	27,25	25,05	-
RA-15	0,19	0,72	42,66	-	-	0,11	2,56	1,10	22,15	29,73	0,76
RA-20	0,19	0,74	38,65	2,43	-	0,50	2,08	1,44	27,50	26,32	-
RA-25	0,08	0,26	34,60	1,65	0,23	0,60	2,12	1,59	35,15	24,75	-
PG-3	0,24	1,00	44,40	2,53	-	0,70	1,92	0,64	14,60	33,90	-
PS-70-16	0,40	0,70	40,75	6,38	-	1,31	3,12	1,13	14,10	32,07	-
JP-4-6	0,13	0,52	29,75	4,83	-	2,52	2,32	1,30	34,05	21,63	-
JP164142	0,08	0,48	34,70	4,95	0,70	0,20	-	1,65	25,40	31,80	-

TABELA 8 : Norma molecular das rochas alcalinas do sul da Bahia.

CONCLUSÕES

Na área de Potiraguá ocorrem rochas metamórficas relacionadas a três diferentes episódios, não só quanto a idades mas também às condições nas quais se processaram.

A faixa orogênica mais antiga corresponde aos granulitos, representados na área por associações ácidas (granulitos-quartz-feldspáttico) ou intermédia-rios (enderbitos), estando orientada persistentemente segundo a direção N-NE. Esta orogenia pertence ao Ciclo Transamazônico, com idades superiores a 2,5 bilhões de anos.

Os dados petrográficos obtidos nessa área e em áreas vizinhas tornam bastante difícil situá-la em uma das sub-facies da facies granulito propostas por diversos autores. Na verdade, associações consideradas típicas de sub-facies diferentes coexistem, sendo pouco provável se atribuir esses fatos apenas a fenômenos retro-metamórficos. Levando-se em conta informações obtidas em áreas vizinhas já estudadas, não existem razões de ordem petrográfica que indiquem um gradiente metamórfico nítido.

O mapeamento determinou a oeste de Potiraguá uma outra faixa tectônica com direções NW-SE, caracterizadas pela presença frequente de quartzitos, para-gnaisses, quartz-muscovita xistos e gnaisses cataclásticos. Esta faixa foi correlacionada com as rochas do embasamento sul do Grupo Rio Pardo e deve se estender para noroeste em direção a Vitoria da Conquista. As rochas dessa unidade que ocorrem em Potiraguá não são diagnósticas quanto ao grau de metamorfismo, entretanto, em áreas vizinhas, as sequências mostram minerais típicos de facies anfíbolito, com faixas de migmatização.

As idades destas rochas, ao sul do rio Jequitinhonha, indicaram valores variáveis entre 420 e 840 milhões de anos. Como estão cortadas por rochas alcalinas na área de Itarantim, a sua idade deverá ser realmente superior a 765 milhões de anos.

Relacionado ao evento final do Ciclo Brasiliense é o metamorfismo do Grupo Rio Pardo, ao qual foram associadas rochas carbonáticas fracamente metamórficas

que ocorrem ao sul da área.

Dentro deste quadro regional foram registradas rochas plutônicas de diferentes famílias e com idades também diferentes.

O maciço anortositico mapeado na área de Potiraguá, apresenta aspectos interessantes e que serão aqui discutidos como um passo inicial para sua interpretação genética. Trata-se efetivamente do primeiro corpo destas rochas assinalado no Pré-Cambriano do sul da Bahia encaixado em granulitos. O seu eixo maior é concordante com a orientação estrutural das rochas encaixantes, tendo sido apenas aproximadamente determinados os seus fechamentos ao norte e ao sul.

A frequência com que ocorre na área os enderbitos, isto é rochas da série / charnoquíticas em que os plagioclásios são os principais minerais entre os feldspatos, nos levou a admitir inicialmente a possibilidade dos anortositos terem sido formados a partir de processos metamórficos identicos aos que originaram os enderbitos.

Shighinolfi (1972) investigando quimicamente os granulitos em torno de Itabuna, encontrou rochas com composição muito semelhantes a anortositos gabroícos, lembrando os trabalhos experimentais de Green (1966), segundo o qual anortositos podem ser formados pelos resíduos de fusões parciais de rochas intermediárias nas partes mais profundas da crosta. Não parece contudo haver relação entre os anortositos gabroícos da área de Itabuna e aqueles agora determinados em Potiraguá. Uma comparação petrográfica não é possível de vez que faltam estes dados para as rochas da área de Itabuna. De qualquer sorte a sua forma de ocorrência parece bem diferente, pois está inter-estratificada com os granulitos, enquanto em Potiraguá existem relações de campo mostrando os anortositos injetados nas rochas granulíticas.

Os anortositos de Potiraguá têm, por sua vez, praticamente todas as características apontadas por Turner & Verhoogen (1960) para os anortositos que ocorrem como intrusões independentes em terrenos Pré-Cambrianos:

- Estão realmente confinados a rochas pré-cambrianas, no caso, os granulitos já referidos;
- Na sua composição modal o plagioclásio varia entre 70 e 80% estando na fai-

- xa de andesina a labradorita;
- Hiperstênio, augita e olivina são os ferro-magnesianos que no conjunto representam 10 a 15% da rocha;
- Existem fortes evidências de cataclase e milonitização.

O exemplo típico de anortositos deste grupo é o de Adirondacks, intrusivo na Série Greenville. Esse magmatismo tem sido muito estudado, destacando-se os trabalhos de Buddington (1939) sobre a sua petrologia.

Um dos principais problemas relativos a gênese dessas rochas é a sua associação com piroxênio-sienitos, quartzo-sienitos e gabros olivínicos, como acontece em Adirondacks, ou com rochas charnoquíticas, que é o caso dos anortositos da Noruega (Kolderup (1936) e Barth (1936)).

Em Potiraguá, coincidentemente, os anortositos estão encaixados em rochas de composição mineralógica semelhantes aos charnoquitos, ocorrendo nas proximidades de quartzo-sienito e rochas alcalinas. O problema de se estabelecer ou não uma ligação genética entre os anortositos e as rochas que estão espacialmente associadas, é que têm gerado uma série de conceitos diferentes sobre a sua gênese. Assim, no caso da Noruega, os charnoquitos e os anortositos têm sido considerados provenientes de um mesmo magma. Buddington, para o caso de Adirondacks admite uma origem independente para os anortositos e para sienitos e granitos. Ele estabelece a possibilidade da existência de um magma anortositico que poderia existir em estado fundido a 1.350°C , desde que se tem em conta a presença de um pequeno conteúdo de água.

Em Potiraguá as observações até aqui se referem apenas a dados de campo e a petrografia. Em relação às rochas de composição charnoquítica, elas não podem ser admitidas como geneticamente associadas aos anortositos, do ponto de vista magmático. Os charnoquitos fazem parte de uma grande província petrográfica de granulitos, de ocorrência regional em toda a costa sul baiana. As rochas charnoquíticas do sul da Bahia estão intercaladas com rochas das mais diversas composições sugerindo fortemente, como já foi dito, uma origem sedimentar-metamórfica. A se considerar anortositos e rochas charnoquíticas como geneticamente relacionados, para o caso do sul da Bahia seria muito mais lógica a admissão de uma origem metamórfica para os anortositos do que de uma origem magmática para charnoquitos.

Preferimos contudo com os dados disponíveis, admitir para estas rochas uma origem independente. Do ponto de vista petrográfico existem algumas diferenças, de certo modo significativas, que entretanto não podem ser consideradas definitivas, entre os anortositos de Potiraguá e as rochas enderbiticas adjacentes. Não foram encontradas rochas que pudessem representar um tipo de transição entre os enderbitos e os anortositos. Uma diferença notável é a percentagem extremamente alta de quartzo nos enderbitos mais próximos (amostra 174-153) e a ausência deste mineral nas rochas da faixa anortositica. Os plagioclásios, embora possam ter uma composição próxima, apresentam também diferenças sensíveis. A geminação complexa, albita e periclinina, é universal para os anortositos da área não sendo encontrada nas rochas enderbiticas. O caráter anti-pertítico, muito frequente para os enderbitos, não foi encontrado nos anortositos. A presença de olivina, muitas vezes circundada por um anel de clino-piroxênio é particular aos anortositos.

A título comparativo a tabela 9 mostra os resultados de análises químicas de uma amostra representativa do anortosito de Potiraguá e dessas rochas em outras regiões do mundo.

Por seu turno as rochas alcalinas da área de Potiraguá constituem três maciços, dos quais os dois melhores (Fazenda Alvorada e Fazenda Dois Irmãos) tem formas aproximadamente elípticas, enquanto o maciço do Rio Pardo é alongado na direção N-NW. Granulitos, migmatitos e anortositos são as rochas encaixantes. Logo a oeste dos corpos alcalinos foi determinado um grande maciço de quartzo-sienitos ricos em anfibólios ferro-sódicos, pelo menos em sua parte sul.

De uma forma generalizada as rochas alcalinas da área pertencem a família dos nefelina-sienitos, com tipos de transição para litchfielditos. Foram determinados nefelina-sienitos, anfibólio-nefelina-sienitos, sodalita-sienitos e rochas hipo-abissais, do tipo de tinguaitos.

Do ponto de vista químico são rochas miasquíticas, com índice agpaitico máximo igual a 1. O cálculo dos índices de Ritmann mostrou que se tratam de rochas de forte caráter atlântico.

Os diagramas de variação utilizando-se percentagens de óxidos, coeficiente

	1	2	3	4
SiO ₂	54,540	54,800	50,860	56,900
TiO ₂	0,670	1,300	0,100	0,250
Al ₂ O ₃	25,610	25,200	26,250	19,000
Fe ₂ O ₃	1,000	1,100	0,620	0,400
FeO	1,260	2,100	1,640	4,300
MnO	-	-	0,039	0,100
MgO	0,030	1,000	1,630	3,420
CaO	9,920	8,700	10,860	8,400
Na ₂ O	4,580	5,400	3,590	5,150
K ₂ O	1,010	0,700	0,340	0,560
H ₂ O +		-	14,200	-
H ₂ O -	0,550	-	-	-
P ₂ O ₅	-	0,100	-	-
CO ₂	-	-	-	-

1 - Média de 4 análises de anortositos de Adirondacks (Buddington, 1939).

2 - Média de 2 análises de anortositos da Noruega (Barth, 1933).

3 - Rocha anortositica intercalada em granulitos na área de Itabuna (Shighinolfi, 1970).

4 - Anortosito de Potiraguá

TABELA 9 : Comparação das análises químicas do anortosito de Potiraguá com de outras regiões do mundo.

de Larsen e números de Niggli, mostraram resultados compatíveis com o processo de diferenciação magmática a partir de um magma basáltico, não tendo sido observadas as variações anômalas registradas para as rochas da Fazenda Hias-su. Não se pode contudo invocar qualquer outro argumento a favor da hipótese de que estas rochas tenham sido derivadas pela diferenciação de um magma basáltico. Não foram encontradas na área rochas alcalinas básicas semelhantes as que ocorrem no sul do Brasil. Os dados de campo mostram que os anortosítos são rochas de idades diferentes, bem mais antigas que as rochas alcalinas.

Quanto rochas carbonáticas aflorem relativamente próximas ao corpo alcalino, elas foram interpretadas como testemunhos do Grupo Rio Pardo, sendo nitidamente mais novas. Isto não exclui contudo a possibilidade da existência de rochas carbonáticas no pacote granulítico antigo, como se constatou em outras áreas.

A engenhosa ideia de Fujimori (1972) de uma origem a partir da fusão de antigas camadas de evaporitos e folhelhos pertencentes ao pacote de sedimento submetidos a metamorfismo de facies granulítica, encontra sério obstáculo nas datações absolutas, que indicam 765 milhões de anos como a idade das rochas alcalinas de Potiraguá (Cordani 1969). Ademais, a descoberta do maciço de Itarantim, colocado em rochas que julgamos correlacionáveis as da unidade A, do Pré-Cambriano Superior, dificulta a hipótese de uma familiaridade das rochas alcalinas com a série granulítica.

O autor considera de grande importância o estudo de uma possível filiação genética das rochas alcalinas com os quartzo-sienitos da Serra das Araras, onde, pela extensão do maciço, deverão existir outros tipos petrográficos. São rochas de clara tendência alcalina, onde não faltam siquer os anfibólios ferro-sódicos encontrados nos nefelina-sienitos próximos. Essas rochas estão difundidas no sul da Bahia ocorrendo, também, nas proximidades de outros corpos alcalinos.

Deve-se contudo salientar que não foram encontradas rochas sieníticas — não fóldais no interior dos maciços alcalinos, a exemplo do que acontece no Itatiaia (Ribeiro Filho, 1967).

A ideia de que sienitos ou granitos alcalinos e rochas fóidais possam ter filiação genética encontra obstáculos teóricos advindos de experiências sobre o sistema $\text{NaAlSiO}_4\text{-KAlSiO}_4\text{-SiO}_2$, no qual uma barreira térmica separa os líquidos feldspáticos não saturados dos saturados.

A insistência com que tem sido observada a associação de granitos alcalinos e sienitos com rochas fóidais e a falta de probabilidade de que para grandes magmas alcalinos se pretenda uma derivação básica onde definitivamente não existem estas rochas, têm feito muitos autores supor a existência de um magma sienítico monzonítico.

BIBLIOGRAFIA

ALMEIDA, F. F. M. de. - 1961 - Geologia e Petrologia da Ilha de Trindade. Divisão de Geologia e Mineralogia, D.N.P.M.; Monografia XVIII; Rio da Janeiro.

- 1971 - Geocronological division of the pre-Cambrian of South America. Revista Brasileira de Geociências, 1 (1): 2-21; São Paulo.

AZEVEDO, H. C. A. - 1969 - Rochas carbonatadas do sul da Bahia. CEPLAC, Centro de Pesquisas do Cacau; Boletim Técnico 28, 16 pp.; Itabuna,

& P. G. SOUTO - 1970 - Recursos Minerais do Sul da Bahia - Primeiros resultados. CEPLAC, Centro de Pesquisas do Cacau, Boletim Técnico 10, 31 pp.

BARBOSA, P., P. G. SOUTO & H. C. A. AZEVEDO - 1972 - Geologia das Folhas de Ilhéus e Potiraguá. XXVII Congr. Bras. Geol., Res. Comunicações, 90-91; Belém.

BARBOSA, P. - 1972 - Geologia da Folha de Camacã NW; CEPLAC, Centro de Pesquisas do Cacau, Boletim Técnico 16; Itabuna.

BARTH, T. F. W. - 1936 - The large pre-Cambrian intrusive bodies in the southern part of the Norway. 16 th. Internat. Geol. Cong. Rebt. (1933), 297-309.

- 1962 - Theoretical Petrology. John Wiley and Sons, Inc. 416 pp. New York.

BAYLEY, W. S. - 1892 - Eleolyte syenite of Litchfield, Maine. Geol. Soc. Am. Bull., 3, 232-243.

BUDDINGTON, A. F. - 1963 - Adirondacks igneous rocks and their metamorphism. Geol. Soc. Am. Memoir, 7, 208-209.

- 1963 - Isograds and the role of H_2O in metamorphic facies of orthogneisses of the northwest Adirondack area. Geol. Soc. Am. Bull., 74, 1155-1182.

CARVALHO FILHO, R., A. C. P. DIAS & A. O. MELLO - 1969 - Solos da bacia metassedimentar e região pastoril do sul da Bahia. CEPLAC, Centro de Pesquisas do Cacau, Comunicação Técnica 34, 28 pp.; Itabuna.

CORDANI, U. G., C. A. ISOTTA & A.C.S. ABREU - 1969 - Reconhecimento geocronológico do embasamento na região oriental do estado da Bahia. XXIII Congresso Brasileiros de Geologia, Res. Comunic.; Salvador.

_____, A. F. SOBREIRO NETO, P. M. M. MENDONÇA & M. A. S. BASEI - 1972 Idades potassio-argonio da região leste brasileira. XXVI Congr. Bras. Geol., Res. Com, pp 21; Belém.

_____, U. G. & C. A. CINGOLANI - 1972 - Dados radiométricos relativos aos metassedimentos do grupo Rio Pardo. XXVI Congr. Bras. Geol., Res. Com., pp. 19; Belém.

DEER, W. A., R. A. HOWIE & J. ZUGSMANN - 1963 - Rock forming minerals. John Wiley and Sons, Inc.

ELLERT, R. - 1959 - Contribuição a geologia do maciço alcalino de Poços de Caldas. Fac. Fil. Cien. Univ. S. Paulo, Bol. 237, Geol. nº 18; S. Paulo.

FERREIRA, R. O. - 1972 - Carta tectonica do Brasil, Noticia Explicativa. Dep. Nac. Prod. Min., Boletim 1; Rio de Janeiro.

FUJIMORI, S. - 1967 - Rochas alcalinas do sul do estado da Bahia. Dep. Nac. Prod. Min.; Notas Preliminares nº 146; Rio de Janeiro.

_____- 1968 - Granulitos e charnoquitos de Salvador, Bahia. An. Acad. Bras. Cienc., 40 (2), 182-202; Rio de Janeiro.

_____- 1972 - Rochas alcalinas da Fazenda Hiassu, Itaju do Colonia, Bahia. Inst. Geocienc. da U. F. da Bahia, Tese, 123 pp; Salvador.

GREEN, T. H. - 1966 - Higle pressure experiments on the genesis of anorthosites. Dep. Geophysics and Geochemistry, Aus Nat. Univ., Publication 444, 206-233.

HEINRICH, E. W. - 1965 - Macroscopic identification of minerals. McGraw Hill Book Co. Inc., 396 pp.; New York.

JOHANSEN, A. 1939 - A descriptive petrography of the igneous rocks, vol I-IV. The University of Chicago Press. :Chicago.

KETTH, M. L. - 1939 - Petrology of the alkaline intrusive at Blue Mountain, Ontario. Geol. Soc. Am. Bull., 50, 1793-1826.

MELCHER, G. C. - 1954 - Nota sobre o distrito alcalino de Jacupiranga, estado de S. Paulo. Div. Geol. Min., Dep. Nac. Prod. Min., Notes Preliminares nº 84; Rio de Janeiro.

MEHNERT, K. R. - 1968 - Migmatites and the origin of granitic rocks. Elsevier Publishing Company. 393 pp.; Amsterdam.

PEACOCK, M. A. - 1931 - Classification of the igneous rock series. J. Geology, 39, 54-68.

PEDREIRA, A. G., P. G. SOUTO & H. C. A. AZEVEDO - 1969 - Metassedimentos do Grupo Rio Pardo, Bahia, Brasil. XXIII Cong. Bras. Geol., 87-99; Salvador.

- 1971 - Geologia da Folha de Mascote Sudeste. CEPLAC, Centro de Pesquisa do Cacau, Boletim Técnico 11; Itabuna.

- 1971 - Geologia da faixa costeira de Canavieiras e Belmonte. CEPLAC, Centro de Pesquisas do Cacau. Boletim Técnico 13, 19 pp.; Itabuna.

RIBEIRO FILHO, E. - 1967 - Geologia e Petrologia dos maciços alcalinos de Itatiaia e Passa Quatro. Fac. Fil. Cienc. Letras Universidade de S. Paulo.

RITMANN, A. - 1960 - Vulkane und ihre Tätigkeit, 2 end. ed. Stuttgart.

SHAND, S. J. - 1945 - The present status of daly's hypothesis of the alkaline rocks. Amer. J. Sci., 243-A

SIGHINOLFI, G. P. - 1970 - Investigations on the deep levels of the continental crust: petrology and chemistry of the granulite facies terrain of Bahia (Brasil). Atti Della Società Toscana di Scienze Naturali, Série A (77), pp. 327-341 - Pisa.

SORENSEN, H. - 1960 - On the agpaitic rocks. XXI Int. Geol. Cong., part XIII, 319-327 - Copenhague.

SOUTO, P. G., J. C. L. BEZERRA, G. S. VILAS BOAS & E. E. S. SAMPAIO - 1971 - Geologia da Folha de Mascote Noroeste. CEPLAC, Centro de Pesquisas do Cacau, Boletim Técnico 12. Itabuna.

SOUTO, P. G., H. C. A. AZEVEDO & J. C. L. BEZERRA - 1972 - Geologia da Folha de Potiraguá Nordeste. CEPLAC, Centro de Pesquisas do Cacau, Boletim Técnico 15, 35 pp. Itabuna.

____ & A. J. PEDREIRA - 1972 - Geologia da Folha de Camacá Sudeste. CEPLAC, Centro de Pesquisas do Cacau, Boletim Técnico no prelo. Itabuna.

TILLEY, E. E. - 1936 - Enderbite, a new member of the charnoquitic series. Geologic Magazine, 73, 312-316.

TURNER, F. J. & J. VERHOOGEN - 1960 - Igneous and metamorphic petrology. McGraw Hill Book Company, Inc. New York.

____ - 1968 - Metamorphic Petrology - Mac Graw Hill Book Company - New York.

WILLIAMS, H., F. J. TURNER & C. M. GILBERT - 1954 - An introduction of the study of rocks in thin section. W. H. Freeman and Co., San Francisco.

WINKLER, H. G. F. - 1967 - Petrogenesis of the metamorphic rocks, 2^a ed, - translated by N. D. chatterjee and E. Froese. New York

