

MINISTÉRIO DAS MINAS E ENERGIA  
DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL  
CONVÊNIO DNPM - CPRM

# PROJETO TROMBETAS - MAPUERA

RELATÓRIO FINAL

VOLUME I

TEXTO

*Autores: Xafi da S.J. João*

*Carlos A. dos Santos*

*Maria T. L. Faraco*

*I-96*

CPRM - DNPM	
ARQUIVO TÉCNICO	
Relatório nº	1670
Nº de Volume	2 V. 1-5



COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS  
SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE BELÉM

1984



## PROJETO TROMBETAS-MAPUEIRA

Chefe do Projeto

Carlos A. dos Santos ✓

AS

Equipe Executora

Abraão F. F. de Melo ✓

Agildo (Pina) Neves ✓

Alfreu dos Santos ✓

AS

Xafi da S. J. João ✓

Colaboração

Luiz Peixoto de Siqueira ✓

Supervisão

Emiliano Cornélio de Souza ✓

José de M. Carreira ✓

# PROJETO TROMBETAS - MAPUERA

## RELATÓRIO FINAL

### ÍNDICE DOS VOLUMES

<b>Volume I</b>	- TEXTO
<b>Volume II</b>	- ANEXO I - Mapa Geológico
	ANEXO II - Mapa de Estações
	ANEXO III - Mapa de Amostragem Geoquímica
	ANEXO IV - Carta Metalogenética
	ANEXO V - Carta de Previsão de Recursos Minerais
	ANEXO VI - Carta de Previsão para Planejamento de Ações Governamentais
	ANEXO VII - Fichas Petrográficas
	ANEXO VIII - Resultados Analíticos

## APRESENTAÇÃO

Este documento diz respeito ao Relatório Final do Projeto Trombetas - Mapuera, sendo o seu conteúdo, reflexo de informações coligidas no curso de sua execução, envolvendo as fases de compilação bibliográfica, fotointerpretação, trabalhos de campo e análise e interpretação dos dados, apoiadas em intensivos estudos laboratoriais. Procura transmitir de forma sintética e concisa os resultados do levantamento geológico-metalogenético, concernentes aos aspectos estratigráficos geocronológicos, petrográficos, estruturais, tectônicos e aqueles relativos às mineralizações, como visualizados e interpretados pelos autores, apoiados em estreita e significativa colaboração e supervisão do Departamento de Geologia (DEGEO) e em grande parte pela eficiência dos trabalhos químico-analíticos executados pelo Laboratório Central de Análises Mineraias (LAMIN) da Companhia de Pesquisa de Recursos Mineraias, ao que se soma a absorção da experiência recém-desenvolvida pela CPRM na análise e integração de dados para elaboração de Cartas Metalogenéticas e de Previsão de Recursos Mineraias.

O planejamento e decisão de execução do presente trabalho de mapeamento geológico é função da correta visão presente do Departamento Nacional da Produção Mineral e traduz a necessidade básica, do acréscimo no conhecimento geológico, de uma significativa parte da região amazônica oriental. A partir e a julgar dos tópicos conclusivos, contidos no presente documento, a região assoma com um potencial mineral de afinidade granítica, como se depreende das áreas delineadas, em função de uma prognose mineral, elaborada e arquitetada, em base geológica e metalogenética.

Contém, este Volume I, o texto completo com suas ilustrações gráficas (tabelas, figuras e quadros) e fotografias intercaladas e cuja estruturação está sumariada nas páginas seguintes.



## SUMÁRIO

	Pag.
APRESENTAÇÃO .....	i
RESUMO .....	xviii
ABSTRACT .....	xx
1. INTRODUÇÃO .....	01
1.1 - Histórico .....	01
1.2 - Objetivos .....	02
1.3 - Localização e Acesso .....	02
1.4 - Aspectos Sócio-Econômicos .....	04
1.5 - Metodologia .....	06
1.5.1 - Fotointerpretação .....	06
1.5.2 - Etapas de Campo .....	07
1.5.2.1 - Mapeamento Geológico .....	07
1.5.2.2 - Prospecção Geoquímica .....	08
1.5.3 - Integração dos Dados .....	08
1.5.4 - Elaboração das Cartas Metalogenéticas e Previsionais .....	08
1.5.5 - Relatório Final .....	09
1.6 - Dados de Produção .....	09
1.7 - Agradecimentos .....	11
2. GEOMORFOLOGIA .....	12
2.1 - Generalidades .....	12
2.2 - Planalto Dissecado Norte da Amazônia .....	12
2.2.1 - Maciços Graníticos .....	12
2.2.2 - Testemunhos Sedimentares .....	13
2.3 - Depressão Periférica Norte do Pará .....	13
2.3.1 - Peneplano Dissecado .....	13
2.3.2 - Planícies Aluviais .....	14

3. ESTRATIGRAFIA .....	15
3.1 - Comentários Gerais .....	15
3.2 - Suíte Metamórfica Guianense .....	18
3.2.1 - Generalidades .....	18
3.2.2 - Distribuição geográfica e relações de contato .....	19
3.2.3 - Petrografia sumariada .....	19
3.2.4 - Idade, origem e correlação .....	21
3.3 - Adamelito Água Branca .....	24
3.3.1 - Generalidades .....	24
3.3.2 - Distribuição geográfica e relações de contato .....	26
3.3.3 - Petrografia sumariada .....	26
3.3.4 - Petroquímica .....	34
3.3.5 - Idade, origem e correlação .....	52
3.4 - Supergrupo Uatumã .....	60
3.4.1 - Generalidades .....	60
3.4.2 - Grupo Iricoumé .....	61
3.4.2.1 - Generalidades .....	61
3.4.2.2 - Riolito Lagoa .....	62
3.4.2.2.1 - Generalidades .....	62
3.4.2.2.2 - Distribuição geográfica e re lações de contato .....	63
3.4.2.2.3 - Petrografia sumariada .....	63
3.4.2.2.4 - Idade, origem e correlação ..	66
3.4.2.3 - Andesito Morro da Trava .....	68
3.4.2.3.1 - Generalidades .....	68
3.4.2.3.2 - Distribuição geográfica e re lações de contato .....	68
3.4.2.3.3 - Petrografia sumariada .....	69
3.4.2.3.4 - Petroquímica .....	71
3.4.2.3.5 - Idade, origem e correlação ..	90

3.4.3 - Suíte Intrusiva Mapuera .....	92
3.4.3.1 - Generalidades .....	92
3.4.3.2 - Granófiro Santidade .....	92
3.4.3.2.1 - Generalidades .....	92
3.4.3.2.2 - Distribuição geográfica e re lações de contato .....	92
3.4.3.2.3 - Petrografia sumariada .....	94
3.4.3.2.3 - Idade, origem e correlação .	96
3.4.3.3 - Granito Serra do Acari .....	98
3.4.3.3.1 - Generalidades .....	98
3.4.3.3.2 - Distribuição geográfica e re lações de contato .....	98
3.4.3.3.3 - Petrografia sumariada .....	99
3.4.3.3.4 - Petroquímica .....	107
3.4.3.3.5 - Idade, origem e correlação .	130
3.5 - Formação Urupi .....	140
3.5.1 - Generalidades .....	140
3.5.2 - Distribuição geográfica e relações de contato .....	140
3.5.3 - Petrografia sumariada .....	141
3.5.4 - Idade, origem e correlação .....	142
3.6 - Diabásio Suretama .....	143
3.6.1 - Generalidades .....	143
3.6.2 - Distribuição geográfica e relações de contato .....	144
3.6.3 - Petrografia sumariada .....	144
3.6.4 - Petroquímica .....	147
3.6.5 - Idade, origem e correlação .....	163
3.7 - Formação Trombetas .....	164
3.7.1 - Generalidades .....	164
3.7.2 - Distribuição geográfica e relações de contato .....	165
3.7.3 - Litologia .....	165

	Pag.
3.8 - Coberturas Lateríticas .....	165
3.8.1 - Generalidades .....	165
3.9 - Aluviões .....	167
3.9.1 - Generalidades .....	167
3.10 - Diques Básicos .....	168
3.10.1 - Generalidades .....	168
3.10.2 - Petrografia sumariada .....	168
4. GEOLOGIA ESTRUTURAL .....	170
5. EVOLUÇÃO GEOLÓGICA .....	174
6. METALOGENIA E PROGNOSE MINERAL .....	178
6.1 - Considerações Gerais .....	178
6.2 - Carta Metalogenética .....	209
6.2.1 - Divisões estratigráfica e tectono- geológica .....	211
6.2.2 - Dados de metalogenia .....	211
6.3 - Previsão de Áreas para Prospecção Mineral .	212
6.4 - Previsão de Áreas para Pesquisas Complemen tares .....	216
7. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES .....	220
8. BIBLIOGRAFIA .....	226

RELAÇÃO DAS FIGURAS INTERCALADAS NO TEXTO

	Pag.
FIGURA 01 - Projeto Trombetas-Mapuera - Mapa de Localização .....	03
FIGURA 02 - Projeto Trombetas-Mapuera - Mapa de Articulação das Folhas .....	05
FIGURA 03 - Classificação das rochas da unidade Água Branca em diagrama Q - A - P (STRECKEISEN, 1976) .....	27
FIGURA 04 - Comportamento dos granitóides Água Branca em diagrama Álcalis versus Sílica (MACDONALD & KATSURA) .....	37
FIGURA 05 - Comportamento dos granitóides Água Branca em diagrama AFM (IRVINE & BARAGAR, 1971) .....	39
FIGURA 06 - Comportamento dos granitóides Água Branca no diagrama $Al_2O_3$ versus CNP (IRVINE & BARAGAR, 1971) .....	40
FIGURA 07 - Comportamento dos granitóides Água Branca no diagrama de WRIGHT (1969) .....	41
FIGURA 08 - Diagrama triangular Na + K - $Fe_t$ - Al, com os campos dos fácies normativos delimitados, onde é mostrada a distribuição dos pontos representativos das composições químicas das rochas pertencentes a unidade Água Branca .....	42
FIGURA 09 - Diagrama triangular Na - K - Al, mostrando a separação pela linha $Al_{50}$ em dois	

	campos, em função das proporções relativas entre os feldspatos sódicos e potássicos, bem como, os campos dos fácies normativos, no qual são plotados os pontos representativos do Adamelito Água Branca .....	44
FIGURA 10 -	Diagrama de variação dos óxidos maiores (%) versus sílica (%) em amostras do Adamelito Água Branca .....	45
FIGURA 11 -	Diagrama triangular mostrando as proporções de quartzo, albita e ortoclásio normativo, representando a composição de 15 amostras do Adamelito Água Branca ...	46
FIGURA 12 -	Diagrama de variação de alguns selecionados elementos-traço (em ppm) versus sílica (%) para o Adamelito Água Branca .	48
FIGURA 13 -	Diagrama de variação Ba versus Rb, mostrando a distribuição dos pontos representativos dos litotipos pertencentes ao Adamelito Água Branca .....	50
FIGURA 14 -	Diagrama de variação Rb versus Sr, mostrando a distribuição dos pontos representativos da unidade Água Branca .....	51
FIGURA 15 -	Diagrama de variação mostrando a relação ternária, entre os componentes Rb - Ba - Sr (em ppm) nos granitóides da unidade Água Branca, bem como, a delimitação dos diferentes campos composicionais em função do trend de diferenciação .....	53



FIGURA 16 - Teores de Rb e Sr e seleção das amostras do Adamelito Água Branca .....	55
FIGURA 17 - Diagrama isocrônico das rochas graníticas do Adamelito Água Branca .....	57
FIGURA 18 - Interpretação da Razão Inicial .....	59
FIGURA 19 - Diagrama índice normativo de coloração versus composição normativa do plagioclásio de IRVINE & BARAGAR para rochas da unidade Andesito Morro da Trava .....	74
FIGURA 20 - Diagrama $CaO/K_2O$ versus $K_2O$ , mostrando os limites empíricos entre diversos campos composicionais e a distribuição dos pontos representativos do Andesito Morro da Trava .....	76
FIGURA 21 - Diagrama triangular $Ol' - Na' - Q'$ , mostrando a distribuição dos pontos representativos do Andesito Morro da Trava ..	78
FIGURA 22a - Diagrama álcalis versus sílica, mostrando a distribuição dos pontos representativos do Andesito Morro da Trava .....	79
FIGURA 22b - Índice serial de RITTMANN (1957, mostrando os pontos representativos do Andesito Morro da Trava .....	79
FIGURA 23 - Comportamento do Andesito Morro da Trava em diagrama AFM .....	81
FIGURA 24 - Representação diagramática $K_2O$ versus $SiO_2$ mostrando o comportamento do Andesito Morro da Trava. Os limites dos campos, bem como, a nomenclatura são levemente modificados de PECCERILLO & TAYLOR	



	(1976) .....	83
FIGURA 25 -	Diagrama k/Rb <i>versus</i> $K_2O$ , mostrando a <u>a</u> finidade composicional shoshonítica do Andesito Morro da Trava, quando compara <u>a</u> do com outras províncias ou séries mag máticas .....	85
FIGURA 26 -	Diagrama k/Rb <i>versus</i> $K_2O$ em que estão representados alguns andesitos, bem co mo, os litotipos da unidade Andesito Mor ro da Trava .....	88
FIGURA 27 -	Classificação das rochas da Unidade Ser ra do Acari em diagrama triangular Q - A - P (STRECKEISEN, 1976) .....	102
FIGURA 28 -	Diagrama ternário Or - Ab - An normati vo para o Granito Serra do Acari, com os limites dos campos propostos por O'Connon (1965) .....	109
FIGURA 29 -	Índice petrogenético dos granitóides da unidade Serra do Acari .....	111
FIGURA 30 -	Diagrama álcalis <i>versus</i> sílica modifica do de MIYASHIRO (1978) .....	112
FIGURA 31 -	Comportamento dos granitóides Serra do Acari em diagrama A - F - M .....	113
FIGURA 32 -	Comportamento dos granitóides Serra do Acari no diagrama de WRIGHT (1969) .....	115
FIGURA 33 -	Diagrama triangular $Na_2O + K_2O - Al_2O_3 -$ $CaO$ , mostrando o posicionamento dos pon tos figurativos dos granitóides. Serra do Acari, onde estão delimitados os cam pos dos fácies normativos .....	116

- FIGURA 34 - Diagrama triangular Na - K - Al, mostrando a separação pela linha  $Al_{50}$  em dois campos, em função das proporções relativas entre os feldspatos sódicos e potássicos, bem como, os campos dos fácies normativos, no qual estão plotados os pontos representativos do Granito Serra do Acari ..... 117
- FIGURA 35 - Diagrama de variação de alguns óxidos maiores (%) *versus* sílica (%) para o Granito Serra do Acari ..... 119
- FIGURA 36 - Diagrama de variação de alguns elementos-traço (em ppm) *versus*  $SiO_2$  (%) para o granito Serra do Acari ..... 120
- FIGURA 37 - Diagrama triangular mostrando as proporções de quartzo, albita e ortoclásio normativos para o Granito Serra do Acari .. 121
- FIGURA 38 - Composição normativa do Granito Serra do Acari em relação a projeção ternária Or - Ab - An. As linhas sólidas são os limites da região de baixa temperatura a 1 kb e  $PH_2O$  ..... 123
- FIGURA 39 - Diagrama binário Rb *versus*  $K_2O$ , mostrando o comportamento do Granito Serra do Acari ..... 126
- FIGURA 40 - Diagrama de variação Ba *versus* Rb, mostrando a distribuição dos pontos representativos da unidade Serra do Acari ... 127
- FIGURA 41 - Diagrama de variação Rb *versus* Sr, mostrando a distribuição dos pontos repre

	representativos da unidade Serra do Acari ...	128
FIGURA 42	- Diagrama de variação mostrando a relação ternária entre Rb - Ba - Sr (em ppm) para os Granitóides Serra do Acari, bem como, a delimitação dos diferentes campos composicionais em função do <i>trend</i> de diferenciação .....	129
FIGURA 43	- Teores de Rb e Sr e seleção das amostras .	132
FIGURA 44	- Diagrama isocrônico das rochas graníticas da unidade Serra do Acari .....	136
FIGURA 45	- Interpretação da razão inicial .....	138
FIGURA 46	- Composição básica do magmatismo Suretama em diagrama INC <i>versus</i> CNP (IRVINE & BARAGAR, 1971) .....	149
FIGURA 47	- Comportamento dos pontos representativos da unidade diabásio Suretama em diagrama binário álcalis <i>versus</i> sílica. A linha contínua é a proposta por MACDONALD & KATSURA (1964) e a linha tracejada é a sugerida por IRVINE & BARAGAR (1971) .	150
FIGURA 48	- Relação binária álcalis <i>versus</i> sílica do Diabásio Suretama no diagrama de KUNO (1959) .....	152
FIGURA 49	- Relação $Al_2O_3$ - Álcalis - $SiO_2$ do Diabásio Suretama em diagrama elaborado por KUNO (1960) .....	154
FIGURA 50	- Diagrama de variação binária <i>versus</i> $SiO_2$ , mostrando o comportamento do Diabásio Suretama (PECCERILLO & TAYLOR, 1976) .....	155

FIGURA 51 - Mineralogia normativa do Diabásio Suretama, plotada em diagrama Di - Hy - Ol - Ne - Qz .....	156
FIGURA 52 - Diagrama de discriminação $K_2O - TiO_2 - P_2O_5$ (%) para os diabásicos da unidade Suretama .....	158
FIGURA 53 - Diabásio Suretama em diagrama índice félsico <i>versus</i> índice máfico .....	159
FIGURA 54 - Diagrama de variação dos óxidos maiores (%) <i>versus</i> índice máfico em amostras do Diabásio Suretama .....	161
FIGURA 55 - Diagrama de variação dos elementos-traço (ppm) <i>versus</i> índice máfico em amostras do Diabásio Suretama .....	162
FIGURA 56 - Diagrama triangular Q - Ab - Or (TUTTLE & BOWEN, 1958) onde são plotados os pontos figurativos do Granito Serra do Acari, considerados como especializados a estanho .....	182
FIGURA 57 - Comparação das concentrações dos óxidos maiores (em %) entre a média dos granitos (linha central vertical), a média dos granitos estaníferos (STEMPROK & SKUOR, 1974) e a média dos granitóides Serra do Acari .....	183
FIGURA 58 - Diagrama de diferenciação (KÖHLER & RAAZ, 1951), mostrando a posição das rochas graníticas da unidade Serra do Acari e Água Branca .....	185
FIGURA 59 - Razões $Fe_2O_3/FeO$ (%) <i>versus</i> índice de diferenciação para os granitóides Serra do Acari e Adamelito Água Branca, usados para a caracterização em termos de	

séries a ilmenita ou magnetita, onde a  
 linha tracejada separa as duas séries .. 189

FIGURA 60 - Diagrama triangular Q - Ab - Or normativo, mostrando os *trends* de variações com  
 posicionais em função das alterações tardi - pos - magmáticas dos granitóides  
 Serra do Acari ..... 202

RELAÇÃO DAS TABELAS INTERCALADAS NO TEXTO

	Pag.
TABELA 01 - Dados de produção relativos a trabalhos de campo .....	10
TABELA 02 - Dados de produção relativos às análises realizadas .....	11
TABELA 03 - Composição modal (% em volume) dos granitóides Água Branca .....	28
TABELA 04 - Composição (média) químicas e normativas dos elementos maiores (percentagem em peso), abundância (teores médios) de alguns elementos-traço (em ppm) e alguns parâmetros estatísticos correspondentes dos granitóides pertencentes a unidade Adamelito Água Branca .....	35
TABELA 05 - Teores de Rb e Sr medidos por fluorescência de Raios - X em granitóides da unidade Água Branca .....	55
TABELA 06 - Análise isotópica Rb - Sr dos granitóides Água Branca .....	56
TABELA 07 - Estimativa da composição média dos andesitos .....	74
TABELA 08 - Composições (média) químicas e normativas dos elementos maiores (percentagem em peso), abundância (teores médios) de alguns elementos-traço (em ppm) e alguns parâmetros estatísticos correspondentes aos andesitos pertinentes a unidade Morro da Trava .....	86



TABELA 09 - Composição modal (% em volume) dos granitóides Serra do Acari .....	101
TABELA 10 - Composições (média) químicas e normativas dos elementos maiores (percentagem em peso), abundância (teores médios) de alguns elementos-traço (em ppm) e alguns parâmetros estatísticos correspondentes ao Granito Serra do Acari .....	108
TABELA 11 - Teores de Rb e Sr medidos por fluorescência de Raios - X .....	131
TABELA 12 - Características do traçador misto "Rb - Sr - 1" .....	133
TABELA 13 - Análise isotópica Rb - Sr dos granitóides Serra do Acari .....	135
TABELA 14 - Composição modal (% em volume) do Diabásio Suretama .....	146
TABELA 15 - Composições (média) químicas e normativa dos elementos maiores (percentagem em peso), abundância (teores médios) de alguns elementos-traço (em ppm) e alguns parâmetros estatísticos correspondentes ao Diabásio Suretama .....	148
TABELA 16 - Resultados analíticos semi-quantitativos ( $g/m^3$ ) em concentrados de bateia coletados em leito ativo, proveniente de 10 litros de material em área de influência do Granito Serra do Acari .....	190
TABELA 17 - Propriedades dos granitos contrastantes (tipo I e S modificado de CHAPPEL & WHITE) comparadas com as do Granito Ser	



ra do Acari e Água Branca .....	191
TABELA 18 - Parâmetros estatísticos-geoquímicos calculados numericamente, para o Granito Serra do Acari, com teores dados em ppm .	194
TABELA 19 - Valores do coeficiente agpaítico (K) e teores de zircônio (ppm) do Granito Serra do Acari .....	198

: RELAÇÃO DAS FOTOS E FOTOMICROGRAFIAS INTERCALADAS NO TEXTO

	Pag.
FOTO Nº 01 .....	29
FOTOMICROGRAFIA Nº 01 .....	31
FOTOMICROGRAFIA Nº 02 .....	32
FOTOMICROGRAFIA Nº 03 .....	70
FOTOMICROGRAFIA Nº 04 .....	95
FOTO Nº 02 .....	103
FOTOMICROGRAFIA Nº 05 .....	105
FOTOMICROGRAFIA Nº 06 .....	145
FOTOMICROGRAFIA Nº 07 .....	200
FOTOMICROGRAFIA Nº 08 .....	201

RELAÇÃO DOS QUADROS INTERCALADOS NO TEXTO

QUADRO 01 - Coluna estratigráfica para a área do Projeto Trombetas-Mapuera (Folha SA.21-V-B) .	16
QUADRO 02 - Unidades litocorrelatas à Suíte Metamórfica Guianense no Craton Amazônico .....	23

## RESUMO

O Projeto Trombetas - Mapuera teve como objetivo, o mapeamento geológico na escala 1:250.000, de 18.000 km<sup>2</sup>, área correspondente à Folha SA.21-V-B, situada a noroeste do Estado do Pará. Executou-se também, embora de maneira não sistemática, uma prospecção geoquímica e aluvionar. No curso do mapeamento, várias unidades geológicas foram individualizadas e dispostas cronológica e estratigraficamente, com base em critérios estruturais, petrológicos, geocronológicos, petrográficos, mineralógicos e geoquímicos. As rochas arqueanas a proterozóicas inferiores são representadas pela Suíte Metamórfica Guianense, constituída de biotita-adamelitos equigranulares, de natureza sinorogênica. O Proterozóico Inferior é marcado por intrusões de corpos graníticos, representados pelo Adamelito Água Branca (adamelitos, granodioritos, quartzo-monzodioritos e quartzo-monzonitos, com idade isocrônica Rb - Sr, em rocha total, de  $1.910 \pm 47$  m.a. O Proterozóico Médio é representado pelo Supergrupo Uatumã, subdividido no Grupo Iricoumé e na Suíte Intrusiva Mapuera. O primeiro, engloba desde vulcânicas ácidas (Riolito Lagoa) a intermediárias (Andesito Morro da Trava). A segunda, por sua vez, abrange os granitóides anorogênicos, sendo representadas pelas unidades Granófiro Santidade e Granito Serra do Acari, este com idade isocrônica Rb - Sr, rocha total de  $1.750 \pm 16$  m.a. Repousando discordantemente sobre litotipos do Supergrupo Uatumã, ocorrem sedimentos micáceos e arenitos arcoseanos. Neste período ainda, ocorreu uma manifestação plutônica de natureza essencialmente básica, representada pelo Diabásio Suretama, cuja idade é de  $1.420 \pm 32$  m.a. Como representante do início da sedimentação paleozóica da Sinéclise Amazônica, tem-se a Formação Trombetas, admitida por diversos autores como de idade siluriana. Desenvolvendo-se principalmente sobre rochas básicas, representa-se as coberturas lateríticas provavelmente de idade terciária. Finalmente, durante o Quaternário, processou-



se a ~~seção~~ das aluviões, localizadas ao longo dos leitos planícies de ~~seção~~ dos rios. Dois sistemas de lineamentos e estruturais são observados na área, um de direção NE-SW, com inflexões NNE - SSW e outro, de direção NW - SE, com subordinadas inflexões para NNW - SSE e WNW - ESE. Os plutonitos graníticos anorogênicos parecem estar ligados às distensões cujas gênese e evolução ao estágio atual de conhecimento, encontram-se indefinidas. As perspectivas econômicas da região, são consideradas como altamente promissoras, principalmente para cassiterita, haja vista sempre a presença desse mineral. As investigações petrográficas e petroquímicas indicam ser o Granito Serra do Acari, um litotipo anorogênico especializado metalogeneticamente a estanho. O ouro apresenta condições de boa potencialidade, tendo sido revelada sua presença em ambiente aluvionar através de concentrado de bateia, nas proximidades de um contexto geológico onde relacionam-se mesometamorfitos graníticos sincinemáticos, tipo Guianense, com granitóides intrusivos pós-cinemáticos, tipo Água Branca. Em pequena escala, outros recursos minerais podem ser encontrados, tais como : cobre (associado às vulcânicas intermediárias propilitizadas da Unidade Morro da Trava) e diamantes (associados aos conglomerados basais da Formação Urupi). Como extensão do mapeamento geológico realizado e com base nos subsídios geológicos coletados no curso de sua execução, foram elaboradas as Cartas Metalogenética, de Previsão de Recursos Minerais e de Previsão para Planejamento de Ações Governamentais, visando fornecer uma prognose mineral como contribuição básica, incentivadora de novos investimentos na área.

### ABSTRACT

Geologic mapping and strategic geochemical, as well as alluvial surveying in an area of 18.000 km<sup>2</sup> northwestern of Pará State, was undertaken by Trombetas - Mapuera Project sponsored by CPRM/DNPM. Petrologic, petrographic, mineralogic and geochemical criteria, analysed all together, led to a satisfactory characterization of the geologic units. The Guianense Metamorphic Suite encompasses the archean to Lower Proterozoic rocks, composed of synorogenic equigranular biotite adamellite. The Água Branca Adamellite, lower proterozoic in age is represented by intrusive granitic bodies consisting mostly of adamellite, granodiorite, quartz monzodiorite and quartz monzonite whose Rb - Sr total rock age is  $1.910 \pm 47$  m.y. The Uatumã Supergroup, with the subbranks Iricoumé Group and Mapuera Intrusive Suite, belongs to Middle Proterozoic. In the first subbrank the volcanic rocks are ranging from acid (Lagoa Rhyolite) to intermediate (Morro da Trava Andesite) composition, and in the second one there were individualized the Santidade Granophyr as well as the Serra do Acari Granite, whose Rb-Sr total rock age is  $1.750 \pm 16$  m.y. The continental sediments of the Urupi Formation, which encompass micaceous arkosic sandstones, lay in unconformity, over the Uatumã Supergroup. The Suretama Diabase, dating  $1.420 \pm 32$  m.y., is still a plutonic event of the Middle Proterozoic. The Trombetas Formation, considered by many authors of the Silurian Period, is the first sediment of the Amazonian Syncline. Tertiary Laterite spreads mainly over the basic rocks. The alluvial deposits were developed during the Quaternary, over the flood plains. The structural lineaments strike chiefly NW - SE and NE - SW or inflect randomly to NNE-SSW and NNW - SSE/WNW - ESE. The anorogenic granitic plutons have their origin related to tensional events, but the evolutionary processes are not yet well understood. Tin is the main mineral resource in the area and cassiterite shows were detected in the alluvial deposits. Petrographic and petrochemical researches

point to the Acari Granite as metalogenetically tin specialized. The contact zones between the Água Branca batholith and mesometamorphic syncinematic granites are considered as a metalotec for gold mineralization. Copper and diamonds are to be found in relationship to the propilitized andesitic rocks, named Morro da Trava Andesite and to the continental clastic sediments of the Urupi Formation, respectively. As an extension of geological mapping and based on collected geological data along its development, have been elaborated Metalogenic and Previsional Maps aiming to provide a mineral forecast as a basic contribution encouraging new investments in the area.



## 1. INTRODUÇÃO

### 1.1 - Histórico

Em prosseguimento ao programa de mapeamento de áreas carentes de informações geológicas na Amazônia, o Departamento Nacional da Produção Mineral - DNPM solicitou à Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM, a execução do Projeto Trombetas - Mapuera, através da Solicitação de Serviços DNPM/DGM/CPRM nº 182, de 1982, desenvolvido em uma área caracterizada por uma quase total inexistência de trabalhos geológicos, praticamente restrita ao mapeamento efetuado pelo Projeto RADAMBRASIL (Vol. 10, 1976 - Escala 1:1.000.000) ou apenas acrescida de pequenos trabalhos, realizados por firmas de mineração interessadas em cassiterita, mineral-minério reconhecidamente de grande potencial na região.

Em adição, os levantamentos geológicos, em escalas maiores, em regiões vizinhas à área do Projeto, têm respondido uma grande potencialidade econômica para diversos bens minerais - principalmente ouro e cassiterita - e o contexto geológico desta área visualizado como uma extensão geográfica lateral de conhecidas províncias minerais na região, com as quais se antevia uma forte geocorrelação, a julgar pelos trabalhos históricos existentes e pela análise e interpretação expedita e preliminar das bases fotográficas disponíveis, completam o elenco dos principais elementos que justificaram a execução do referido Projeto.

O Projeto Trombetas - Mapuera, cujo planejamento, coordenação e execução estiveram a cargo da Superintendência Regional de Belém - SUREG/BE, através da Divisão de Geologia e Pesquisa Mineral - DIVGEM, deveria executar o mapea



mento geológico básico, na escala de 1:250.000, originariamente de uma superfície de 66.000 km, abrangendo as folhas cartográficas SA.21-V-D, SA-21.V-B, NA.21-Y-D e NA-21-Y-B, sendo, esta última, incompleta por estar na fronteira internacional com a Guiana.

Fatores adversos, ligados à crise financeira que o país atravessa, impossibilitaram o prosseguimento do Projeto, limitando-se os trabalhos apenas à Folha SA.21-V-B, reportada neste relatório.

## 1.2 - Objetivos

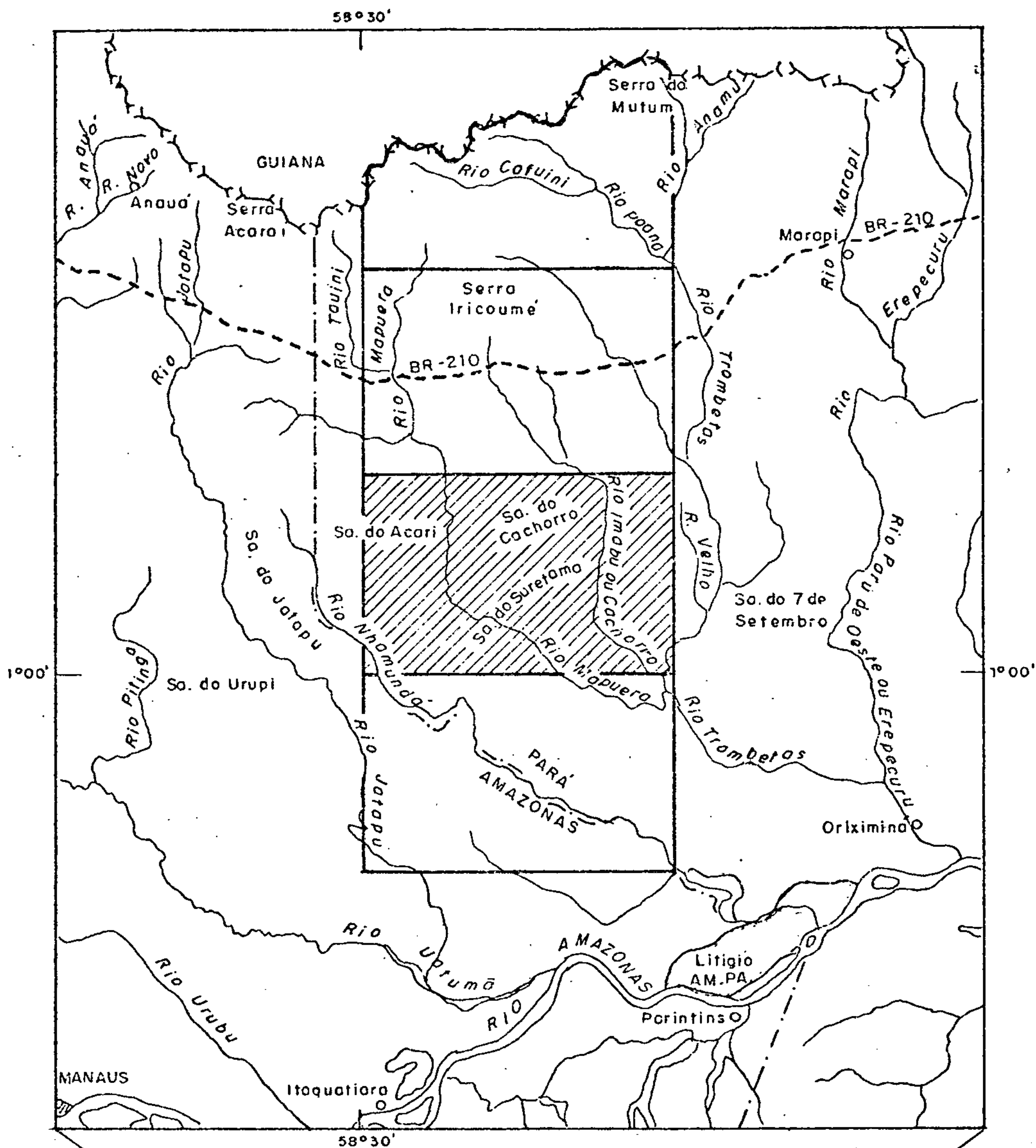
O Projeto Trombetas - Mapuera, a partir do mapeamento básico, compatível com a escala de 1:250.000, objetivou trazer novos conhecimentos sobre a geologia do Estado do Pará, principalmente, com relação à avaliação do potencial geoeconômico e subsequente seleção de alvos para prospecção mineral - com diferentes favorabilidades - em bases previsionais. Para a materialização desse objetivo, estudos e investigações científicas multidisciplinares foram integrados e polarizados na tentativa de uma melhor caracterização do edifício geológico-metalogenético ocorrente.

## 1.3 - Localização e Acesso

O Projeto Trombetas - Mapuera ocupa uma área de 18.000 km<sup>2</sup>, situada na porção noroeste do Estado do Pará, município de Oriximiná (fig. 1), compreendendo parte das bacias hidrográficas dos rios Mapuera, Cachorro, Cachorriño e Trombetas.

FIGURA 01 - PROJETO TROMBETAS - MAPUERA

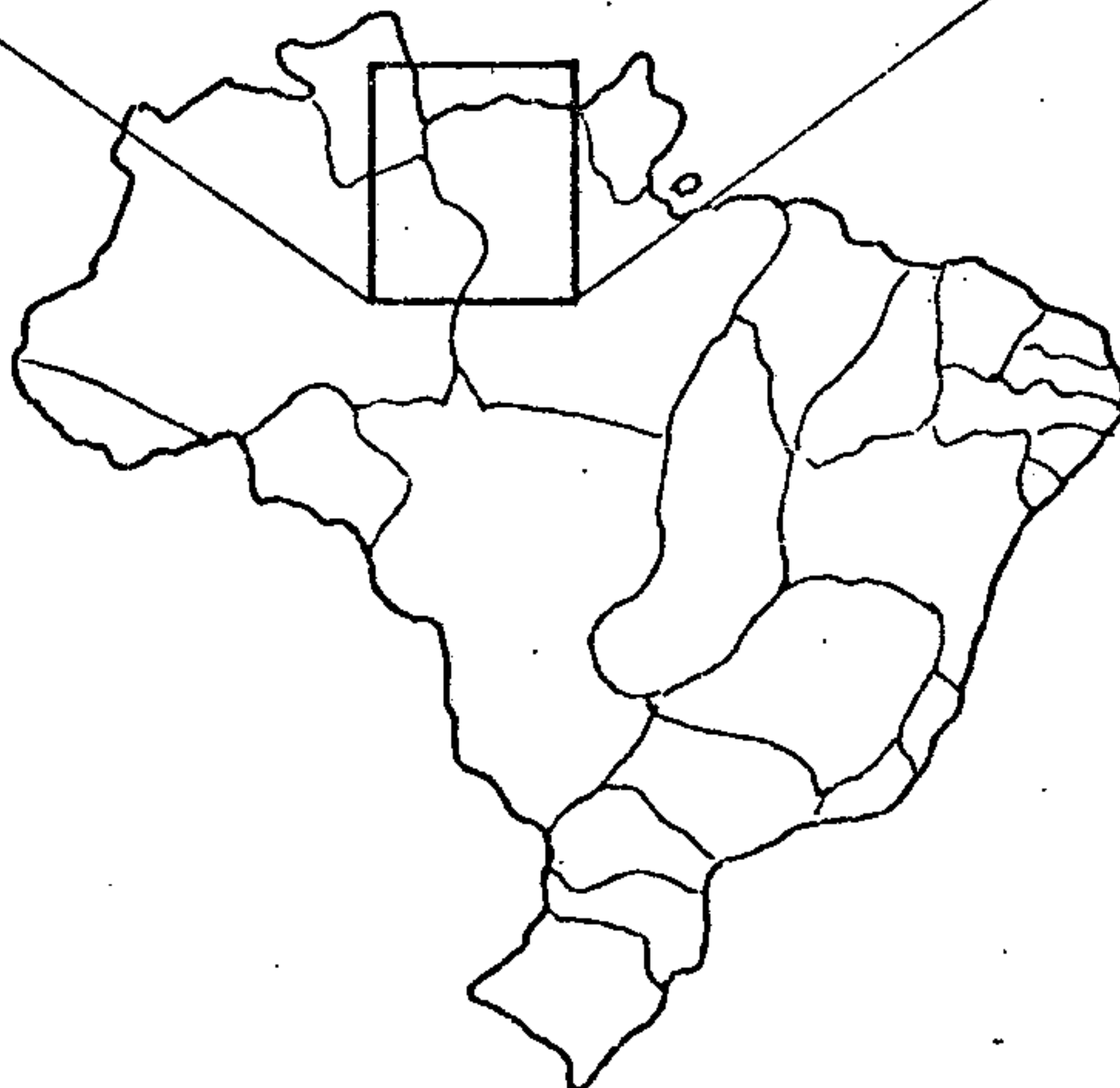
MAPA DE LOCALIZAÇÃO



ÁREA DO PROJETO



ÁREA TRABALHADA



Segundo a Carta Internacional ao Milionésimo, de acordo com a escala de 1:250.000, a área trabalhada corresponde à Folha SA.21-V-B, limitada pelas seguintes coordenadas geográficas :  $0^{\circ} 00' 00''$  -  $01^{\circ} 00' 00''$  de latitude sul e  $57^{\circ} 00' 00''$  -  $58^{\circ} 30' 00''$  de longitude WGr. (fig. 2).

Trata-se de uma região de difícil acesso, desprovida de rodovias, apenas alcançada através de duas pistas de pouso, sendo uma de apoio ao garimpo de cassiterita, em área requerida pela Companhia Industrial da Amazônia - CIA., situada a 15 km a norte da foz do igarapé Santidade com o rio Cachorro e a outra, pertencente à FUNAI, situada à margem direita do rio Mapuera, na aldeia dos índios Vai-Vai.

Como base de apoio às equipes, utilizou-se o acampamento da ENGERIO, situado no rio Trombetas, na localidade conhecida como Cachoeira Porteira. Embora esta localidade possa ser atingida por vias aérea e fluvial, utilizou-se esta última objetivando minimizar os custos do Projeto. Partindo-se de Santarém em barcos fretados, com capacidade de carga para todo material de apoio, inclusive pessoal braçal, subiu-se durante dois dias o rio Amazonas e depois o rio Trombetas.

A partir da Cachoeira Porteira, as três equipes efetivas do Projeto dirigiram-se às suas respectivas áreas (bacias hidrográficas dos rios Mapuera, Cachorro e Cachoeirinho), todas encontrando bastante dificuldade no deslocamento, face às inúmeras cachoeiras existentes.

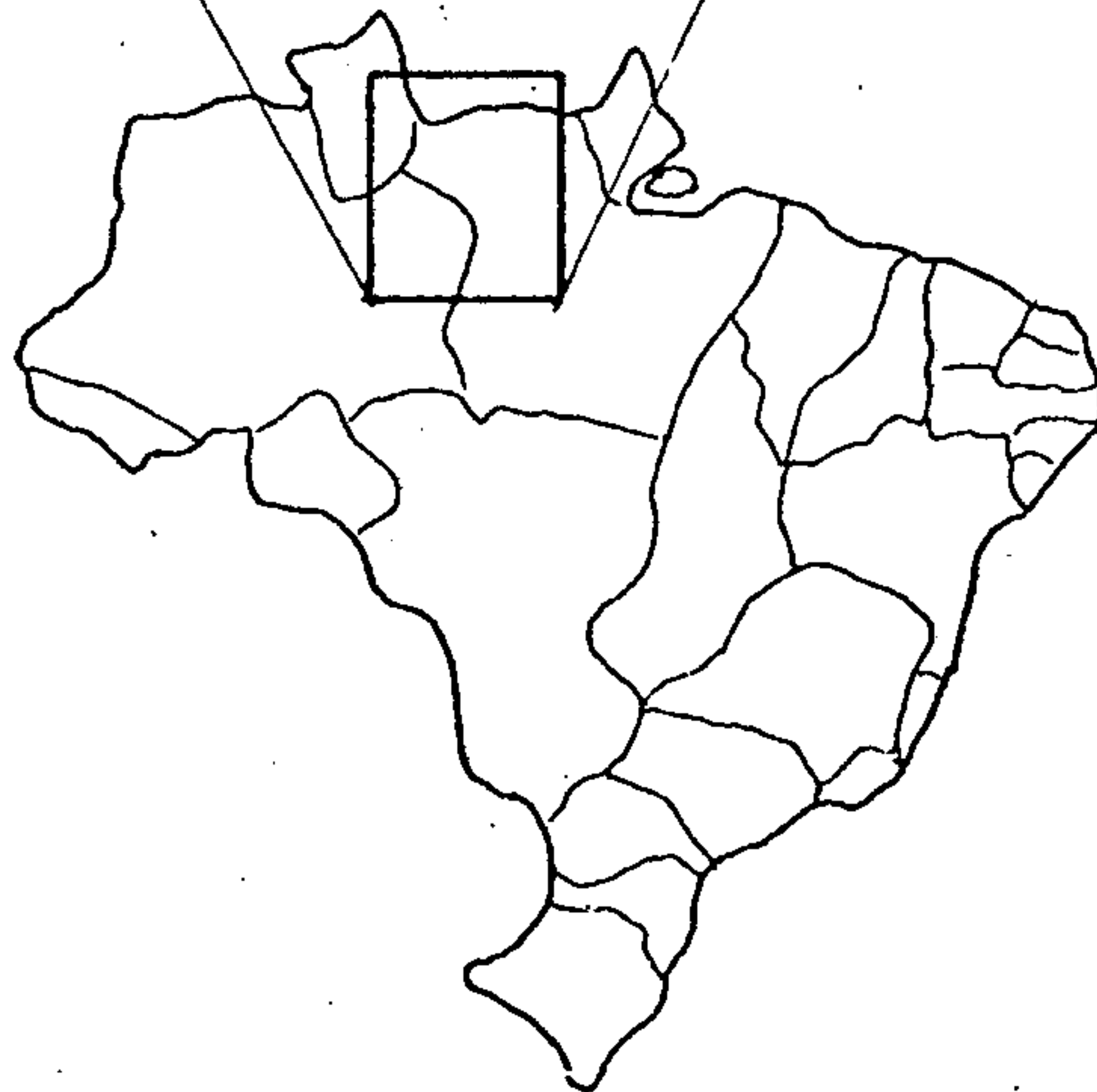
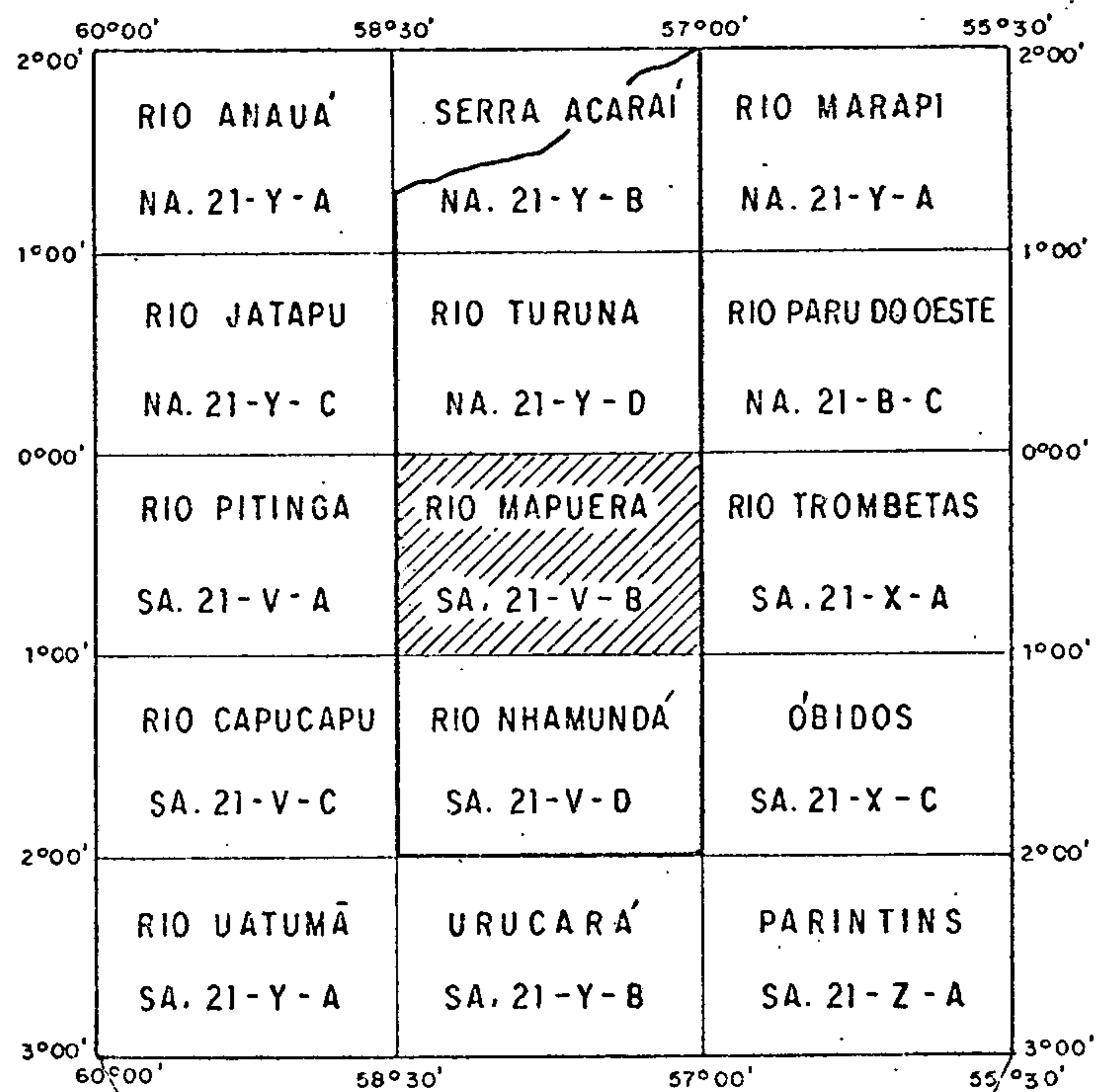
#### 1.4 - Aspectos Sócio-Econômicos

Pouco se tem a relatar sobre os aspectos em questão, pois os núcleos populacionais existentes na área resumem-se a um núcleo de garimpeiros com, aproximadamente, 100



# FIGURA 02 - PROJETO TROMBETAS - MAPUERA

## MAPA DE ARTICULAÇÃO DAS FOLHAS



ÁREA DO PROJETO



ÁREA TRABALHADA

homens, extraíndo cerca de 6 ton/mês de cassiterita, em depósitos secundários e, outro indígena, com cerca de 700 habitantes. Às proximidades da área, mais precisamente na confluência dos rios Mapuera e Trombetas, existe um núcleo populacional com cerca de 100 famílias, possuindo escola com ensino de 1º grau, mercadinho, posto de saúde, clube social, cinema, refeitório, etc., tudo mantido pela Andrade Gutierrez. Esse núcleo populacional serviu de apoio à construção de uma rodovia vicinal à Perimetral Norte.

Após a paralisação das obras da referida rodovia e conclusão da vicinal, foi criado um projeto de construção de uma barragem hidrelétrica, visando o abastecimento de energia à Mineração Rio do Norte, em Porto Trombetas. Com o agravamento da crise financeira, essa obra foi cancelada ou adiada, determinando o provável desaparecimento desse núcleo populacional.

## 1.5 - Metodologia

### 1.5.1 - Fotointerpretação

Com o recebimento da autorização para a execução do serviço do Projeto Trombetas - Mapuera, iniciou-se, de imediato, a elaboração de mapas, através da fotointerpretação das áreas correspondentes às quadrículas da Folha SA. 21.V-B, com base em critérios fotogeológicos, em trabalhos do Projeto RADAMBRASIL (1976), bem como, em estudos realizados pelo Instituto de Desenvolvimento Econômico e Social do Pará - IDESP (1979).

A fase preliminar do Projeto foi executada pelos geólogos ALFREU DOS SANTOS, ABRAÃO FERNANDO FIGUEIRA DE ME

LO e CARLOS ALBERTO DOS SANTOS. Nessa fase foram utilizadas as aerofotos na escala 1:100.000, executadas pela CRUZEIRO DO SUL (1977 - 78), imagens de radar na escala de 1:250.000, realizadas pela LASA (1971 - 72) e imagens ERTS na escala 1:250.000, realizadas pelo Instituto Nacional de Pesquisa Espacial - INPE (1977).

### 1.5.2 - Etapas de Campo

#### 1.5.2.1 - Mapeamento Geológico

Sobre os mapas geológicos preliminares, foram estrategicamente programadas várias picadas, visando confirmar as diferentes unidades estratigráficas da área. Conforme estabelecido pelo DEGEO, caberia aos três geólogos efetivos a responsabilidade pelos trabalhos de cada duas quadrículas de 1:100.000. Assim, coube ao geólogo ABRAÃO MELO, as quadrículas SA.21-V-B-I e SA.21-V-B-IV; ao geólogo ALFREU DOS SANTOS, as quadrículas SA.21-V-B-II e SA.21-V-B-V e ao geólogo CARLOS ALBERTO DOS SANTOS, as quadrículas SA.21-V-B-III e SA.21-V-B-VI.

Durante a campanha, face aos inúmeros casos de malária, inclusive com a retirada de equipes por meio de helicóptero, em situações de emergência, tornou-se patente a necessidade de um aporte de recursos financeiros, para a realização de outra campanha, além daquelas realizadas, tendo em vista que, até então, quadrículas inteiras deixaram de ser trabalhadas. Deste modo, foi aprovado um reforço financeiro e executada mais uma campanha, entre meados de janeiro de 1983 até fevereiro do mesmo ano, oportunidade em que o Projeto contou com a participação, em campo, dos geólogos AGILDO PINA NEVES e XAFI DA SILVA JORGE JOÃO. Ainda

assim, fatores adversos a um melhor desempenho das equipes, fizeram-se notar mais acentuadamente, tal como o baixo volume d'água dos rios, o qual, além de acarretar enorme perda de tempo, no deslocamento das equipes, impossibilitou atingir locais necessários a uma verificação geológica, ocasionando que, grande parte da folha, fosse apenas fotointerpretada.

#### 1.5.2.2 - Prospecção geoquímica

A prospecção geoquímica teve um caráter estratégico, tendo sido subordinada ao mapeamento geológico, razão pela qual não foi executada uma amostragem sistemática e homogênea. Não obstante, programou-se uma coleta de amostras mais adensada para os corpos graníticos, na prévia admissão do reconhecimento do potencial estanífero desses corpos.

#### 1.5.3 - Integração dos Dados

Esta etapa compreendeu o período de março a maio/83, quando foram integradas as quadrículas de 1:100.000 e elaborado o mapa geológico final, na escala de 1:250.000, com a respectiva nota explicativa.

#### 1.5.4 - Elaboração das Cartas Metalogenética e Previsionais

Estas cartas foram elaboradas a partir dos dados obtidos



na fase de mapeamento geológico sistemático, obedecendo as diretrizes e metodologia do Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais.

Estas cartas foram elaboradas pela geóloga MARIA TELMA LINS FARACO - sob a coordenação regional do geólogo XAFI DA SILVA JORGE JOÃO e coordenação geral do geólogo LUIS PEIXOTO DE SIQUEIRA - pela utilização dos dados obtidos na fase de mapeamento geológico sistemático, obedecendo as diretrizes e metodologia do Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais, como executado pela CPRM.

#### 1.5.5 - Relatório Final

Face a solução de continuidade ocorrida na programação original, deu-se como concluído o Projeto Trombetas - Mapuera, relativo à Folha SA.21-V-B, com a entrega do Relatório Final.

#### 1.6 - Dados de Produção

Nas tabelas 1 e 2 estão resumidos os dados de produção, relativos aos trabalhos de campo e análises realizadas.

TABELA 1

TIPO DE TRABALHO	PRODUÇÃO	UNIDADE
Mapeamento Geológico	18.000	km <sup>2</sup>
Interpretação Fotogeológica	18.000	km <sup>2</sup>
Estações	828	u
Afloramentos Estudados	741	u
Amostras de Rochas Coletadas	652	am
Amostras de Sedimentos de Corrente Coletadas	62	am
Amostras de Concentrado de Bateria Coletadas	125	am
Mapeamento Geológico em Picadas	577	km
Mapeamento Geológico em Cursos D'água	415	km
Deslocamento de Barco	915	km
Deslocamento de Avião	04	h

TABELA 2

TIPO DE ANÁLISE \ MATERIAL	ROCHA	SEDIMENTO DE CORRENTE	CONCENTRADO DE BATEIA
Espectrográfica Semiquantitativa (30 elementos padrão)	156	62	53
Química (Óxidos padrão)	110	-	-
Raios - X Quantitativo (p/Rb)	110	-	-
Reconhecimento Mineralógico Semi quantitativo	-	-	125
Métodos Rápidos (p/W; Li e F)	70	-	-
Petrográfica Simples (Composição e Classificação)	274	-	-
Geocronológica (Nº de datações)	02	-	-

### 1.7 - Agradecimentos

Agradecemos à ENGERIO e à ANDRADE GUTIERREZ pelo apoio irrestrito prestado, mormente no que diz respeito ao alojamento e transporte. Extensivos se tornam nossos agradecimentos à Companhia Industrial da Amazônia - CIA, pelo abrigo concedido e apoio no levantamento geológico prestado a uma de nossas equipes. Aos geólogos ABRAHAM SERFATY e JOSÉ DE MOURA CARREIRA pela revisão crítica do texto. Ao geólogo EWERTON REIS PEREIRA, pela participação parcial na fase de fotointerpretação preliminar.

## 2. GEOMORFOLOGIA

### 2.1 - Generalidades

Com base nas conceituações emitidas nos trabalhos executados pelo Projeto RADAMBRASIL (Vol. 10, 1976) e, nas observações geomorfológicas efetuadas em aerofotos (escala 1:100.000), imagens de radar e ERTS (escala 1:250.000), associados aos dados obtidos no campo, dividiram-se as formas de relevo em duas unidades morfoestruturais, designadas de Planalto Dissecado Norte da Amazônia e Depressão Periférica Norte do Pará. Essas estruturas, submetidas a intensos processos erosionais, resultaram em formas modeladas de relevo, as quais, em função de suas características litológicas, resistiram com maior ou menor intensidade aos agentes erosivos. Assim sendo, as formas de relevo, de topografia mais elevada, representam o Planalto Dissecado Norte da Amazônia, subdividido em Maciços Graníticos e Testemunhos Sedimentares. Por outro lado, as formas de relevo com topografia mais aplainada representam a Depressão Periférica Norte do Pará, subdividida em Peneplano Dissecado e Planícies Aluviais.

### 2.2 - Planalto Dissecado Norte da Amazônia

#### 2.2.1 - Maciços Graníticos

Correspondem aos setores de relevo mais acidentado da área, constituindo-se, litologicamente, de granitoides da Suíte Intrusiva Mapuera, ocupando cerca de 42% da

área total do Projeto, com ampla distribuição nas Folhas SA.21-V-B-I, SA.21-V-B-II e SA.21-V-B-IV, onde um só corpo ocupa, praticamente, toda a extensão dessas folhas. Distribuiu-se, ainda, nas porções centro-sul da folha e centro-leste. A drenagem característica é do tipo dendrítica a subretangular, bastante entalhada, mostrando-se mais esparsa em alguns setores. Apresentam os topos geralmente abaulados ou tabulares, com os bordos desarestados e vertentes com forte declive.

#### 2.2.2 - Testemunhos Sedimentares

Relacionam-se à Formação Urupi e, do mesmo modo que os Maciços Graníticos, constituem as mais elevadas formas de relevo ocorrentes na área (em torno de 300 m). São representados por cinco corpos facilmente individualizados em fotografias aéreas, mostrando topos tabulares e/ou em cristas, com vales bem encaixados e ravinados e com drenagem aprofundada.

### 2.3 - Depressão Periférica Norte do Pará

#### 2.3.1 - Peneplano Dissecado

Constitui a segunda maior unidade morfoestrutural, em distribuição na área do Projeto, desenvolvendo-se sobre rochas vulcânicas ácidas e intermediárias, rochas e plutons graníticos relacionados ao embasamento. Os rios Cachorro e Mapuera, com seus tributários, são os principais agentes modeladores do relevo, cujas formas variam em fun

ção dos litotipos subjacentes. Essa unidade resulta da dissecação causada por processos erosivos que atuaram sobre os maciços rebaixados, os quais se caracterizam por uma superfície de relevo arrasado e ondulado, correspondendo a colinas de topo abaulado, com encostas suaves e contornos uniformes, apresentando cotas que variam entre 20 e 100 metros de altitude. Na área de influência dos granitóides do embasamento, o relevo torna-se um pouco mais acentuado. Nele, o padrão de drenagem é o dendrítico, bastante denso, com vales estreitos, diferindo do padrão de drenagem desenvolvidos sobre os vulcanitos, pelo fato de nestes a drenagem ser mais esparsa e os vales mais longos.

### 2.3.2 - Planícies Aluviais

Essa unidade é muito pouco representativa no contexto geral da área. Ocorre em forma de faixas descontínuas, de largura atingindo até 5 km, ao longo do rio Mapuera, sendo também observado o seu desenvolvimento no rio Cachorro e seus afluentes maiores. De um modo geral, nas imagens de radar, é caracterizada por uma tonalidade mais clara e por uma textura mais fina. Está intimamente ligada à planície de inundação, compreendendo as aluviões tanto holocênicas como pleistocênicas.



### 3. ESTRATIGRAFIA

#### 3.1 - Comentários Gerais

A área abrangida pelo Projeto Trombetas - Mapuera é parte integrante do Escudo das Guianas, entidade geotectônica destacada no Craton Amazônico (ALMEIDA *et alii*, 1977).

Os estudos combinados de campo, fotogeológicos, petrográficos e químicos, permitiram individualizar, na área do Projeto, doze unidades litoestratigráficas, agrupadas num relacionamento espaço-temporal (Quadro 01).

Os litotipos mais antigos da região pertencem à Suíte Metamórfica Guianense, de idade arqueana a proterozóica inferior, constituindo-se, na área do Projeto, de biotita-adamelitos equigranulares, de natureza sincinemática.

O Proterozóico Inferior é marcado por intrusões de corpos graníticos, formadas a partir de fusões parciais do manto e/ou da crosta inferior, aqui representada pelo Adamelito Água Branca.

O Proterozóico Médio é representado pelo Supergrupo Uatumã, o qual abrange litotipos gerados pelo evento vulcano - plutônico, ocorrido há cerca de 1800 - 1700 m.a. Essa unidade subdivide-se no Grupo Iricoumé e na Suíte Intrusiva Mapuera. A primeira, engloba desde vulcânicas ácidas a intermediárias (Riolito Lagoa), até exclusivamente intermediárias (Andesito Morro da Trava). A segunda, por sua vez, abrange os granitóides anorogênicos, sendo representada pelas unidades Granófiro Santidade e Granito Serra do Acari.

Repousando discordantemente sobre litotipos do Supergrupo Uatumã ocorrem, na área do Projeto, seis corpos

ERA	PERÍODO	IDADE	UNIDADE LITOESTRATIGRÁFICA	LITOLOGIA	SÍMBOLO		
CENOZÓICA	QUATERNÁRIO		ALUVIÕES	Cascalhos, areias, siltes e argilas.	Qh		
	TERCIÁRIO		COBERTURAS LATERÍTICAS	Lateritos de natureza ferruginosa.	Tl		
PELEOZÓICA	SILURIANO		FORMAÇÃO TROMBETAS	Arenitos micáceos e silixitos.	PSta		
PRÉCAMBRIANA PROTEROZOICA	MÉDIO	1420 ± 32 m.a.	DIABÁSIO SURETAMA	Olivina diabásios de granulação grosseira a média, equigranulares, portadores de mineralogia e quimismo variando transicionalmente de tipos calcoalcalinos alto alúmio-potássicos para tipos alcalinos de natureza aborokítica.	PMsd		
			FORMAÇÃO URUPI	Quartzo arenitos micáceos e arcoseanos.	PMuo		
	1800 ± 1000 m.a.	SUPERGRUPO UATUMÁ	1750 ± 16 m.a.	SUITE INTRUSIVA MAPUERA	GRANITO SERRA DO ACARI	Alcali-feldspato granitos alaskíticos e granitos a biotita e hornblenda e/ou hastingsita, hololeucocráticos, equigranulares a porfiríticos, com subordinados microgranitos e adamelitos, exibindo isotropismo estrutural marcante. Granitóides sub-alcalinos a alcalinos, fortemente diferenciados, de linhagem hiperalumínica, petrologicamente do tipo "subsolvus" com reconhecido potencial metalogenético estonífero. Caracteres texturais, mineralógicos e estruturais indicam sua natureza alóctona, epizonal, posicionado e consolidado em ambiente magmáctico anorogênico ou pós-cinemático.	PMag
					GRANÓFIRO SANTIDADE	Granófiros de dominante composição granítica, hololeucocráticos, normalmente microporfiríticos e bem caracterizados por sua peculiar textura de generalizados intercrescimentos micrográficos.	PMsg
			GRUPO IRIÇOMÉ	ANDESITO MORRO DA TRAVA	Augita-andesito raramente propilitizados e microdioritos subordinados, macro a microporfiríticos, ocorrendo como derrames e sob a forma de delgados diques. Constituem um conjunto do tipo andesito basáltico calcialcalino alto alúmio-potássico, com tendência evolutiva shoshonítica.	PMto	
				RIOLITO LAGOA	Riolitos, riocritos, dacitos com subordinados andesitos, tufos e brechas vulcânicas, afíricos a porfiríticos com massa fundamental em diferentes graus de cristalinidade.	PMlr	
	INFERIOR	1800 a 2500 m.a.	1910 ± 23 m.a.	ADAMELITO ÁGUA BRANCA	Adamelitos, granodioritos, quartzo-monzonitos e quartzo-monzodioritos biotíticos e/ou hornblêndicos, equigranulares a porfiríticos com marcante isotropismo estrutural. Granitóides sub-alcalinos do tipo calcialcalino, fracamente diferenciados, de linhagem hiperalumínica, de natureza "subsolvus", com relativa abundância em titanita e caracteres mineralógico-texturais inerentes a um ambiente magmáctico pós-orogênico ou pós-cinemático.	PIao	
	ARQUEOZÓICA	ARQUEANO >2500 m.a.		SUITE METAMÓRFICA GUIANENSE	Adamelitos e granodioritos biotíticos e/ou hornblêndicos, equigranulares a porfiroblásticos, exibindo fraca a moderada anisotropia estrutural, localmente com pronunciada foliação cataclástica. Efeitos metassomáticos visíveis, com caracteres mineralógico-texturais inerentes a um ambiente geodinâmico sinorogênico ou sincinemático.	APIga	

QUADRO 01 - Coluna estratigráfica proposta para a área do Projeto Trombetas - Mapuera (FOLHA SA.21-V-B).

tabulares, de formato irregular, correlacionados à Formação Urupi (VEIGA JÚNIOR *et alii*, 1979). Tais corpos, de idade proterozóica média, são constituídos de quartzo-arenitos micáceos e arenitos arcoseanos, ocorrendo sob a forma de platôs.

Ainda neste período, ocorreu uma manifestação plutônica de natureza essencialmente básica, formalmente designada por MONTALVÃO (1975) de Gabro Suretama, para o conjunto de rochas básicas, cuja idade é de  $1.420 \pm 32$  m.a. - segundo datações geocronológicas (K/Ar em plagioclásio), em amostras coletadas na localidade tipo (CORDANI, U. Comunicação verbal, in: ARAÚJO, 1976).

Representando o início da sedimentação paleozóica da Sinéclise Amazônica, foi mapeado um pequeno testemunho, ocorrendo a sudeste da Folha SA.21-V-B-VI, pertencente à Formação Trombetas, admitida como de idade siluriana.

No Cenozóico desenvolveu-se uma cobertura laterítica, recobrando rochas de diversas unidades. Contudo, apenas duas áreas, desenvolvidas sobre os corpos da unidade Suretama, possuem extensão mapeável.

Finalmente, durante o Quaternário, processou-se a sedimentação das aluviões, localizadas ao longo do leito e planície de inundação dos rios.

Inúmeros diques básicos são identificados e mapeados na área, sem contudo haver um dado geocronológico que pudesse situá-los temporalmente, sendo aqui apresentados como de idade não definida.



### 3.2 - Suíte Metamórfica Guianense

#### 3.2.1 - Generalidades

As primeiras referências aos litotipos dessa unidade no Craton Guianês, devem-se a PAIVA (1939) e OLIVEIRA & LEONARDOS (1943), quando os mesmos assinalaram uma extensa área a norte do Amazonas, constituída de gnaisses e granitos.

ISSLER *et alii* (1974) denominaram de Complexo Guianense a uma sequência de metamorfitos do fácies anfibólito a granulito que representa a unidade mais antiga do flanco norte da Amazônia Brasileira.

LIMA *et alii* (1974) incluíram no Complexo Guianense uma unidade constituída quase que, essencialmente, de gnaisses, denominando-a de Gnaisse Tumucumaque.

MONTALVÃO *et alii* (1975) mencionaram que as rochas mais comuns do Complexo Guianense são granulitos, gnaisses, migmatitos, anfibólitos, granitos de anatexia e metasomáticos. Dioritos, gabros e ultramafitos possuem a maior extensão em área.

Inúmeras outras citações são observadas na literatura existente disponível, com a maioria dos autores convergindo em suas idéias, ao considerar o Complexo Guianense como Indiviso.

JORGE JOÃO *et alii* (1978) denominaram de Suíte Metamórfica Guianense, ao conjunto de gnaisses metatexiticos, assomante na região do Território Federal do Amapá, excluídas as rochas do fácies granulito e as do fácies xistoso verde.

JORGE JOÃO *et alii* (1979) subdividiram a unidade

Guianense em Tonalito Papa-Vento e Granito Cigana, em ad  
missão a um processo multi-estágio de evolução crustal pa  
ra aquela região.

Neste trabalho adota-se a denominação Suíte Meta  
mórfica Guianense, em caráter indiviso, face a falta de da  
dos de campo e escala de mapeamento.

### 3.2.2 - Distribuição Geográfica e Relações de Contato

Essa unidade é pouco representativa na área do Projeto, pois se restringe exclusivamente aos setores ex  
tremo nordeste da folha Rio Mapuera, às margens do rio Ca  
chorro. Ocorre sob a forma de três corpos com áreas varian  
do de 25 a 70 km<sup>2</sup>. As relações de contato da Suíte Meta  
mórfica Guianense com as unidades limítrofes não foram defini  
das em campo, uma vez que, devido às espessas capas colu  
viais, existentes nas zonas de contato, dos citados litoti  
pos, sua definição em planta só foi possível através da in  
terpretação de fotos aéreas e mosaico radargramétrico, am  
bos na escala 1:100.000, além do auxílio das imagens LAND  
SAT.

### 3.2.3 - Petrografia Sumariada

É representada por granitóides gnáissico-migmatiticos, tipicamente sincinemáticos, que exibem uma associa  
ção mineralógica compatível com o fácies anfibolito. Com base na amostragem existente, domina o tipo adamelítico, me  
sotipo com moderada anisotropia estrutural. No leito do rio Cachorro tais rochas ocorrem sob a forma de boulders abau  
lados (CS - 94), com esfoliação esferoidal, sendo atravessa

dos discordantemente por veios pegmatóides.

A análise microscópica fornece a seguinte composição mineralógica : microclina, plagioclásio, quartzo, biotita, hornblenda, opacos, zircão e apatita.

A textura exibida pela rocha é granoblástica, inequigranular, com cataclase superimposta. A inequigranularidade é representada pelo contraste dimensional existente entre os porfiroblastos de plagioclásio e microclina de tendência idiomórfica, com uma matriz granodiorítica, cujos grãos minerais se arranjam mutuamente, segundo contorno xenomórfico, moderadamente condicionados ao efeito metamórfico em escala penetrativa.

O quartzo apresenta-se como cristais xenomorfos, de dimensões variadas, intensamente microfraturados, contendo inúmeras inclusões de feldspato e mica, exibindo moderada a forte extinção ondulante. Localmente, ocorre formando aglomerados de grânulos menores, resultantes da intensa fragmentação de grãos primitivos maiores, mostrando incipiente recristalização.

O plagioclásio é do tipo oligoclásio - andesina, ocorrendo geralmente como cristais subdesenvolvidos de tendência idiomórfica, com alguns grãos destacando-se como fenoblastos de estrutura zonal acentuada e incipiente sericitização. Alguns grãos apresentam um irregular manteamamento microclínico mal formado, numa tentativa de evolução para o tipo pseudo-anti-rapakivi. A maioria dos cristais exhibe geminação polissintética do tipo albita e/ou combinada do tipo albita-periclina, incipientemente desenvolvida.

O feldspato potássico é representado pela microclina, em cristais geralmente xenomórficos, de dimensões extremamente variadas e forma anédrica a subédrica. De um modo geral, os cristais apresentam a sua típica geminação polissintética cruzada, incipientemente desenvolvida, contendo, comumente, inclusões de quartzo, plagioclásio, bio





tita e opacos. Alguns cristais contêm inclusões de plagioclásio sericitizado, como remanescentes de primitivos cristais transformados ou afetados pela microclinização, que refletem a intensa atividade metassomática de natureza potássica inerente aos processos de migmatização regional.

A biotita está presente como pequenas palhetas marrom amareladas, dispersa irregularmente pela rocha. Regra geral, está intimamente associada a grânulos de titanita, ilmenita, apatita, zircão, rutilo, epidoto, hastingsita e alanita.

#### 3.2.4 - Idade, Origem e Correlação

Na área do Projeto e durante a sua execução, não se procedeu a nenhuma análise geocronológica de amostras pertencentes à Suíte Metamórfica Guianense. Contudo, BASEI E TEIXEIRA (1975a, in: ARAÚJO *et alii*, 1976) obtiveram para as rochas graníticas e granodioríticas desse complexo, na Folha SA.21 - Santarém, uma isócrona de referência Rb/Sr, em rocha total, apresentando uma idade de  $1.910 \pm 0,0011$ , indicando atuação do evento Transamazônico, nessas rochas. Na quadrícula SA.21-X-B, os mesmos autores obtiveram uma idade K/Ar, em biotita de um granodiorito, com valor de  $2.040 \pm 23$  m.a., e que estaria sendo interpretada como indicativa do resfriamento regional do ciclo orogênico Transamazônico. Como se observa, as isócronas de referência existentes, apesar de suas rochas possuírem idêntica paragênese e faciologia metamórfica, mostram idades diferentes, cujas interpretações podem ser variadas. Como as idades obtidas para unidade Guianense - mesmo em área adjacente à área do Projeto - podem representar efeitos de rehomogeneização isotópica, atribui-se, neste trabalho, preliminarmente, uma idade arqueana a proterozóica inferior.

A escassez de dados impõe sérias dificuldades para qualquer tentativa de um esboço petrogenético dessa unidade. Considerando a razão inicial  $Sr^{87}/Sr^{86}$  igual a  $0,7038 \pm 0,0011$ , obtida por BASEI E TEIXEIRA (1975a), admite - se que a formação dos litotipos dessa unidade ocorreu por um processo de fusão parcial do manto ou de uma crosta inferior, essencialmente básica e/ou anfibolítica.

A Suíte Metamórfica Guianense, como representada na área do Projeto - envolvendo granitóides do fácies anfibolito - pode, do ponto de vista litológico, estrutural e cronológico, ser relacionada, em seus traços mais marcantes, com sequências ou unidades estratigráficas, melhor definidas no Craton Amazônico por diferentes autores de países vizinhos, conforme mostrado no quadro 2.

## QUADRO 2

 UNIDADES LITOCORRELATAS À SUÍTE METAMÓRFICA  
 GUIANENTE DO CRATON AMAZÔNICO

DESIGNAÇÃO	LOCALIDADE	FONTE DE REFERÊNCIA
Suíte Metamórfica Guianense	Noroeste do Pará	Jorge João et alii
Granito Guianense e Caraiba	Guiana Francesa	Choubert (1974)
Complexo Granítico Sul Guiana		
Complexo Granítico Essequibo-Corentyne		
Adamelito Kanaihen	Guiana	Berrangê (1977)
Augen Gnaiss Kusad		
Granito Gnaiss Corentyne		
Granitos 2 (?) e 3 (?)	Suriname	(In: Bosma, 1975)
Granitos Sódicos do Complexo Supamo	Venezuela	Rios (1972)
Suíte Metamórfica Cuiú-Cuiú	Craton Amazônico	Pessoa et alii (1977)
Complexo Xingu	Território Brasileiro	Issler et alii (1974)
Metatexito Ipitinga		Jorge João et alii (1979)
Diatexito Pari		

### 3.3 - Adamelito Água Branca

#### 3.3.1 - Generalidades

RAMGRAB e DAMIÃO (1970), em reconhecimento geológico realizado ao longo do médio curso do rio Anauã, encontraram três associações litológicas principais. No baixo curso desse rio afloram granitos de provável natureza intrusiva (Granito Cachoeira Primeira), encaixados em substrato predominantemente granodiorítico, o qual contata, no alto curso do rio, com uma sequência de anfibolitos, xistos e gnaisses (Grupo Anauã).

BRAUN (1973) criou a chamada *Associação Anauã Kuyuwini*, que engloba rochas vulcânicas, atualmente incluídas no Supergrupo Uatumã (Grupo Kuyuwini); metamorfitos de alto grau, presentemente interpretados como remanescentes de rochas arqueanas (Grupo Anauã); granitos intrusivos (Granito Cachoeira Primeira) e granodiorito (*Granodiorito*).

BONFIM *et alii* (1974) elevaram o Grupo Anauã à categoria de Associação (*Assemblage*), a qual corresponde à *Associação Anauã Kuyuwini* de BRAUN (op. cit.), com a supressão do Grupo Kuyuwini. Posteriormente, SANTOS *et alii* (1974), por ocasião dos trabalhos de campo efetuados na bacia do baixo rio Negro (Projeto Norte da Amazônia), verificaram que a maior parte do extenso peneplano que ocupa os interflúvios Jauaperi-Anauã é representada pelo granodiorito anteriormente descrito por RAMGRAB e DAMIÃO (op. cit.). Para esse conjunto de rochas granitóides foi proposta, informalmente, a denominação de *Sequência Granítico-Granodiorítica*, com a possibilidade de encerrar corpos intrusivos, não separados em planta, mas correlatos ao Granito Cachoeira Primeira.





ARAÚJO NETO E MOREIRA (1976), trabalhando na região da BR-174 e no alto curso do rio Uatumã (Projeto Estanho de Abonari), delimitaram uma unidade estratigráfica que incluía rochas predominantemente granodioríticas, petrograficamente bastante semelhantes àsquelas da Sequência Granítico - Granodiorítica de SANTOS *et alii* (1974). Aqueles autores preferiram substituir esta última designação, introduzindo o termo Granodiorito Água Branca, mais apropriado taxionomicamente, caracterizando rochas granodioríticas isotrópicas, de coloração cinza a cinza claro, com porfiroblastos de microclina sem orientação e de idade pré-Uatumã.

O Adamelito Água Branca é um dos diversos componentes do chamado Complexo Guianense, unidade de distribuição continental, definida pelo Projeto RADAM (LIMA *et alii*, 1974), a qual ocorre desde o litoral do Amapá até o alto rio Negro (PINHEIRO *et alii*, 1976), sempre ao norte da bacia sedimentar fanerozóica.

VEIGA JÚNIOR *et alii* (1979) concluíram, após interpretação final dos dados disponíveis sobre o Adamelito Água Branca, que suas características químicas e petrográficas se filiam aos adamelitos ou monzogranitos, sendo rochas sensivelmente mais ácidas do que os granodioritos. Este fato, levou os autores a substituir a designação Granodiorito Água Branca por Adamelito Água Branca, ainda como componente do Complexo Guianense.

Na área trabalhada, para designar granitóides intrusivos anorogênicos seguramente pós-Guianense - pré-Uatumã, como comprovado pela radiocronologia Rb-Sr e também pelos caracteres petrográficos e petroquímicos, adotou-se o termo Adamelito Água Branca, formalizado por VEIGA JÚNIOR *et alii* (op. cit.).

### 3.3.2 - Distribuição Geográfica e Relações de Contato

O Adamelito Água Branca limita-se, exclusivamente, com o Riolito Lagoa e com a Suíte Metamórfica Guianense, ocorrendo sob a forma de três corpos irregulares distintos, totalizando cerca de 303 km<sup>3</sup>, correspondendo a 1.8% da área trabalhada. Esses corpos são cortados pelo rio Caçorro, no seu médio-alto curso, estendendo-se o primeiro, da porção nordeste da Folha SB.21-V-B-II, para noroeste da Folha SA.21-V-B-III, enquanto os outros dois se distribuem no setor centro-norte da Folha SA.21-V-B-III.

Destaca-se dos vulcanitos Iricoumé, em face destes se apresentarem com um relevo aplanado a plano-ondulado, com drenagem mais espaçada. Seu contato com a Suíte Metamórfica Guianense foi traçado com base na fotointerpretação e o caráter aproximado resulta das similaridades fototexturais existentes.

### 3.3.3 - Petrografia Sumariada

Essa unidade é constituída, basicamente, por rochas de composição adamelítica, secundada por granidioritos, quartzo-monzodioritos e quartzo-monzonitos (fig. 3) (tabela 3). Das 38 amostras coletadas nessa unidade, 25 correspondem a adamelitos cinza claro (foto 01), na sua maioria estudados através de lâminas delgadas.

Os afloramentos do Adamelito Água Branca mostram-se distribuídos em forma de matacões e lajeiros.

As rochas coletadas durante o mapeamento, analisadas microscopicamente, foram descritas conforme suas características composicionais, texturais e estruturais e a



## DEFINIÇÃO DOS CAMPOS

Q - Granitóide muito rico em quartzo  
FG - Álcali feldspato-granito  
G - Granito  
A - Adamelito  
GD - Granodiorito  
T - Tonalito  
QAS - Quartzo-álcali-sienito  
QS - Quartzo-sienito  
QM - Quartzo-monzonito  
QMD - Quartzo-monzodiorito  
QD - Quartzo-diorito  
AS - Álcali-sienito  
S - Sienito  
M - Monzonito  
MD - Monzodiorito  
D - Diorito

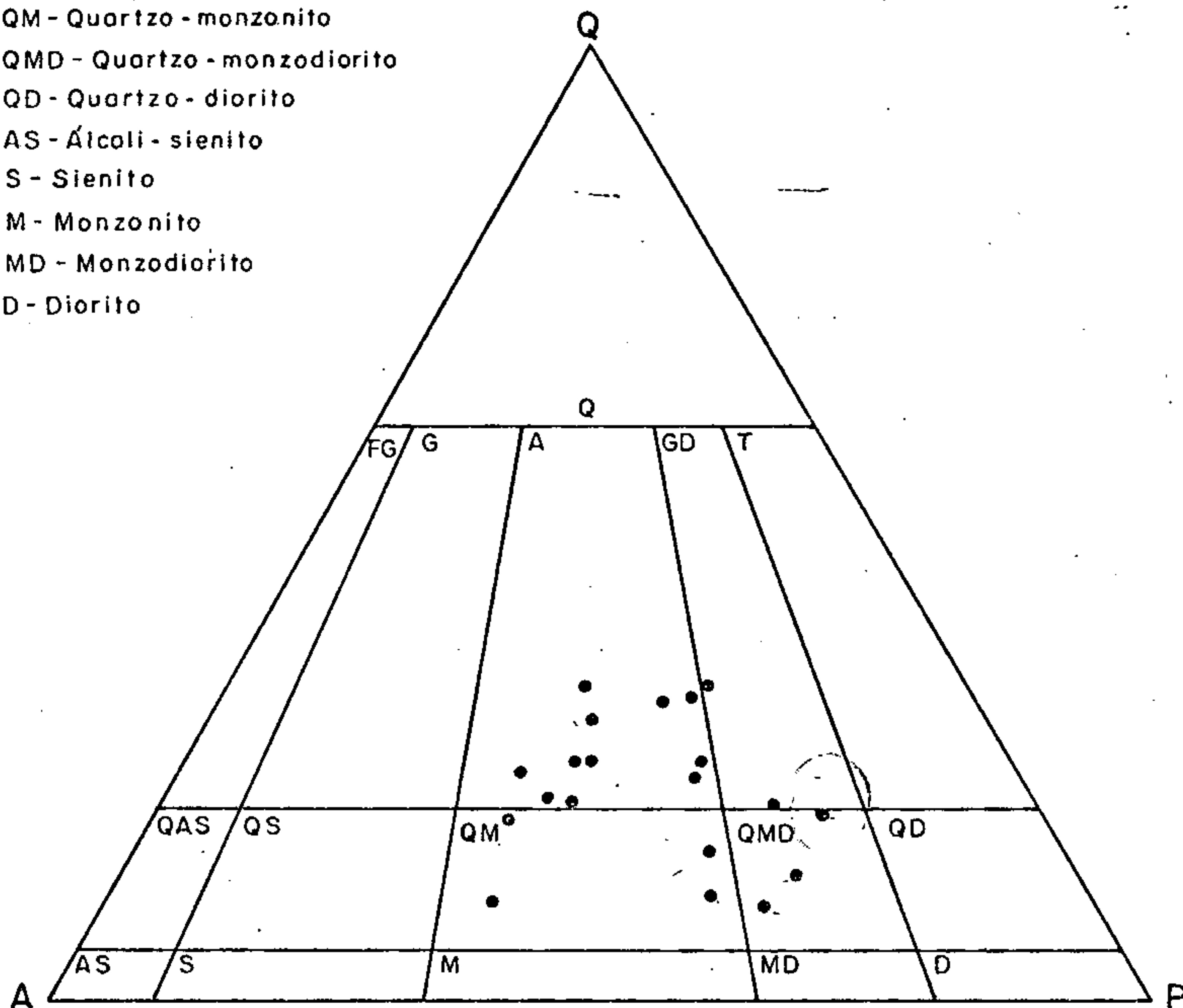


FIGURA 03 — Classificação das rochas da unidade Água Branca em diagrama triangular Q-A-P (STRECKEISEN, 1976). A substituição dos termos sienogranito e monzogranito, respectivamente, por granito e adamelito é função das sugestões emitidas por LYONS (1977). As amostras plotadas no diagrama são as constantes da Tabela 03.

MINERAL AMOSTRA	QUARTZO	MICROCLINA	OLIGOCLÁSIO	HORNBLENDA	BIOTITA	TITANITA	ACESSÓRIOS
AB - 15	23.5	43.9	29.4	0.1	1.8	0.4	0.7
AB - 24	22.7	28.4	46.1	0.1	1.4	0.4	0.7
AB - 28	28.9	27.0	42.0	0.5	0.8	0.2	0.4
AB - 63b	19.6	39.8	31.6	1.8	4.7	0.2	2.2
AB - 72a	22.6	34.4	33.2	1.5	4.3	1.5	2.6
AB - 73a	27.8	23.1	35.9	1.4	7.3	1.2	3.2
AB - 89	26.4	32.3	30.7	2.4	6.1	1.1	0.9
AB - 91a <sup>AMB</sup>	17.9	20.8	51.5	2.1	4.8	0.8	1.9
AB - 98b <sup>SM</sup>	13.6	28.1	45.4	1.9	6.9	1.1	2.8
AB - 101	30.3	22.8	38.9	2.9	4.3	0.3	0.5
AB - 282	19.9	40.2	35.8	0.8	2.7	0.1	0.4
CS - 96 <sup>AMB</sup>	16.1	17.7	52.7	5.9	5.3	0.8	1.5
CS - 107 <sup>AMB</sup>	13.8	28.1	53.6	1.1	2.6	0.3	0.5
CS - 109	16.4	41.6	27.3	6.7	5.6	1.0	1.4
CS - 113 <sup>SM</sup>	2.4	19.9	48.8	6.8	8.2	0.7	3.0
CS - 114 <sup>SM</sup>	0.2	32.7	49.9	2.6	3.3	0.5	0.8
CS - 119 <sup>SM</sup>	0.9	51.1	30.9	3.1	3.5	0.0	0.3
CS - 121	29.9	31.1	29.	1.0	5.4	0.4	3.0
CS <sup>granado</sup> 23	31.4	22.3	41.3	3.1	0.9	0.3	0.6
AT - 30a	22.5	34.5	33.4	0.6	6.9	0.9	1.0

- Biotita ocasionalmente transformado a clorita.
- Os acessórios são apatita, zircão e opacos.
- Microclino parcialmente alterado a argilominerais.
- Plagioclásio fortemente zonado e parcialmente alterado a sericito.

TABELA 03 - Composição modal (% em volume) dos granitóides Água Branca...





FOTO Nº 01

Estação AB-R-91 - Adamelito - Adamelito Água Branca - Rio Acari - Espécime típico dos adamelitos que compõem a unidade Água Branca onde se observa a constante homogeneidade estrutural e mineralógica. A granulação geralmente média, a presença frequente de minerais máficos (biotita e anfibólio) e a coloração cinza clara são características marcantes e distintivas - em escala macromesoscópica - existentes em todos os espécimes aflorantes na área trabalhada.





grupadas em unidades petrográficas.

Adamelitos e Granodioritos - são rochas que apresentam uma textura hipidiomórfica a xenomórfica granular, com marcante isotropismo estrutural, exibindo moderada irregularidade granulométrica. As fases minerais majoritárias são quartzo, microclina e plagioclásio, sendo que o plagioclásio e a microclina ocorrem em proporções iguais entre si (Fotomicrografias 01 e 02). No caso dos granodioritos é maior o percentual volumétrico de plagioclásio em relação ao feldspato.

O quartzo ocorre como cristais subédricos a euédricos e quando afetados por dinametamorfismo apresentam-se intensamente fraturados e microgranulados. Exibe, ocasionalmente, forma amebóide ou longicurvilinear, contornando cristais de feldspatos ao longo das zonas de contato. Em alguns tipos, contém inclusões de feldspato e é de localização intersticial.

O feldspato potássico ocorre como cristais subédricos a euédricos, exibindo triclinicidade variável, com sua típica geminação polissintética cruzada, moderadamente desenvolvida. Geralmente, apresenta intercrescimento micropertítico, em que os filmes de plagioclásio são destacados por sua intensa sericitização.

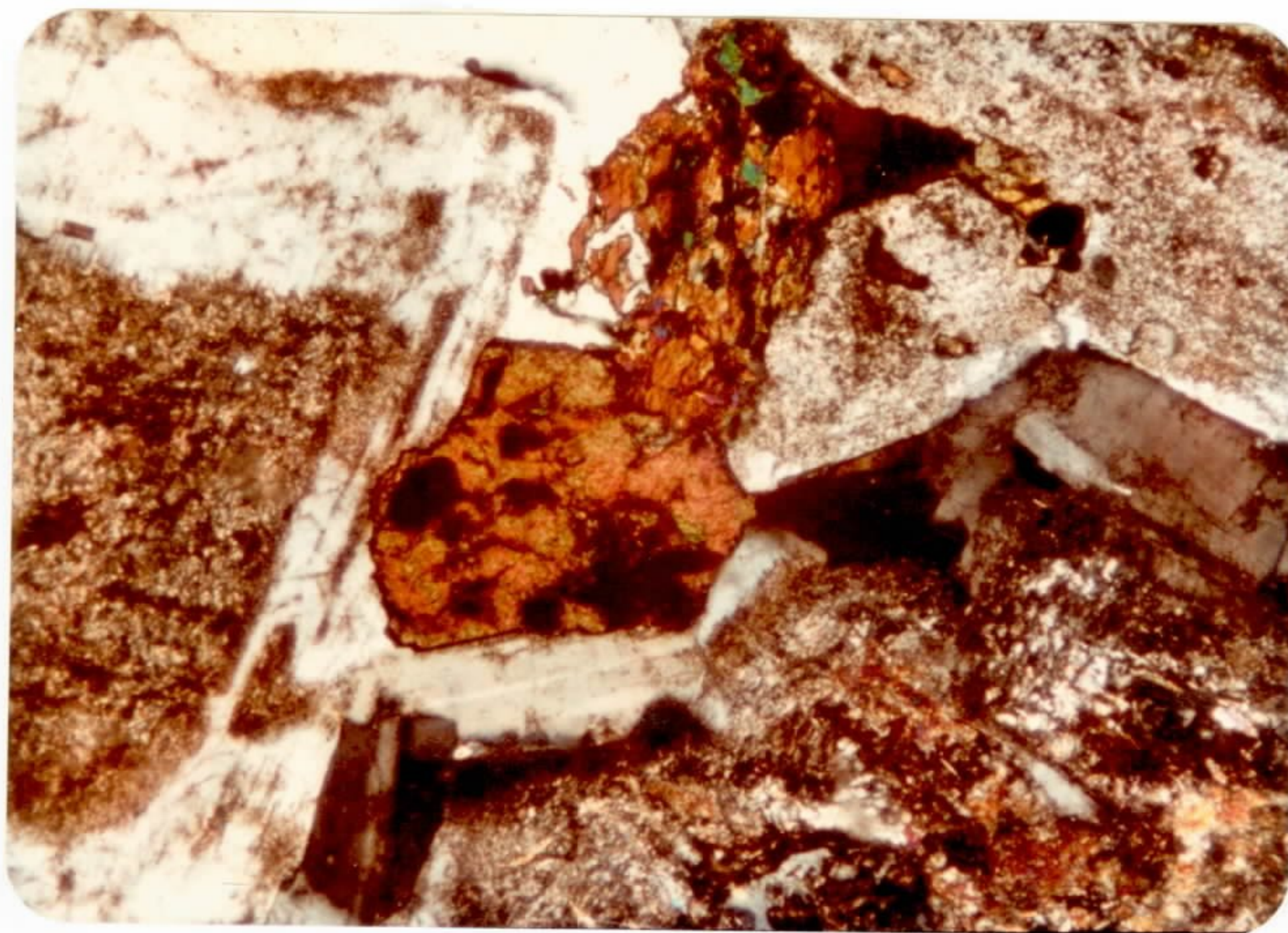
O plagioclásio é do tipo oligoclásio, ocorrendo como cristais subédricos a euédricos, exibindo geminação do tipo albita e combinada albita-Carlsbad. É conspícuo o forte zoneamento com diferenças composicionais, refletida pela seletiva transformação em sericita e argila.

Alguns tipos adamelíticos como os representados nas estações CS - 120 e CS - 121, AB - 266 e AB - 267 e AT-30, exibem uma evolução química composicional sugestiva de uma variação faciológica por diferenciação, ou mistura entre magmas, resultando numa similaridade textural e mineralógica





C P R M



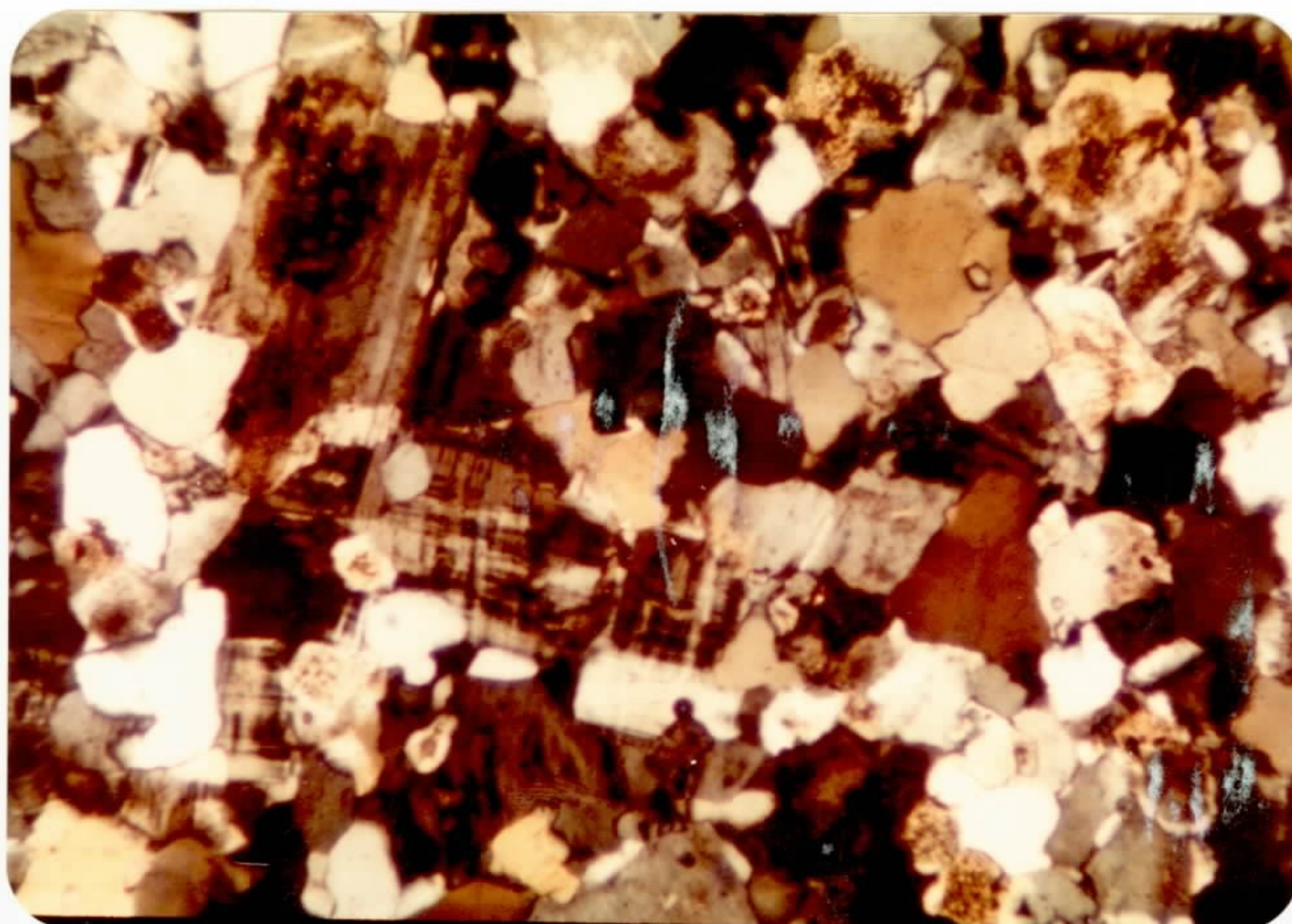
FOTOMICROGRAFIA Nº 01

Estação AB-R-282 - Adamelito- Aumento: 10X-LP-  
Adamelito Água Branca - Margem direita do m  
edio curso do rio Mapuera - Vista parcial em s  
ção delgada de adamelito mostrando plagioclã  
sio sódico zonado com seritização parcial sele  
tiva, quartzo algo intersticial, titanita e horn  
blenda.





CPRM



FOTOMICROGRAFIA Nº 02

Estação AB-R-91 - Adamelito - Aumento: 10X-LP-  
Adamelito Água Branca - Rio Acari. Vista par-  
cial em seção delgada de adamelito, mostrando  
sua típica e generalizada associação mineralô-  
gica. Quartzo, micro-clina e plagioclásio zona-  
do e parcialmente sericitizado, são fases mine-  
rais majoritárias observadas.





ca característica e inerente aos granitóides alasquíticos, da unidade Serra do Acari. Assim, esses tipos apresentam plagioclásio com características albíticas e o feldspato potássico com propriedades monoclinicas similares aos ortoclásicos da unidade Serra do Acari.

A biotita e a hornblenda hastingsítica são as fases varietais comumente presentes, dispersas irregularmente por toda a rocha. A biotita mostra, nos diversos tipos analisados, diferentes graus de cloritização, estando usualmente associada a titanita, epidoto, opacos, zircão, apatita e hornblenda hastingsítica.

Monzonito e Monzodiorito - esses tipos, ocorrentes nas estações (CS - 97 e CS - 96), representam variações composicionais dentro da unidade Água Branca. Exibem as mesmas similaridades texturais e mineralógicas, diferindo entre si, apenas no percentual volumétrico entre o plagioclásio e k-feldspato. De um modo geral, mostram uma textura hipidiomórfica heterogranular com cristais dispostos numa massa fundamental de marcante isotropismo estrutural, com grãos minerais em arranjo mútuo segundo linhas de contato, refletindo uma cristalização ígnea em ambiente tectônico de característica pós-cinemática ou anorogênica. A composição mineralógica é invariavelmente representada por plagioclásio, microclina, quartzo, biotita, hornblenda, clorita, titanita, epidoto, opacos, apatita, zircão, rutilo e vermiculita e/ou hidrobiotita.

O plagioclásio apresenta-se como cristais subédricos a euédricos, fortemente zonado, com moderada alteração em sericita e argila, pobremente geminados, dificultando, em muito, a determinação de sua composição.

A microclina ocorre como cristais de tendência xenomórfica, em quantidade subordinada, localizando-se comumente nos espaços intergranulares. Ocasionalmente, apresenta-se como cristais bem desenvolvidos de triclinicidade

moderada e contendo inclusões de grãos remanescentes de plagioclásio.

O quartzo ocorre em quantidades subordinadas, de forma anédrica, geralmente ocupando os espaços intersticiais.

A biotita, por vezes cloritizada, contém, ocasionalmente, inclusões de rutilo em típica textura sagenítica. Comumente, contudo, está intimamente associada a hornblenda, titanita, opacos, apatita e zircão.

#### 3.3.4 - Petroquímica

As rochas componentes da unidade Água Branca são petrologicamente consideradas como de caráter intrusivo a norogênico, baseado fundamentalmente nas relações texturais e mineralógicas. Fazem parte de um evento magmático, essencialmente plutônico, cujas condições de cristalização evidenciam uma natureza *subsolvus*, destacando-se por uma composição adamelítica quase invariável e um índice petrogenético médio 1,1. Os dados geoquímicos indicam, claramente, pertencerem a uma linhagem subalcalina do tipo calcialcalina com características hiperaluminosas, em função do excesso de  $Al_2O_3$  em relação ao  $Na_2O + K_2O + 2CaO$ , tendo como reflexo maior a existência de corindon normativo em forma frequente e constante (média de 3,4%).

As concentrações médias, desvio padrão e valores extremos dos elementos maiores e traço, bem como, a correspondente mineralogia normativa CIPW para 17 amostras representativas da unidade Água Branca, estão listadas na tabela 4. Como se observa, todas as amostras representativas são supersaturadas em sílica, contendo assim grandes quantidades de quartzo normativo em coerência com a sua compo

TABELA 04 - Composição (média) química e normativa dos elementos maiores (percentagem em peso), abundância (teores médios) de alguns elementos - traços (em ppm) e alguns parâmetros estatísticos correspondentes dos granitóides pertencentes a unidade Adamelito Água Branca.

n - nº de amostra;  $\bar{x}$  - média aritmética; S - desvio padrão

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	TiO <sub>2</sub>	MnO	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	P.F.
n	17	17	17	17	17	17	17	17	17	17	17	17
$\bar{x}$	68.6	17.0	1.4	1.3	0.3	0.05	2.0	0.7	3.6	3.9	0.2	0.8
s	3.5	1.3	0.6	0.5	0.1	0.02	0.6	0.4	0.7	0.4	0.06	0.1
Valores	máximo	76.2	19.7	2.7	2.3	0.6	3.3	2.2	4.7	4.8	0.31	1.2
	mínimo	62.0	14.0	0.3	0.45	0.1	<0.02	0.7	0.23	2.4	0.07	0.5

	qz	or	ab	an	cor	hy	mt	il	ap
n	17	17	17	17	17	17	17	17	17
$\bar{x}$	27.3	23.5	30.5	9.2	3.4	2.7	1.9	0.6	0.3
s	7.1	2.4	6.4	2.8	1.3	1.6	0.8	0.2	0.1
Valores	máximo	43.4	28.6	40.0	14.4	5.7	7.6	1.1	0.7
	mínimo	8.8	21.3	20.3	3.4	0.4	0.0	0.2	0.2

	Ba	Cr	Cu	F	La	Li	Ni	Pb	Rb	Sc	Sr	Y	Zn	Zr
n	17	17	17	17	17	17	17	17	17	17	17	17	17	17
$\bar{x}$	1217	5.3	4.5	550	81	26	1.4	22	170	4.4	417	27	17.6	94
s	484	6.5	4.1	235	42	10	4.7	16	33	2.2	458	18	38	35
Valores	máximo	2000	30	1000	200	48	20	70	230	7.0	1500	70	100	150
	mínimo	700	0.0	2.5	225	20	5	0.0	10	0.0	50	10	0.0	50

sição modal. O elevado teor de quartzo normativo (média de 27,3%), juntamente com a moderada abundância de corindon e baixos teores de hiperstênio, são as características normativas mais marcantes da unidade. Salienta-se, contudo, que as observações petrográficas denunciam, em todos os espécimes analisados, uma certa abundância em hornblenda e uma destacada ausência de muscovita, fato este marcadamente a típico dos granitos hiperaluminosos. Admitir-se-ia, preliminarmente, que o excesso de alumina refletido na presença de corindon normativo, sugeriria uma natureza aluminosa para hornblenda e biotita cloritizada, bem como, esta geoquímica poderia ser resultado de alteração, embora uma correlação entre o grau de alteração e a presença de corindon normativo não esteja, convincentemente, materializada. Uma das características petrográficas marcantes do Adamelito Água Branca é a presença frequente de titanita e ilmenita (?) como minerais acessórios, atuando provavelmente como testemunhos ou fases relictuais, ou herdadas da rocha parental de natureza máfica. Esta associação mineralógica está revelada na análise química que mostra uma média de 0,32% de  $TiO_2$  e está refletida na norma como ilmenita, com teor de 0,6% em média.

O magmatismo anorogênico Água Branca, comportando termos essencialmente ácidos de jazimento plutônico possui caracteres magmático evolutivo, que segundo os dados geoquímicos permitem caracterizá-lo como do tipo essencialmente subalcalino, pela utilização dos dados químicos brutos, no diagrama binário álcalis x  $SiO_2$  (figura 4), como proposto por MACDONALD & KATSURA (1964). Nesse diagrama distinguem-se as séries alcalinas das subalcalinas, segundo uma linha reta determinada por esses autores. A rigor, esse diagrama foi elaborado para as rochas vulcânicas em que é evidente uma proveniência a partir da cristalização de líquidos magmáticos. A princípio, poderia parecer extremamente delicado aplicá-lo às rochas plutônicas, como conse



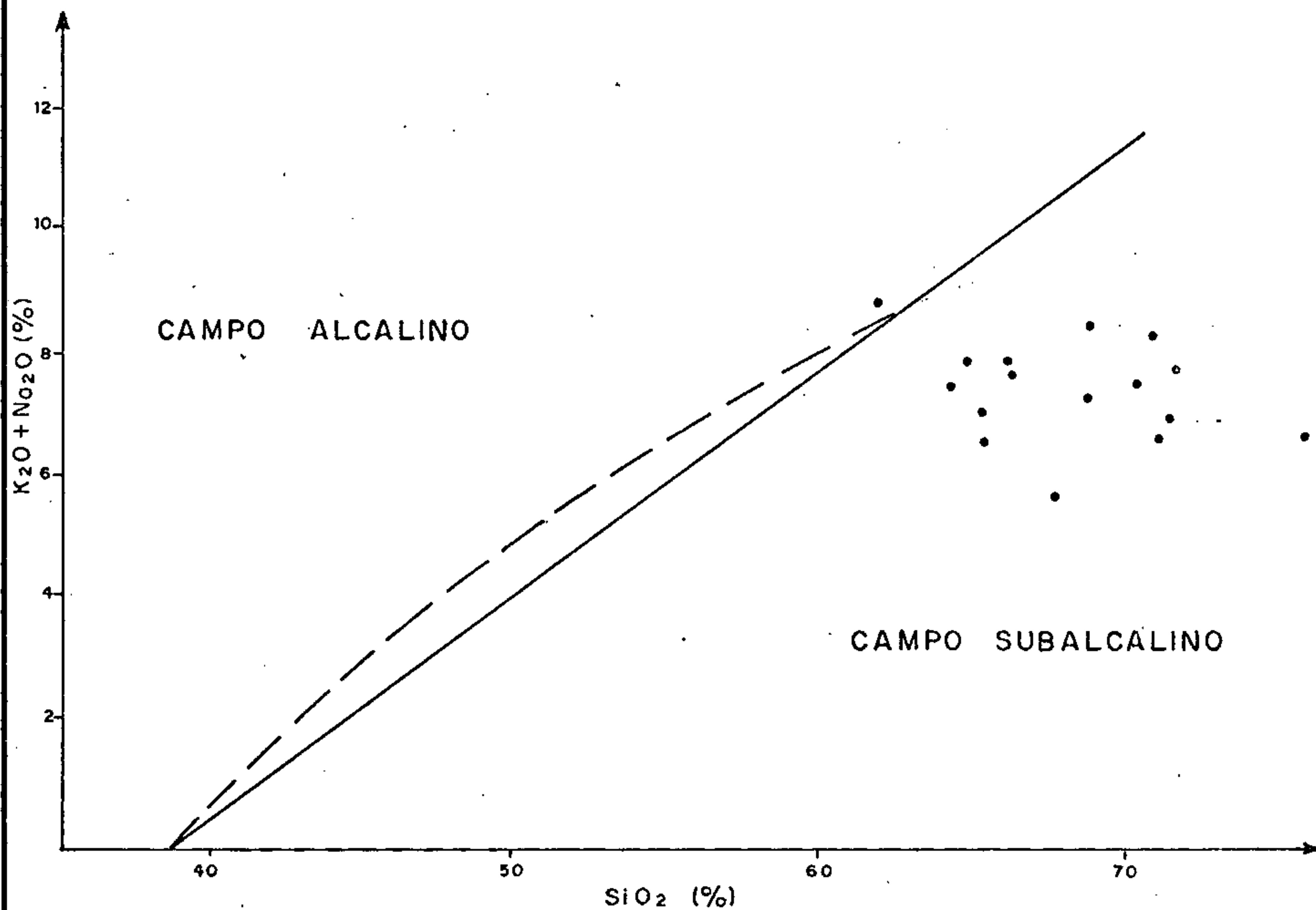


FIGURA 04 - Comportamento dos granitóides Água Branca em diagrama Alcalis *versus* Sílica. A linha tracejada é a proposta por IRVINE & BARACAR (1975). A linha contínua é a sugerida por MACDONALD (1968).



quência da possível contaminação crustal e da presença de cumulados. Contudo, salienta-se que os litotipos componentes da unidade Água Branca, utilizados para análise laboratorial - como se observa pelos estudos das seções delgadas - não são afetados por manifestações deutéricas e hidrotermais, bem como, a baixa razão inicial dos isótopos de estrôncio, atestando uma origem mantélica ou crustal inferior, permitem o emprego de tal diagrama com acentuado grau de confiabilidade. A série magmática subalcalina do Adamelito Água Branca é, ainda, caracterizada como do tipo calcialcalino, como decorrência de sua evolução sem apresentar um notável enriquecimento em ferro, como observado no diagrama AFM (figura 5) de IRVINE & BARAGAR (1971). O Adamelito Água Branca, como um derivativo anatexítico de uma rocha parental máfica, possui teores de  $Al_2O_3$  variando de 14,0% a 19,7% (média de 17%), podendo ser assim caracterizado como representativo magmático alto-aluminoso e cujo caráter calcialcalino é reforçado pela plotação dos pontos representativos no diagrama binário  $Al_2O_3$  x Composição Normativa do Plagioclásio - C.N.P. (figura 6), onde uma linha arbitrária, julgada conveniente, é traçada a partir de uma composição extremamente cálcica do plagioclásio, até uma composição de cerca de  $An_{35}$ . Visando, ainda, melhor caracterizar o magmatismo anorogênico Água Branca, ocorrente na área trabalhada, foi elaborado o diagrama binário de WRIGHT (1969),  $SiO_2$  x Razão de Alcalinidade (figura 7), sendo esta razão dada pela fórmula  $Log \frac{Al_2O_3 + CaO + 2Na_2O}{Al_2O_3 + CaO - 2Na_2O}$ . Como se observa, os pontos representativos, plotados no diagrama, ocuparam, predominantemente, o campo calcialcalino.

Em adição, a linhagem hiperaluminosa é discriminada no diagrama  $Na + K - Fe_t - Al$  (figura 8) em que a distribuição dos pontos representativos das composições químicas das rochas pertencentes ao Adamelito Água Branca, mostra um posicionamento cujas evoluções parecem ser, essen

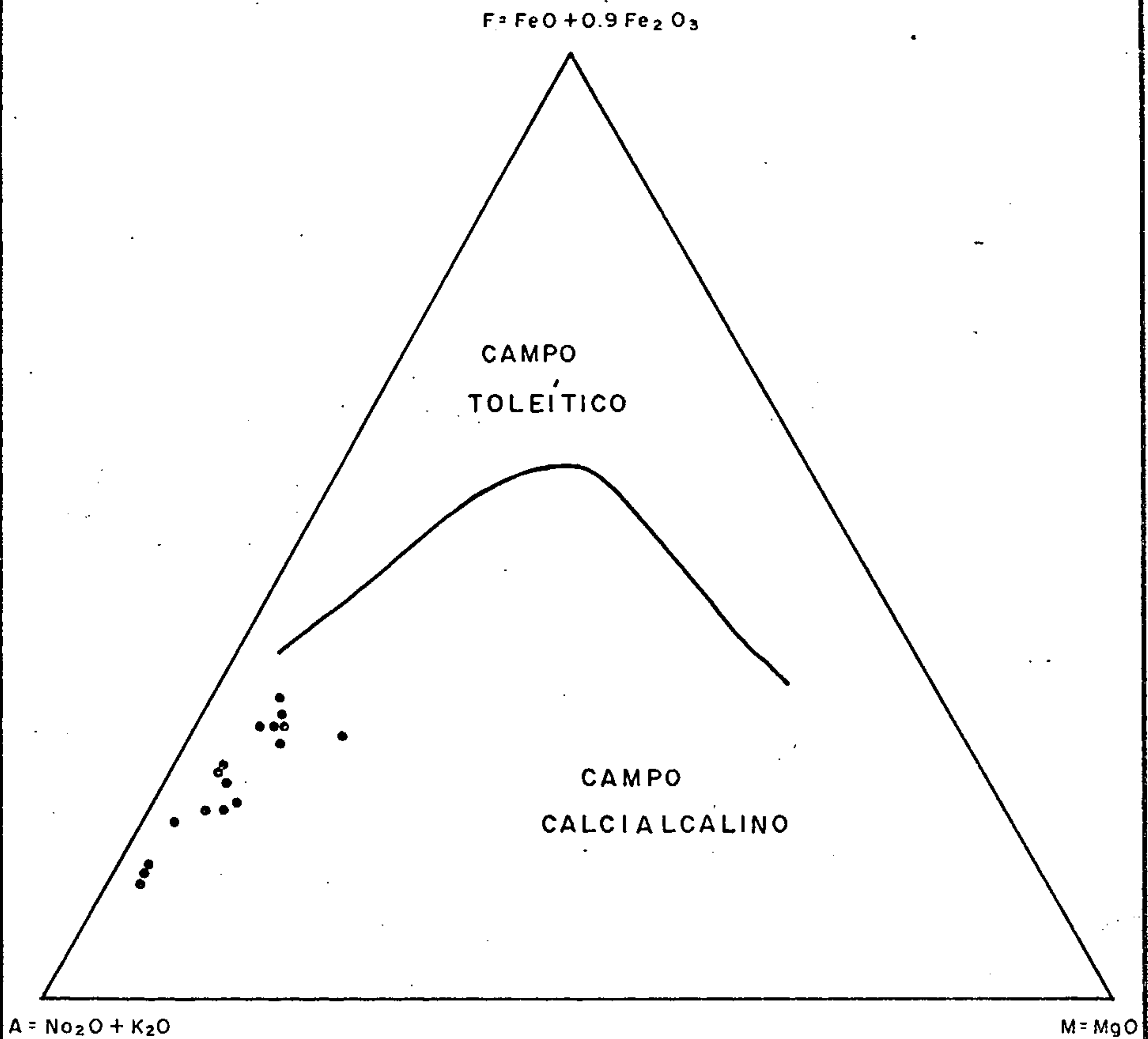
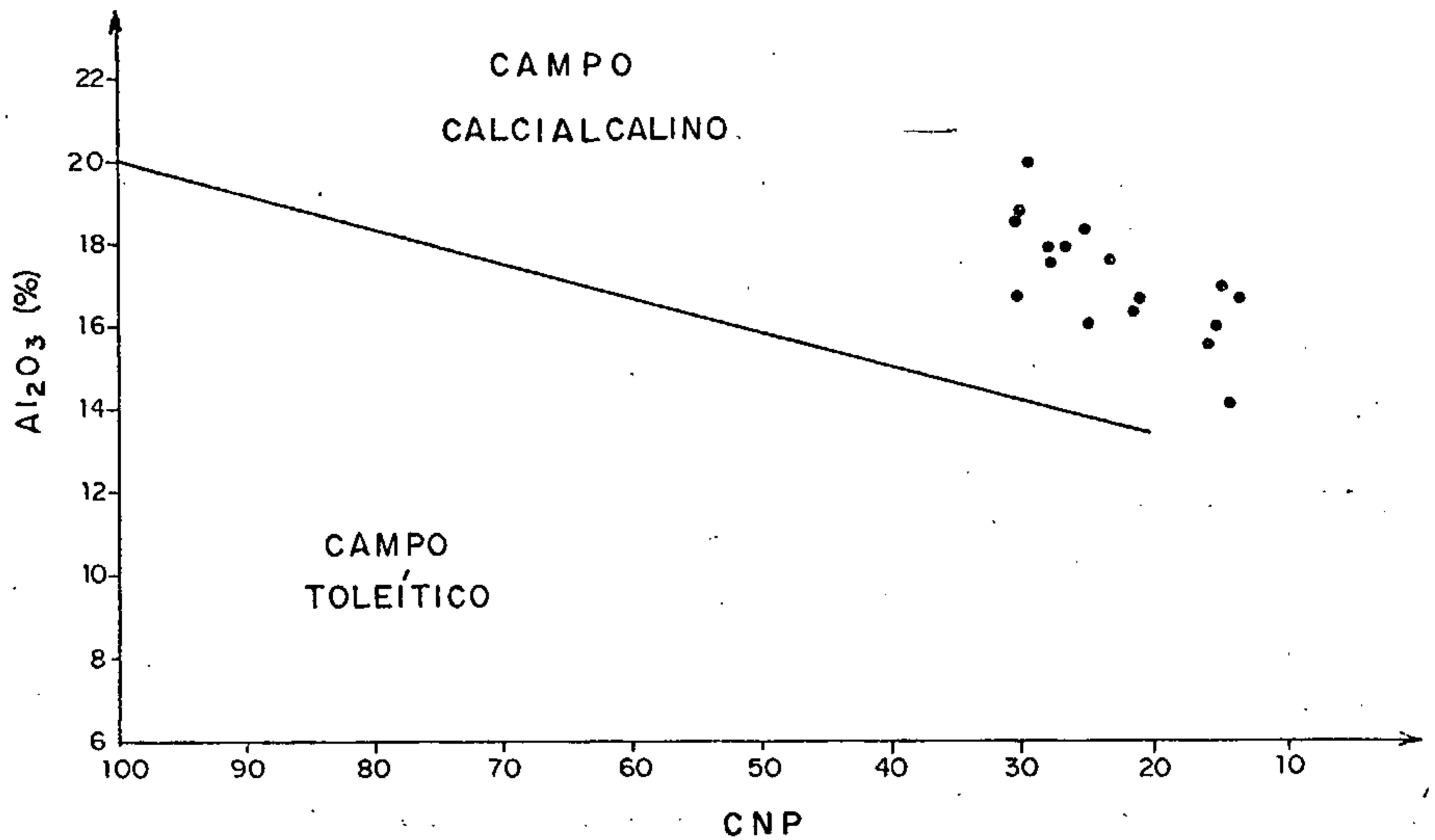


FIGURA 05 - Comportamento dos granitóides Água Branca em diagrama AFM (IRVINE & BARAGAR, 1971). A linha contínua representa o limite entre os campos toleítico e calcialcalino.



COMPOSIÇÃO NORMATIVA DO PLAGIOCLÁSIO (An%)

FIGURA 06 - Comportamento dos granitóides Água Branca no diagrama  $Al_2O_3$  versus CNP (IRVINE & BARAGAR, 1971).

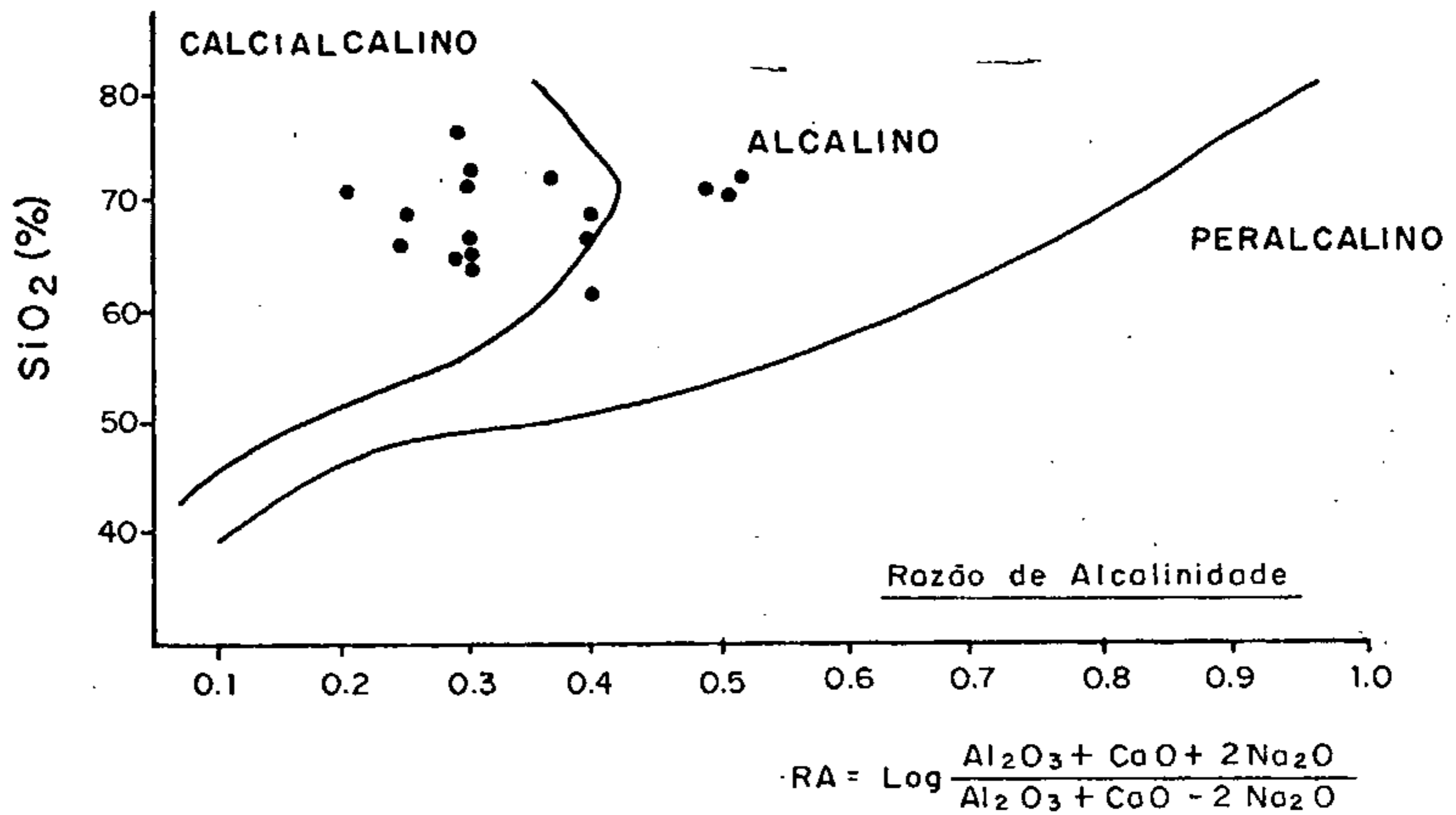


FIGURA 07 - Comportamento dos granitóides Água Branca no diagrama da WRIGHT (1969).



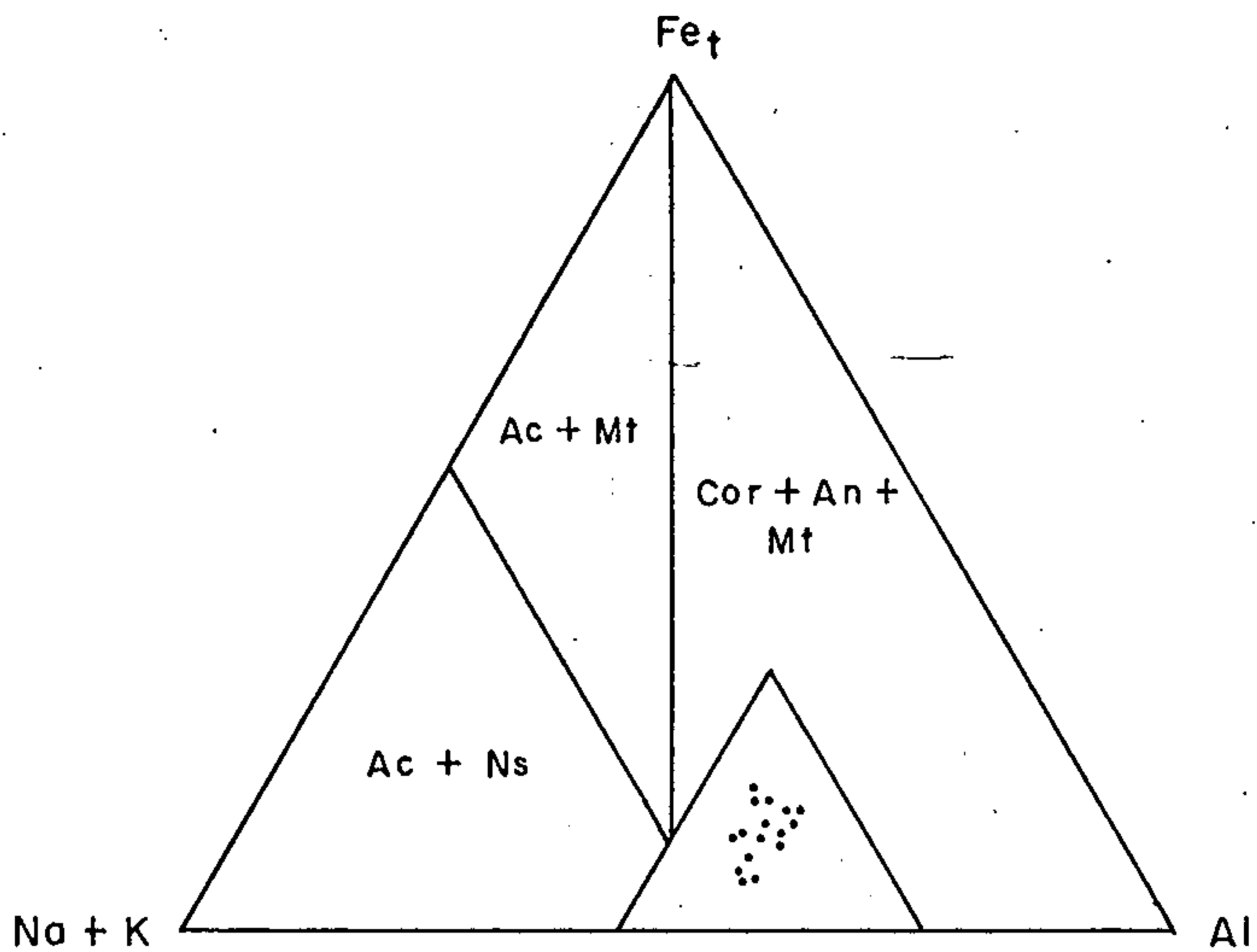


FIGURA 08 - Diagrama triangular  $Na + K - Fe_t - Al$ , com os campos dos fácies normativos delimitados, onde é mostrada a distribuição dos pontos representativos das composições químicas das rochas pertencentes à unidade Água Branca.



cialmente, controladas pela razão  $Na + K/Al$ , e que de um modo geral coincidem com o fácies corindon + anortita + magnetita normativos. Torna-se, igualmente, interessante considerar os diferentes papéis desempenhados pela Na e K. Nesse sentido, o diagrama Na - K - Al (figura 9), possibilita a separação em um campo, com plagioclásio sódico dominante e, um outro, tendo feldspato potássico dominante, apresentando como divisão mediana a linha  $Al_{50}$  de saturação em alumínio. A maioria das rochas alvo, pertencentes à unidade Água Branca, situa-se no domínio do feldspato potássico, o que reflete um ligeiro aumento nos teores em microclina e, em consequência, um ligeiro aumento da razão K/Na.

Os *trends* dos elementos maiores do Adamelito Água Branca são ilustrados pelo diagrama binário de variação (figura 10). Com exceção do  $Na_2O$ ,  $K_2O$  e  $Al_2O_3$ , que - embora apresentem um moderado grau de dispersão - permanecem de uma certa forma constante, em relação com a extrema variação de teores (62 a 76,2%) de sílica, os demais óxidos mostram uma fraca a moderada correlação negativa com a sílica, tais como  $TiO_2$ ,  $CaO$ ,  $MgO$ ,  $FeO$  e  $Fe_2O_3$ . Os *trends* refletem uma sequência de fraca diferenciação entre os litotipos da unidade Água Branca. Os diagramas mostram um gap nos teores em sílica entre 62% a 64,4%, entre 66,5% a 68,9% e entre 71,7% a 76,2%, refletindo, provavelmente, diferentes graus de evolução e fracionamento magmático de vários pequenos corpos consolidados em diferentes intervalos horizontais e de profundidade, considerando o fato da dispersão de inúmeras ocorrências, sobre as quais as amostras foram coletadas e, quimicamente analisadas, no objetivo desta visualização geoquímica - panorâmica do comportamento destes macroelementos.

O diagrama triangular que representa o sistema  $NaAlSi_3O_8 - KAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O$  (figura 11) de TUTTLE & BOWEN (1958) mostra que os pontos individuais representativos de diversas ocorrências do Adamelito Água Branca, con

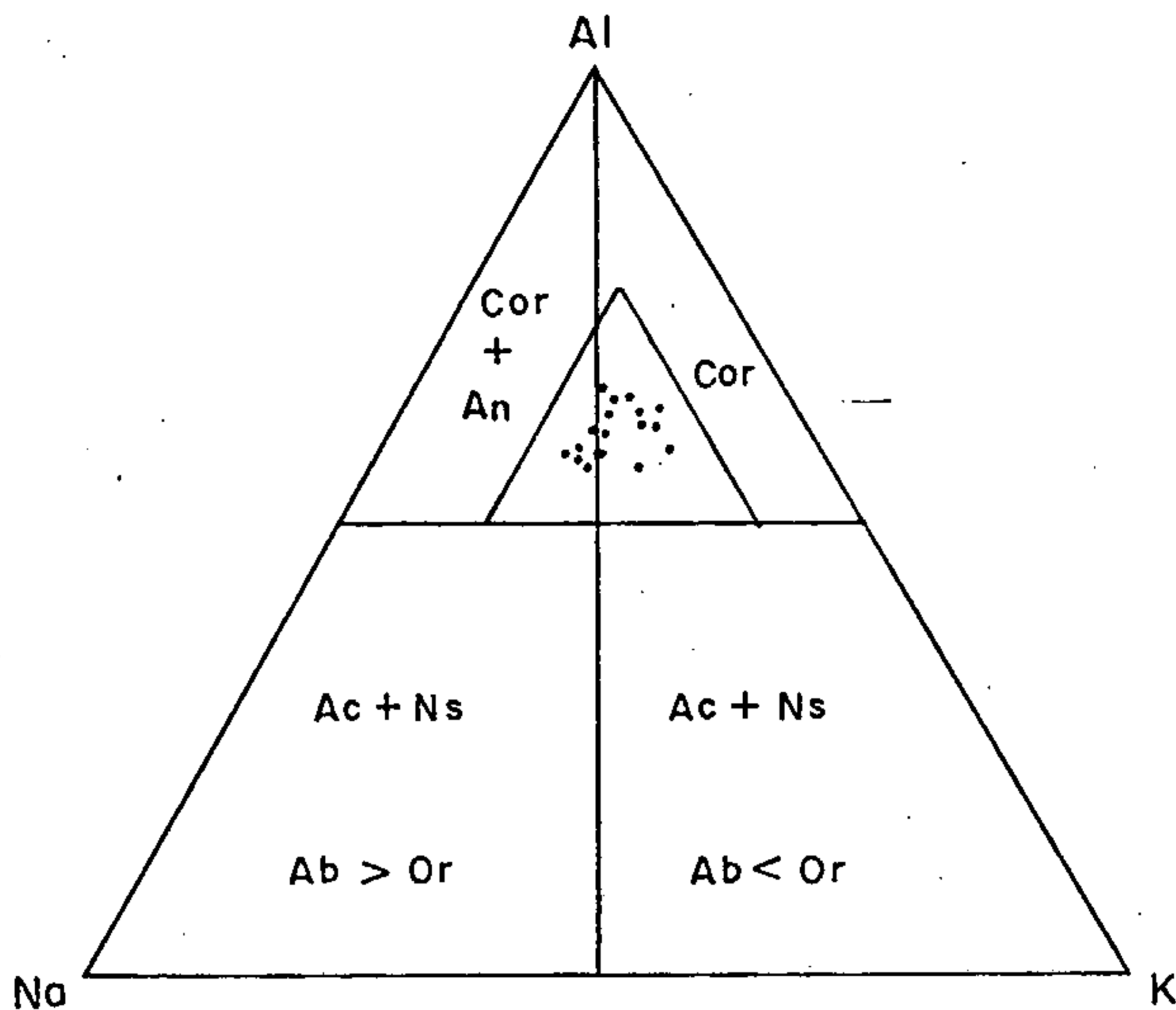


FIGURA 09 - Diagrama triangular Na-K-Al, mostrando a separação pela linha Al<sub>50</sub> em dois campos, em função das proporções relativas entre os feldspatos sódicos e potássicos, bem como os campos dos fácies normativos, no qual são plotados os pontos representativos do Adamelito Água Branca.

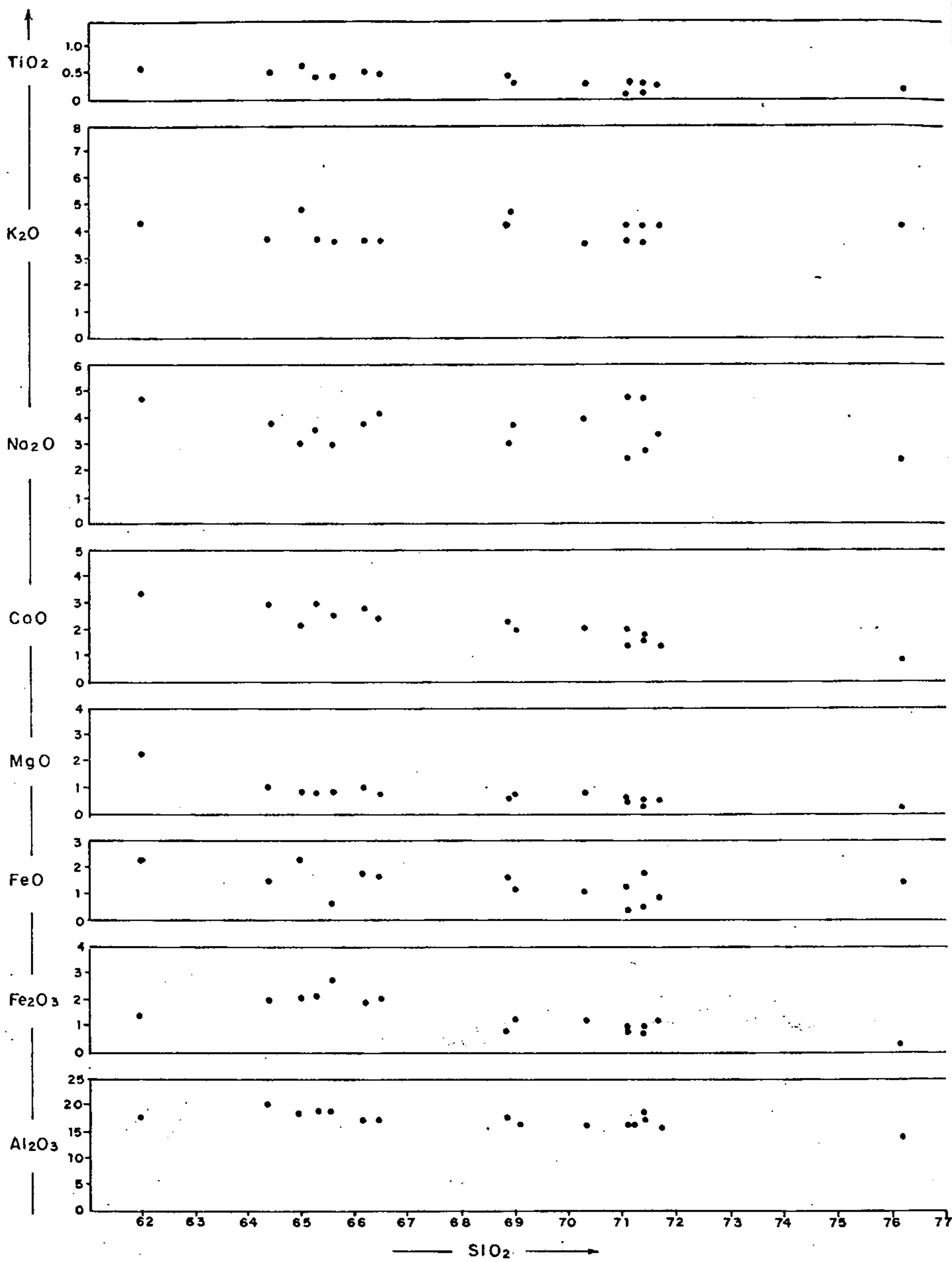


FIGURA 10 - Diagrama de variação dos óxidos maiores (%) *versus* sílica (%) em amostras do Adamelito Água Branca.

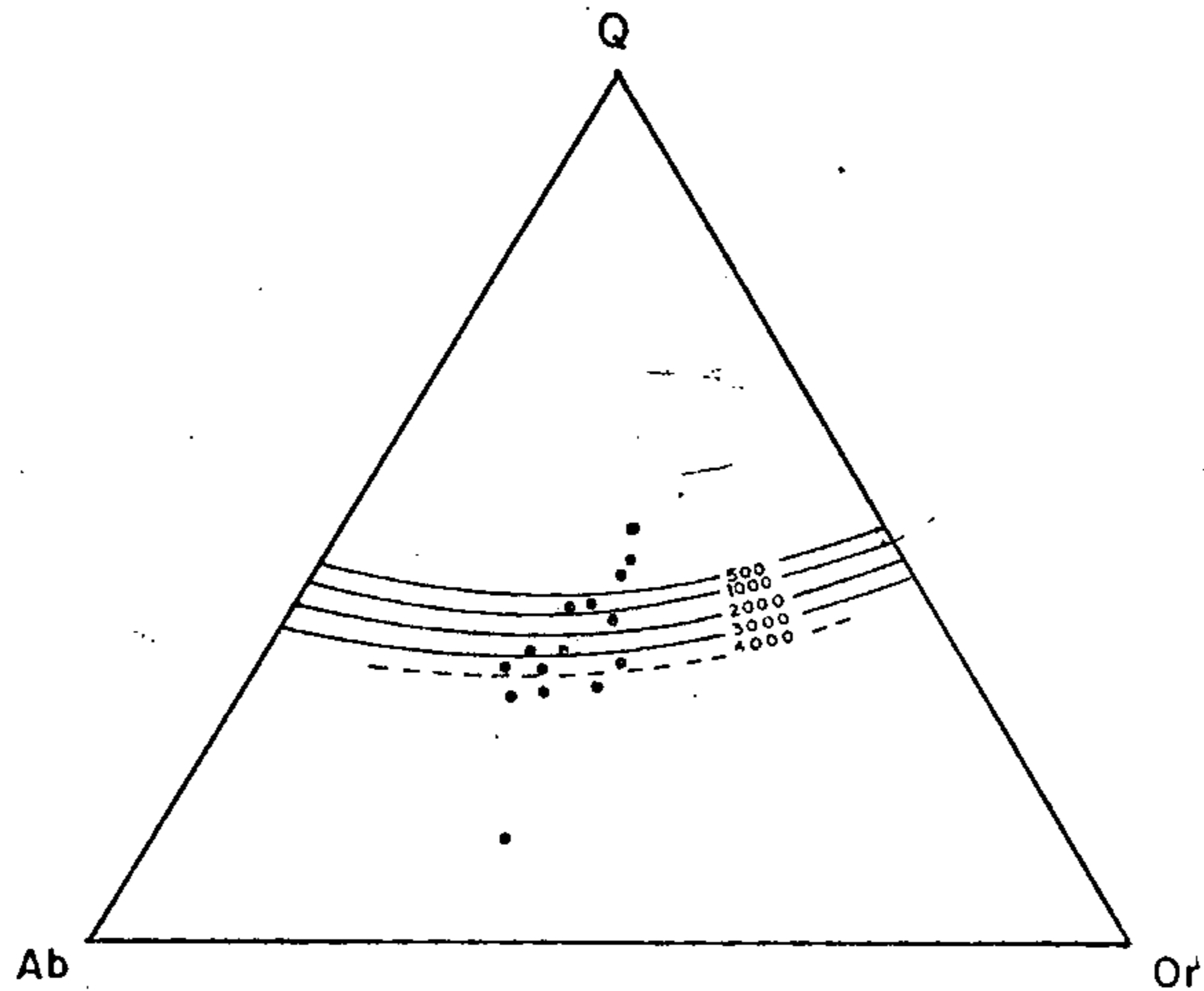


FIGURA 11 - Diagrama triangular mostrando as proporções de quartzo, albita e ortoclásio normativo, representando a composição de 15 amostras do Adamelito Água Branca. A posição do ternário mínimo para várias pressões de vapor d'água (bar) é mostrada (TUTTLE & BOWEN, 1958).



tendo mais de 80% de quartzo + albita + anortita normativo - exibem diferentes posicionamentos em função das . razões entre os três elementos normativos - refletem diferentes composições graníticas a diferentes  $\text{pH}_2\text{O}$ . A posição dos pontos figurativos entre si, não representa uma diferenciação ou fracionamento, ou evolução de um único corpo granítico, mas sim, diferentes pequenos *stocks* individualizados quanto ao seu sistema físico-químico de cristalização.

Os dados geoquímicos, referentes aos elementos traço, são exibidos em relação à sílica sobre diagrama de variação (figura 12). Elementos tais como, lítio, rubídio, zircônio, chumbo e bário, mantêm uma certa constância com relação à variação de sílica. Escândio, cobre, vanádio e estrôncio mostram uma fraca correlação negativa, enquanto o itrio e o lantânio mostram uma fraca tendência positiva em relação à variação dos teores de sílica. A análise do comportamento geoquímico dos elementos traço não mostra nenhuma anormalidade nas suas abundâncias, indicando ser o Adamelito Água Branca, um granitóide metalogeneticamente estéril, particularmente, em relação aos metais de afinidade granítica, sendo, contudo, um metalotecto aurífero com base no conhecimento já adquirido em outros granitos petrologicamente correlacionáveis, no domínio do Craton Amazônico. O flúor e o lítio que são classicamente considerados como elementos indicativos para existência de depósitos pneumatolíticos - particularmente estanho - não mostram concentrações anômalas sugestivas.

Os elementos de maior raio iônico, tais como estróncio, bário e rubídio, são discutidos, conjuntamente, pela sua abundância e larga distribuição entre as rochas ígnneas ácidas, estando diretamente relacionados aos feldspatos. A maior parte dos teores de estrôncio e de bário das rochas graníticas está concentrada no plagioclário e no feldspato potássico, respectivamente (NOCKOLDS & ALLEN, 1953; BERLIN & HENDERSON, 1969). O bário, sendo quase idênu

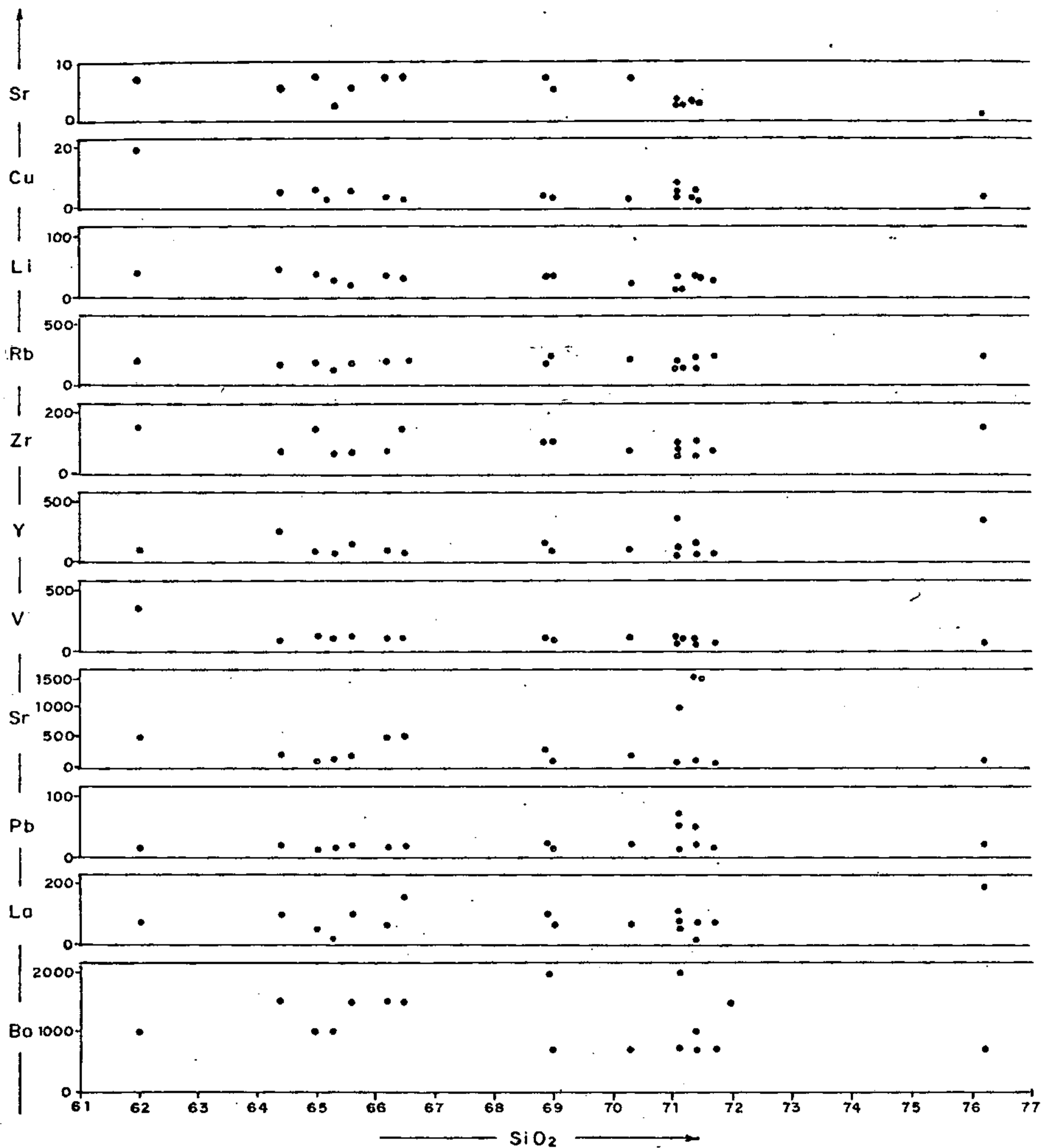


FIGURA 12 - Diagrama de variação de alguns selecionados elementos - traço (em ppm) *versus* sílica (%) para o Adamelito Água Branca.



tico em tamanho com o potássio, se comporta de acordo com o clássico princípio da captura e normalmente se concentra - em relação ao potássio - nas primeiras fases minerais e, portanto, nos estágios mais anteriores da cristalização. Salienta-se, contudo, a não depleção do bário no magma, mesmo nos estágios mais tardios, na sequência de diferenciação (NOCKLOLDS & ALLEN, op. cit.). Levando-se em consideração os raios iônicos, é sabido que geoquimicamente o bário e o rubídio podem substituir o potássio e, o estrôncio, igualmente, pode substituir o cálcio e o potássio, nas fases feldspáticas. Ainda em função dos raios iônicos, é sabido que o estrôncio se concentra nas últimas fases do plagioclásio e juntamente com o bário, nas fases mais precoces dos feldspatos potássicos. Nesse sentido, a máxima concentração de estrôncio, nos granitóides Água Branca, se efetivaria numa fase mais primeira, do que a máxima concentração de bário e, em consequência, os magmas cristalizantes apresentariam uma depleção, primeiro em estrôncio e depois em bário. Por outro lado, o rubídio se concentra nas frações magmáticas mais residuais e a sua concentração aumenta nas fases mais tardias do feldspato potássico, refletindo uma forte coerência entre potássio e rubídio, nas rochas ígneas. Este fato, salientado por HEIER & ADAMS (1963), na sua revisão sobre a geoquímica do rubídio, considera como fator restritivo o uso da razão K/Rb, como indicativo do grau de diferenciação. IMEOKPARIA (1971) considera as razões Ba/Rb e Rb/Sr, como indicadoras do grau de fracionamento, alteração pós-magmática e mineralizações das rochas granitóidicas. Os diagramas Ba/Rb (figura 13) e Rb/Sr (figura 14) apresentam uma marcante correlação negativa, indicando um enriquecimento em rubídio acoplado a um empobrecimento em estrôncio, correspondendo a diferentes graus de fracionamento magmático, entre os diferentes corpos de Adamelito Água Branca, ocorrentes na área. EL BOUSEILY & EL SOKKARY (1975) propõem uma classificação das rochas graní

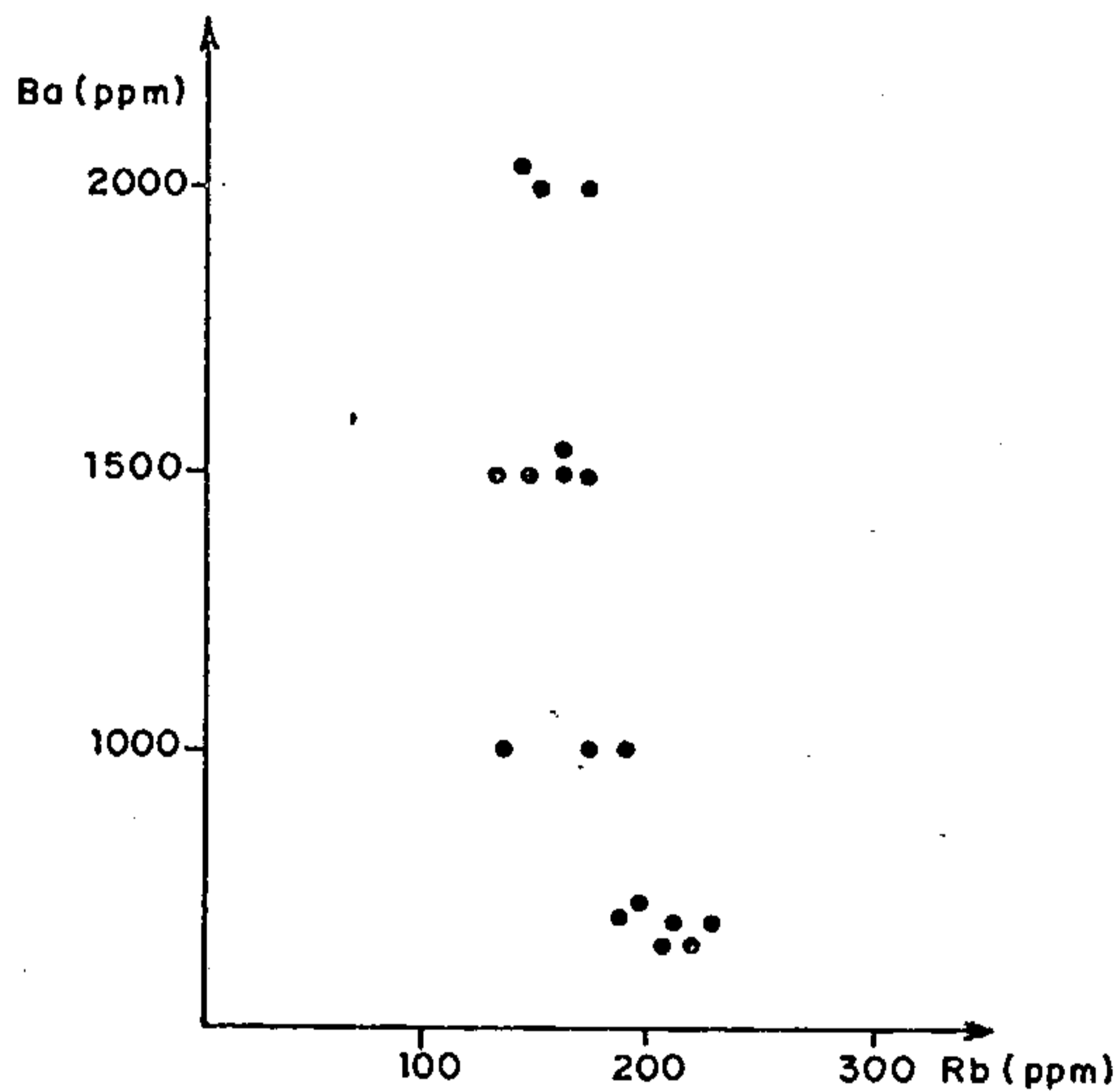


FIGURA 13 - Diagrama de variação Ba *versus* Rb, mostrando a distribuição dos pontos representativos dos litotipos pertencentes ao Adamelito Água Branca.



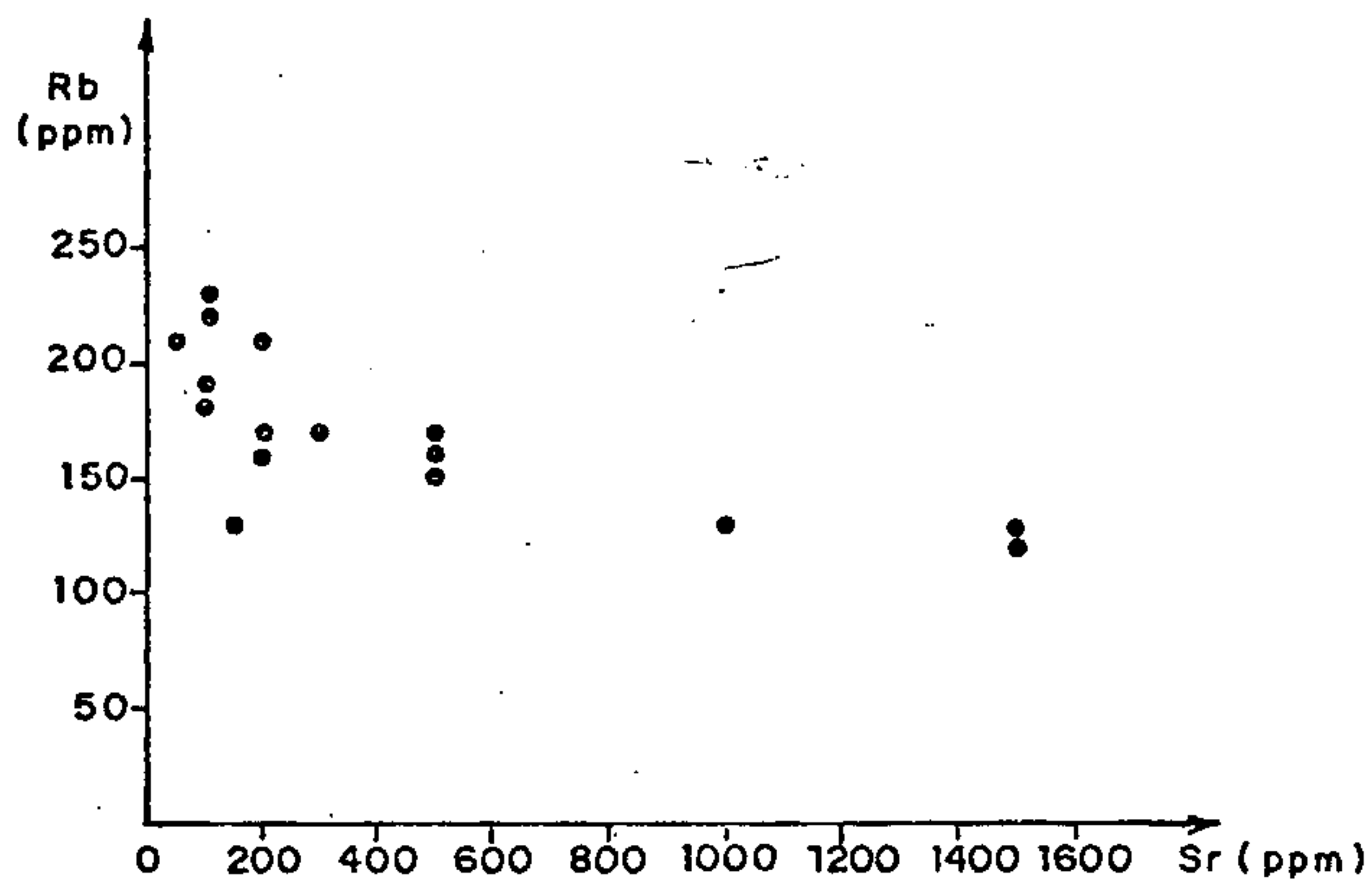


FIGURA 14 - Diagrama de variação Rb *versus* Sr, mostrando a distribuição dos pontos representativos da unidade Água Branca.



ticas em vários grupos de acordo com a extensão da diferenciação e salientam a dificuldade de se confiar, sobre os valores absolutos de Rb, Ba e Sr, ou sobre a relação binária entre dois deles, na visualização dos *trends* de diferenciação nas rochas graníticas que exibem uma longa variação no grau de sílico-saturação. Nesse sentido, acentuam que o melhor traçado nos *trends* de diferenciação deve ser fundamentado em dois diferentes fatores, dentro de uma relação ternária Rb - Ba - Sr, em que as sequências de diferenciação são governadas pelas razões Ba/Sr e Ba/Rb. A visualização das relações entre Rb, Ba e Sr, dos litotipos da unidade Água Branca, sob a forma de diagrama ternário (figura 15) mostra que os granitóides dessa unidade são considerados, predominantemente como granitos normais, cujos valores se aproximam dos valores de referência para os granitos com baixo teor em Ca de TUREKIAN & WEDEPOHL (1961). Quatorze das dezessete amostras estão, principalmente, agrupadas próximas ao vértice do Ba, indicando, portanto, uma mais alta concentração neste elemento e refletindo, porções menos diferenciadas. Duas das dezessete amostras analisadas situam-se no campo dos granitos anômalos, podendo representar ocorrências que composicionalmente transicionam para granodioritos e quartzo-dioritos, que também representam ocorrências distintas na área trabalhada e que, sobremaneira, refletem um aumento na abundância de Sr, em relação ao Ba, enquanto o Rb não mostra nenhum aumento significativo na sua concentração.

### 3.3.5 - Idade, Origem e Correlação

A idade do Adamelito Água Branca está - na área do Projeto - bem definida por estudos de radiocronologia Rb - Sr, em rocha total, efetuada no Laboratório Paraense

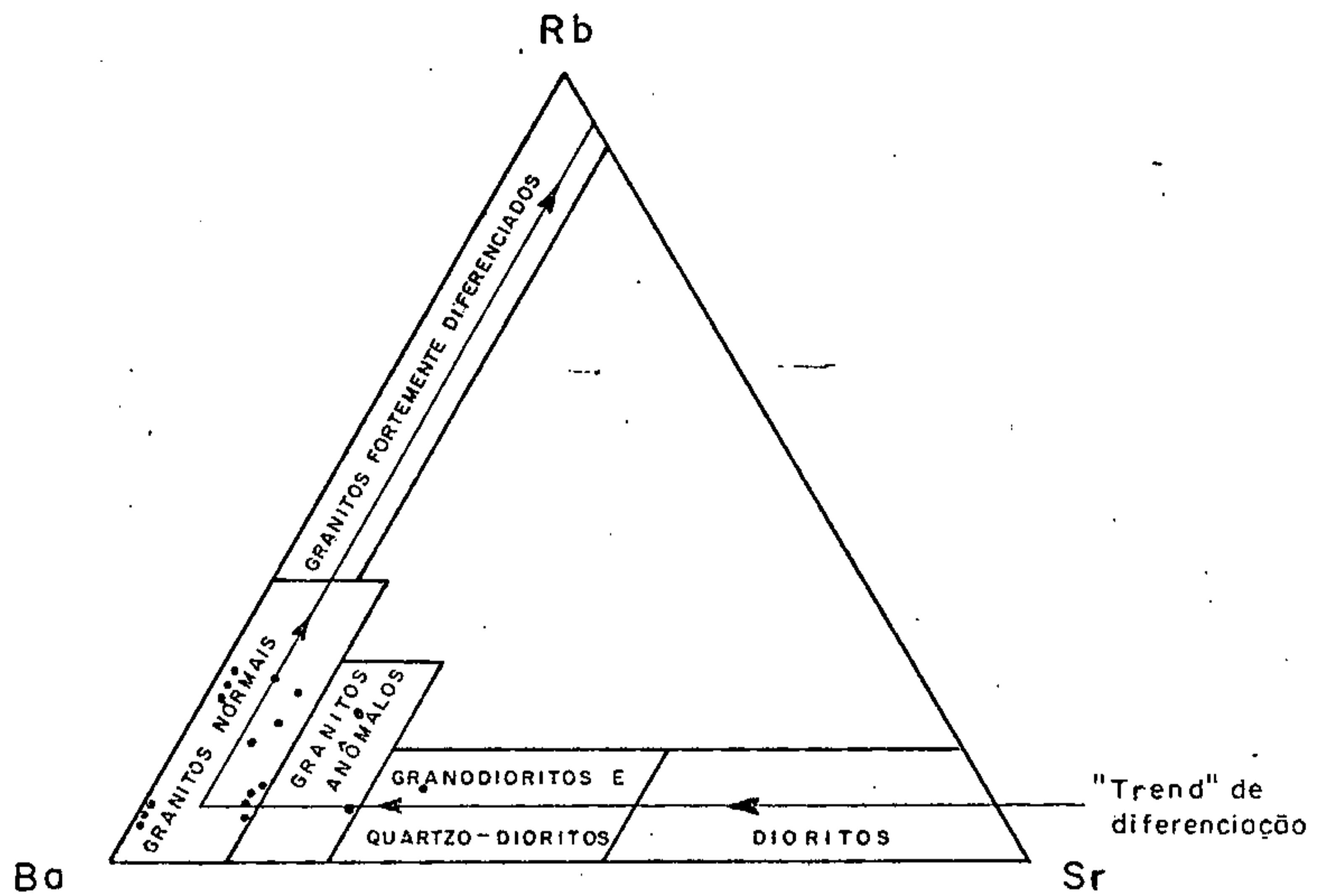


FIGURA 15 — Diagrama de variação mostrando a relação ternária, entre os componentes Rb - Ba - Sr ( em ppm ) nos granitóides da unidade Água Branca, bem como a delimitação dos diferentes campos composicionais em função do "trend" de diferenciação.

de Geologia Isotópica do Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas da Universidade Federal do Pará.

A metodologia consistiu na seleção de seis amostras das estações CS - 109, AB - 72, 91, 267, 09 e 66, realizada conjuntamente pelos autores deste relatório e com o Doutor ARIEL PROVOST. Após a seleção, foi efetuada a determinação preliminar dos teores de Rb e Sr, pelo método de fluorescência por Raios - X, como mostrado na tabela 5 e figura 16, fornecendo um excelente espalhamento das razões Rb/Sr. Os resultados analíticos geo-isotópicos, como constante na tabela 6 e o elaborado diagrama isocrônico na figura 17 (ARIEL PROVOST, THOMAS SCHELLER e MOACIR MACAMBIRA, 1983), evidenciam, de modo marcante, o excelente alinhamento ( $MSWD = 1,26$ ), que associado à boa dispersão das razões Rb/Sr, confirma, de maneira convincente, a cogeneticidade das rochas analisadas, assim como, demonstra a inexistência ou ausência de perturbações ou alterações isotópicas posteriores.

$$\frac{\text{Idade } T = 1910 \pm 23 \text{ (1 ) m.a}}{\text{Razão Inicial } I_0 = 0,70225 \pm 0,00031 \text{ (1 )}} \quad ( \text{Rb} = 0,0142 \text{ b.a.}^{-1} )$$

A idade registrada pelo fechamento do sistema Rb - Sr, na escala das rochas totais, é a da cristalização-consolidação dessas rochas, conforme as observações petrográficas envolvendo aspectos texturais e mineralógicos. A idade de 1,9 b.a., obtida para o Adamelito Água Branca, parece coincidir ou ser contemporânea, ao fim do Ciclo Transamazônico em ambiente geodinâmico pós-tectônico, ou ainda, constituir episódio plutono-magmático do tipo ativação tectono-magmática autônoma, no Proterozóico Inferior da Amazônia Central.

A razão inicial  $I_0$  é considerada baixa, ou seja, dentro da faixa de valores (0,7007 - 0,7038), considerada razoável para razões isotópicas do manto terrestre há 1,9



	Rb (ppm) <sup>†</sup>	Sr (ppm) <sup>†</sup>	Rb / Sr
AB - R - 09 *	190	270	0,704
AT - R - 30b	137	276	0,496
AB - R - 66 *	165	204	0,809
72a *	121	446	0,271
73a *	156	301	0,518
91a *	132	368	0,359
CS - R - 97	117	568	0,206
AB - R - 98b	120	482	0,249
CS - R - 109 *	105	616	0,170
AB - R - 267 *	195	295	0,505

(†) ± 2 ppm (σ)

(\*) Seleccionados para análise geo-isotópica

TABELA 05 - Teores de Rb e Sr medidos por fluorescência de Raios X em granitóides da unidade Água Branca.

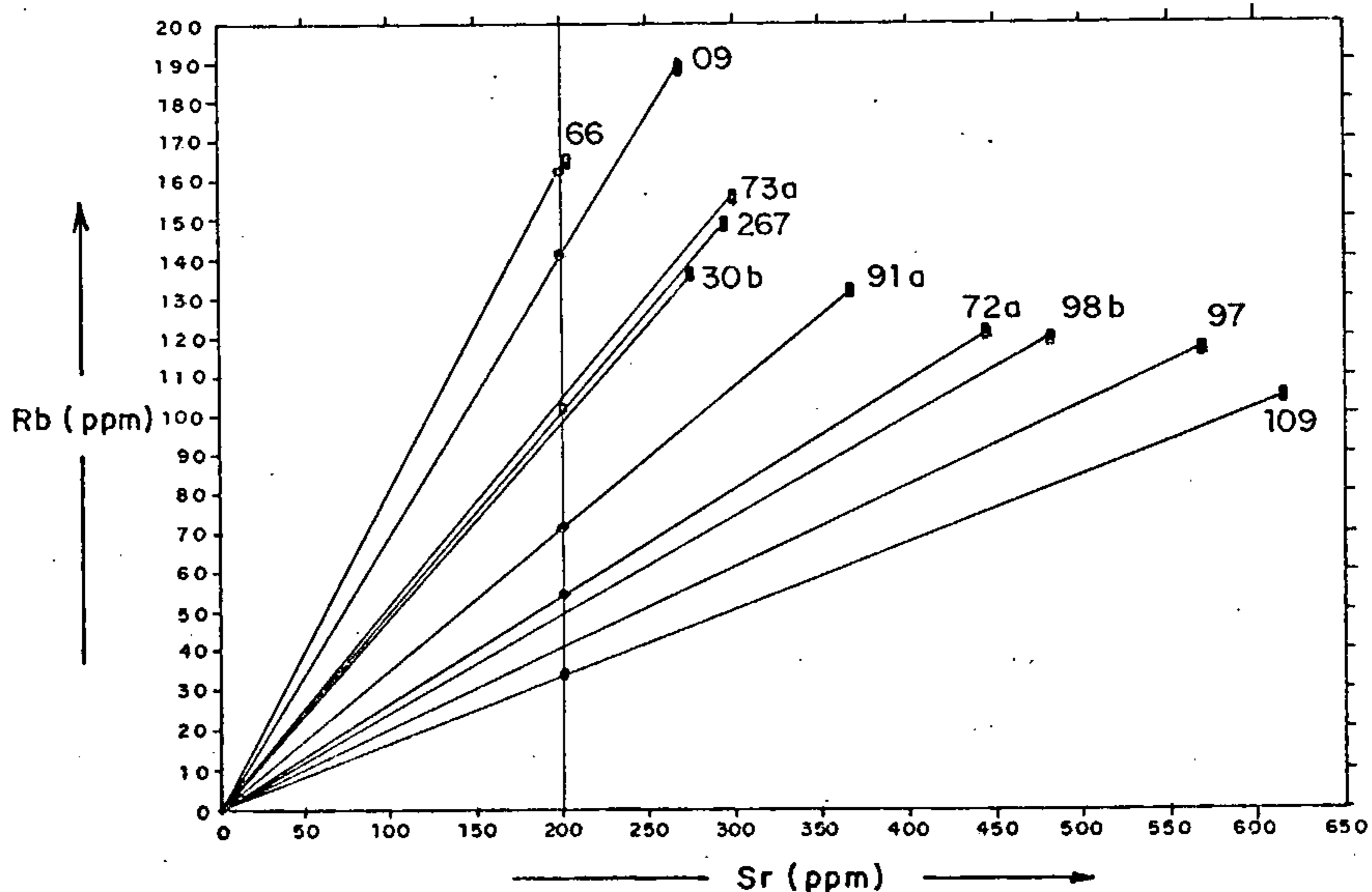
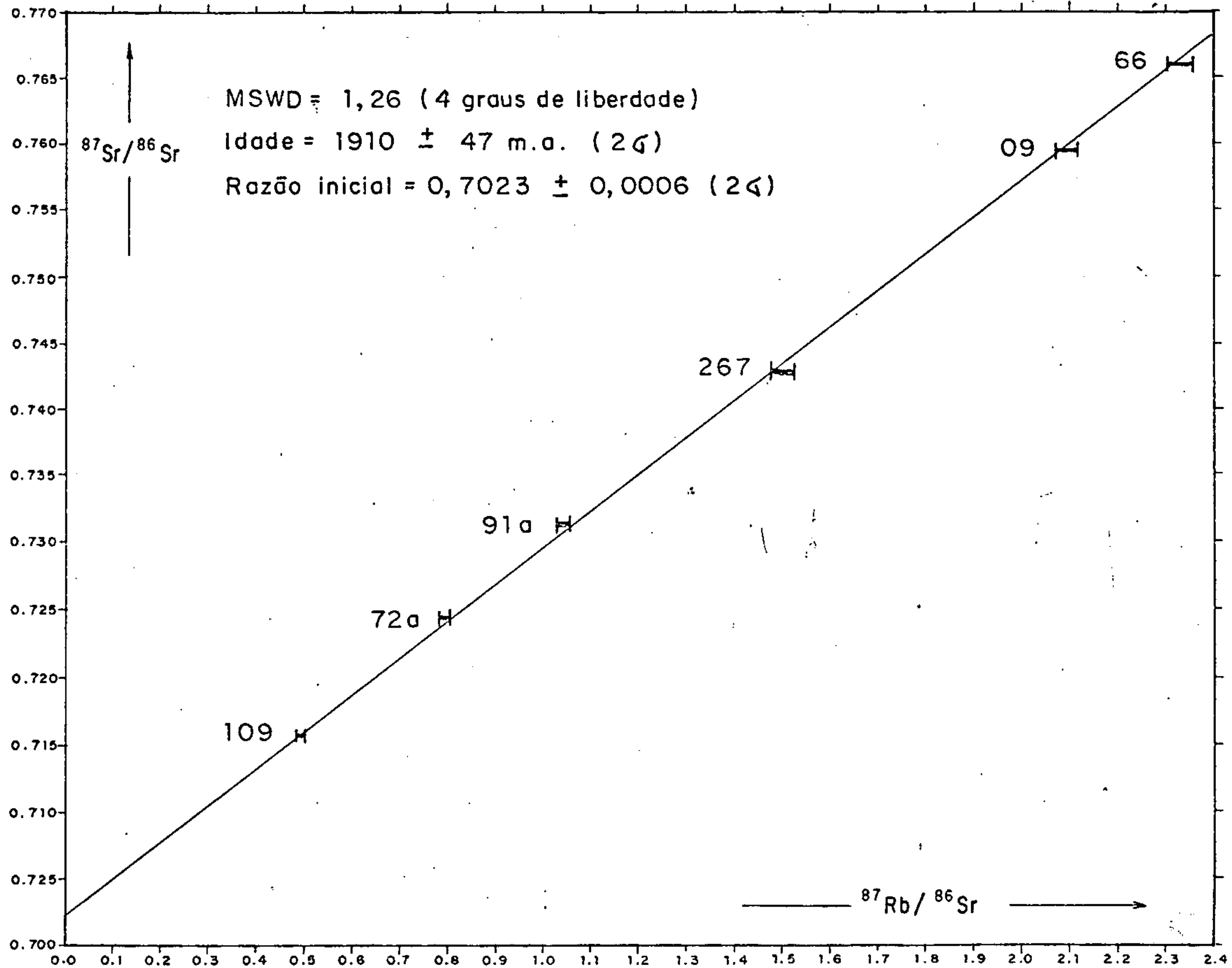


FIGURA 16 - Teores de Rb e Sr (Tab.05) e seleção das amostras do Adamelito Água Branca.

	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb / Sr	<sup>87</sup> Rb / <sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Sr / <sup>86</sup> Sr
CS-R-109	96,2	563,8	0,171	0,494	0,715660
± (1σ)	2,2	5,9	0,002	0,005	0,000089
AB-R-72a	107,6	393,6	0,273	0,793	0,724328
± (1σ)	2,4	3,9	0,003	0,009	0,000023
AB-R-91a	118,9	331,2	0,359	1,041	0,731340
± (1σ)	2,7	3,3	0,004	0,011	0,000050
AB-R-267	136,3	263,8	0,517	1,500	0,74280
± (1σ)	3,8	4,3	0,008	0,024	0,00017
AB-R-09	177,4	247,0	0,7183	2,089	0,759347
± (1σ)	4,0	2,6	0,0079	0,023	0,000032
AB-R-66	147,4	184,3	0,800	2,328	0,765815
± (1σ)	3,3	1,8	0,009	0,026	0,000053

TABELA 06 - Análise isotópica Rb - Sr dos granitóides Água Branca

FIGURA 17 - Diagrama isocrônico das rochas graníticas do Adamelito Água Branca.





b.a. (figura 18), sendo em consequência - da forma interpretativa e conceitual - insignificante a contribuição de material supra-crustal antigo ao magma Adamelito Água Branca.

O Adamelito Água Branca pode - de uma certa forma - representar a adição de material novo - proveniente da fusão parcial do manto - à crosta continental. Convém ressaltar e, ao mesmo tempo lembrar, que em termos de geoquímica dos isótopos, a origem mantélica de um magma não implica, necessariamente, num processo petrogenético direto do manto, mas sim, representa a fusão de material com vida crustal nula ou curta (curta significando algumas dezenas de milhões de ano).

Ressalta-se que o radiocronômetro Rb - Sr não permite a diferença entre a origem mantélica e o retrabalhamento da crosta inferior (fácies granulito), pelo fato dos dois ambientes possuírem uma razão Rb/Sr pequena, e essa diferença ter uma grande importância para discutir o crescimento dos continentes. Essa diferença, contudo, seria mais marcante e visível pelo uso do radiocronômetro U - Pb, embora, presentemente, não sejam muito comuns os exemplos claros de fusão - retrabalhamento da crosta inferior. Na hipótese admissível da ausência de qualquer contaminação supra-crustal, seria até possível descartar o manto empobrecido (fonte dos MORB) como fonte do material Água Branca (figura 18) em que se destacaria uma origem numa fração mais virgem do manto. Essa conclusão, contudo, pode ser considerada, presentemente, como demais audaciosa, na ausência de um apoio geoquímico (elementos-traço e terras raras) ou de outras informações isotópicas.

Baseado em caracteres petrográficos, geoquímicos e geocronológicos, o Adamelito Água Branca é correlacionado - no domínio do Craton Amazônico em território brasileiro - ao Granodiorito Jamanxim de PESSOA *et alii* (1978), à



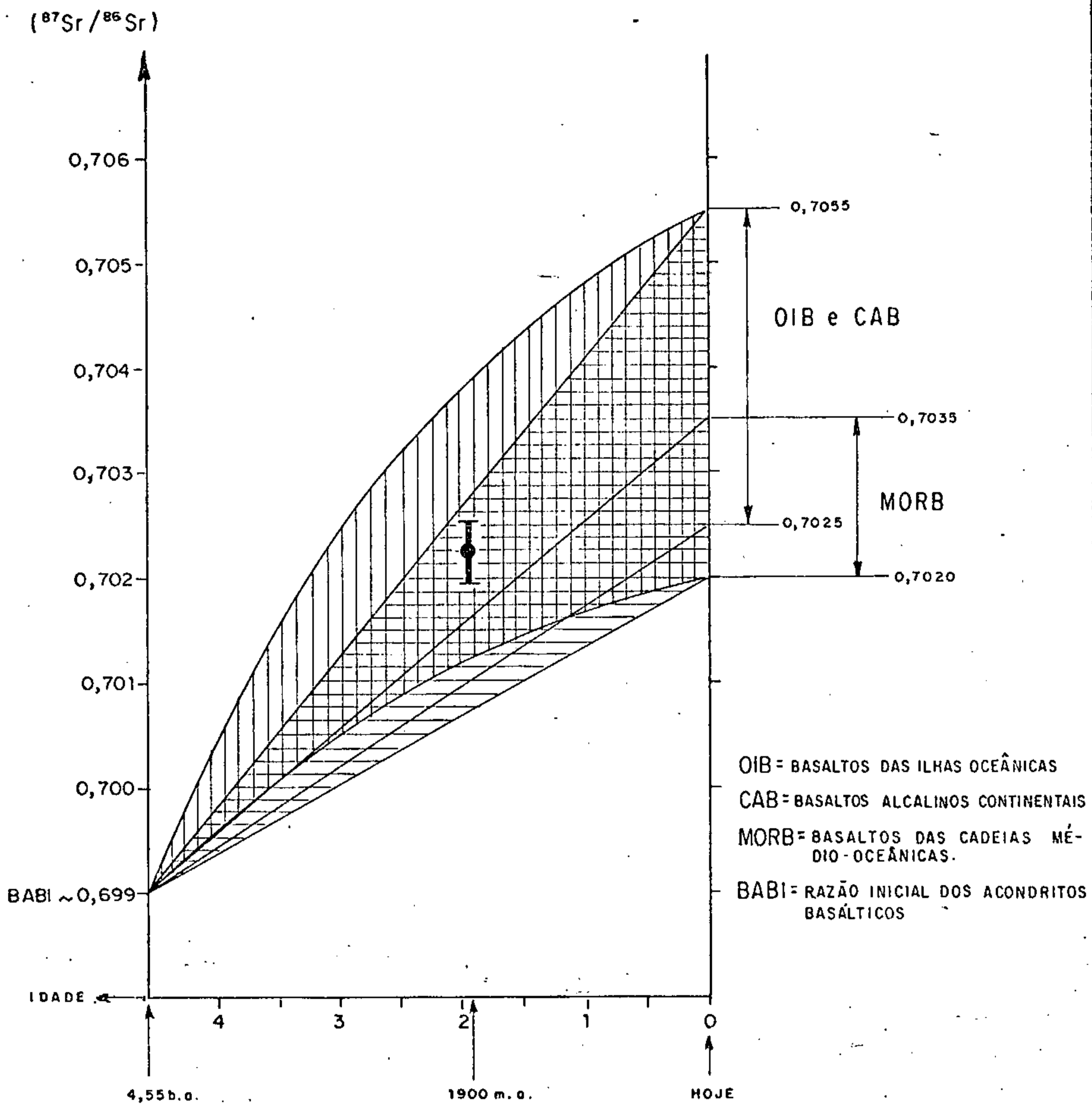


FIGURA 18 - Interpretação da Razão Inicial

Suíte Intrusiva Parintins de JORGE JOÃO *et alii* (1978), ao Granodiorito Parauari de MELO *et alii* (1980), ao Granito Juruena de SOUZA *et alii* (1979) e ao Granito Viaquário de MELO *et alii* (1978).

### 3.4 - Supergrupo Uatumã

#### 3.4.1 - Generalidades

O primeiro trabalho de caráter eminentemente geológico, que relata a existência de rochas vulcânicas, na região Amazônica, remonta ao ano de 1922, quando ALBUQUERQUE, ao subir o rio Uatumã, assinala a presença de rochas duras e fraturadas, com aparência de rochas ígneas p<sub>o</sub>r<sub>o</sub>f<sub>i</sub>ras.

Quase duas décadas mais tarde, OLIVEIRA e LEONARDOS (1940) designaram formalmente de *Série Uatumã* as rochas p<sub>o</sub>r<sub>o</sub>f<sub>i</sub>ras, de caráter ígneo, que ocorrem no rio Parauari.

Coube a BARBOSA (1967) denominar informalmente de Grupo Uatumã - de idade pré-siluriana - a um conjunto de rochas sedimentares piroclásticas e vulcanitos de um magma andesítico-riolítico, ocorrente nos bordos da Bacia Amazônica em seus flancos meridional e setentrional.

Entretanto, a designação formal do Grupo Uatumã, é devida a CAPUTO *et alii* (1971), que situaram a seção-tipo no rio homônimo, entre a Cachoeira Balbina e 2 km a jusante do afluente Pitinga, sendo esse grupo constituído de rochas vulcânicas e frequentes intrusões de natureza ácida e intermediária, suprimindo as rochas sedimentares antes consideradas.

Em 1975, MONTALVÃO reestudando esta unidade, chegou à conclusão de que o Grupo Uatumã constitui uma sequência vulcano-plutônica de composição ácida a intermediária, com intercalações locais - bacias restritas - de arenitos, arcóseos e grauvacas.

PESSOA *et alii* (1977) denominaram de Grupo Uatumã, somente as rochas vulcânicas piroclásticas, híbridas e intrusivas, oriundas do magmatismo calcialcalino e anorogênico que se distribui na Amazônia, durante o início do Proterozóico Médio, excluindo, assim, a cobertura sedimentar propriamente dita. Os mesmos autores admitiram, na época, que futuramente a unidade poderia ser elevada à categoria de supergrupo, o que veio a ocorrer no ano seguinte, através de MELO *et alii* (1978).

Levando-se em consideração toda a evolução de conhecimentos, aliada aos dados de campo e à fotointerpretação da área em destaque, os autores deste relatório individualizaram como pertencentes ao Supergrupo Uatumã, todos aqueles litotipos oriundos do evento vulcano-plutônico, assim subdivididos : Grupo Iricoumé, representado por vulcânicas ácidas a intermediárias (Riolito Lagoa) e vulcânicas intermediárias (Andesito Morro da Trava) e Suíte Intrusiva Mapuera, representando os corpos graníticos anorogênicos, por sua vez subdividida no Granófiro Santidade e no Granito Serra do Acari.

### 3.4.2 - Grupo Iricoumé

#### 3.4.2.1 - Generalidades

Vários foram os investigadores que se referiram aos vulcanitos ácidos a intermediários que ocorrem no Cra

ton Guianês, contudo, foi OLIVEIRA *et alii* (1975) que em pregaram o termo Iricoumé, com o sentido de unidade litoes tratigráfica, referindo-se a um conjunto não metamorfisado de rochas vulcânicas ácidas e intermediárias, com a seção-tipo localizada na serra homônima.

VEIGA JÚNIOR *et alii* (1979), entretanto, propõem informalmente, a denominação de Grupo Iricoumé, para um conjunto de rochas vulcânicas (*latu sensu*), envolvendo lavas ácidas e intermediárias e piroclásticas de composição variada, bem como, rochas híbridas, todas elas inclusas no magmatismo Uatumã, passíveis de serem tratadas como pertencentes a diferentes formações.

Neste trabalho, também é adotado o termo Grupo Iricoumé de VEIGA JÚNIOR (*op. cit.*), desta feita, subdividido em Riolito Lagoa, representando o conjunto de vulcânicas ácidas e intermediárias e Andesito Morro da Trava, representando as vulcânicas intermediárias.

#### 3.4.2.2 - Riolito Lagoa

##### 3.4.2.2.1 - Generalidades

Apesar de não ter sido caracterizada uma seção-tipo na área, que possibilitasse, em parte, a criação de uma designação formal, os autores deste trabalho adotam a designação informal de Riolito Lagoa, para relacionar todos os vulcanitos ácidos com intermediários subordinados da área do Projeto Trombetas - Mapuera, os quais se encontram imediatamente subjacentes às vulcânicas intermediárias.





#### 3.4.2.2.2 - Distribuição Geográfica e Relações de Contato

O Riolito Lagoa é a unidade de maior distribuição na área, ocupando cerca de  $9.540 \text{ km}^2$ , equivalente a 53% da superfície total do Projeto. Ocorre em contato discordante com todas as unidades da área e caracteriza-se em fotografias aéreas, via de regra, por um relevo aplainado a plano-ondulado, ocasionalmente formando serras mais elevadas. A drenagem é de padrão dendrítico, bastante esparsada, com vales em V aberto.

#### 3.4.2.2.3 - Petrografia Sumariada

O Riolito Lagoa é representado, na área do Projeto Trombetas - Mapuera, por rochas efusivas de natureza riolítica, riodacítica e dacítica, com subordinados andesitos, quartzo-alkali-traquitos, tufos e brechas vulcânicas. Em afloramento, é comum encontrar-se essas vulcânicas formando lageados, às margens dos rios, onde estruturas acamadadas de fluxos são frequentemente observadas.

Os riolitos são distinguíveis pelo caráter afanítico, aspecto leucocrático, coloração geralmente rosa creme a vermelha clara, observando-se - na maioria das vezes - uma invariável heterogeneidade granulométrica, em escala macromesoscópica, em que fenocristais de quartzo e feldspato estão imersos numa massa fundamental afanítica e isotrópica.

A característica textural é amplamente diversificada, em que se observam - em forma generalizada - fenocristais ou cristais de primeira geração, quartzo-feldspáticos, jazendo numa mesóstase vítrea e/ou em desvitrificação, mi-



crocristalina a criptocristalina com variações para tipos fluidais, esferulíticos e piterlíticos.

Os fenocristais são predominantemente representados por quartzo, ortoclásio e plagioclásio. O quartzo ocorre como cristais euédricos a subédricos de dimensões variadas, algo microfraturados, em alguns tipos exibindo inclusões opacas, bem como, bordos irregulares, resultantes de reabsorção ou corrosão magmática. Contudo, em alguns tipos, como nas estações CS - 101, 106, 130, AT - 109 e AB - 46, o quartzo está confinado à matriz, como grãos de dimensões microscópicas. O ortoclásio, quando bem desenvolvido, mostra contornos idiomórficos, caráter micropertítico e parcial alteração a argilo-minerais. O plagioclásio é do tipo albita a albita-oligoclásio sódico, ocorrendo em formas euédricas a subédricas, exibindo geminação do tipo albita bem desenvolvida e parcial alteração a sericita e argilo-minerais.

A matriz, embora exibindo um variado grau de cristalinidade é composta, predominantemente, por material quartzo-feldspático, ao qual, subordinadamente, se associam - em forma esporádica - grânulos opacos de sericita - muscovita, biotita, hornblenda, clorita, apatita, zircão e calcita.

Os riódacitos e os dacitos apresentam fortes similaridades texturais e composicionais, diferindo, fundamentalmente, apenas, na proporção entre os feldspatos alcalinos e os feldspatos da série dos plagioclásios. De um modo geral, são afaníticos, mesotipos, de coloração cinza clara a cinza escura, distinguindo-se tanto nos riódacitos como nos dacitos, variedades afíricas e porfíricas.

À semelhança dos riólitos, apresentam características texturais quase que generalizadas, em que fenocristais de quartzo, plagioclásio e ortoclásio, estão imersos em uma massa fundamental com menor grau de variação no grau de cristalinidade, com tipos matriciais predominantemente crip

tomicrocristalino. O quartzo ocorre tanto na matriz como constituindo fenocristais, geralmente euédricos, com tendência piramidal, microfraturados, contendo inclusões de material matricial, bem como exibindo efeitos de corrosão magmática. Em alguns tipos, o quartzo não ocorre como fenocristal, estando totalmente confinado à matriz que, juntamente com o feldspato microcriptocristalino, constituem a mineralogia dominante. O plagioclásio ocorre como fenocristais euédricos a subédricos, apresentando geminação polissintética do tipo albita e combinada do tipo albita-Carlsbad e, mais raramente, do tipo albita-periclínio. Ocasionalmente, mostra efeito de corrosão magmática, principalmente ao longo de suas bordas e uma sericitização e argilização parcial. O ortoclásio ocorre em quantidade e dimensões variadas, parcialmente argilizados, de caráter micropertítico moderadamente conspícuo. A matriz criptomicrocristalina contém, em associação à paragênese quartzo feldspática, subordinadas fases minerais varietais, acessórios e secundários, tais como, augita, hornblenda, biotita, clorita, titanita, apatita, opacos, epidoto.

Os quartzo-álcali-traquitos constituem rochas a faníticas, leucocráticas a mesotipos, exibindo uma textura porfirítica, em que fenocristais de ortoclásio e albita estão imersos em uma matriz microcristalina, com os microlitos feldspáticos ensaiando um incipiente arranjo traquítico. Os fenocristais de albita ocorrem como cristais euédricos a subédricos, com sua geminação polissintética bem desenvolvida e apresentando uma parcial sericitização. O ortoclásio ocorre em quantidades subordinadas, mais geralmente fazendo parte do material matricial, mostrando parcial alteração a argilo-minerais. A matriz é composta predominantemente por cristais pouco desenvolvidos de albita, aos quais, se associam quartzo, ortoclásio, clorita, epidoto, hornblenda e opacos.

Os tufos, em associação aos vulcanitos ácidos na

área de trabalho, ocorrem como rochas piroclásticas ácidas de natureza riolítica a exemplo do observado nas estações AN - 22 e AT - 34 e 63, e dacítica como aflorante na estação AT - 134.

De um modo geral, apresentam as mesmas similaridades texturais e composicionais, diferindo apenas na proporção entre o álcali-feldspato e plagioclásio, bem como, a natureza composicional albítica dessas últimas.

Nos espécimes analisados, observa-se a frequência de fenocristais, quartzo, ortoclásio e albita nos tufos riolíticos, e quartzo e oligoclásio, nos tufos dacíticos, imersos em uma massa fundamental tufácea soldada, dominantemente vítrea. O quartzo é geralmente anedral a subedral, não muito abundante e confinado mais largamente à matriz. O ortoclásio mostra contornos euédricos a subédricos, exibindo, por vezes, intenso microfraturamento e parcial alteração a argilo-minerais e epidoto. O plagioclásio albítico, nos tufos riolíticos, ocorre como cristais euédricos a subédricos, com geminação polissintética do tipo albita, bem desenvolvida, estando parcialmente alterada a sericita, mais raramente a epidoto. O plagioclásio oligoclásico (tufo dacítico) ocorre como cristais euédricos a subédricos, exibindo um forte e conspícuo zoneamento, estando fortemente alterado a sericita. A matriz é do tipo vitroclástica, com variado grau de desvitrificação e soldagem, estando ocasionalmente preservados os fragmentos vítreos angulares. Associado à matriz dos tufos riolíticos e dacíticos, ocorrem aglomerados de biotita, epidoto e opacos.

#### 3.4.2.2.4 - Idade, Origem e Correlação

Na área trabalhada, não foram analisados geocronologicamente, os vulcanitos ácidos da unidade Riolito La



goa, que pudesse melhor situá-la na escala de tempo, ou que ainda pudesse evidenciar um ou mais eventos extrusivos, com relação às demais unidades que compõem o contexto geológico regionalizado da área do Projeto. Contudo, trabalhos anteriores (ARAÚJO *et alii* - 1976), obtiveram dados analíticos e idades convencionais RB/Sr, em rocha total, para os vulcanitos ácidos da Formação Iricoumé, envolvendo riolitos e riodacitos com idades variando de  $1.620 \pm 80$  m.a. a  $1.730 \pm 200$  m.a., sugerindo a existência de diferentes espasmos vulcânicos, com diferentes épocas, corroborando, apenas, que o intervalo de variação de idade permite situá-las dentro do evento Uatumã, faltando, contudo, um maior e mais significativo número de amostras a serem datadas e devidamente interpretadas, em base geológica, para uma melhor confiabilidade, quando da tentativa de posicioná-las, cronologicamente, em relação às demais unidades ocorrentes na área.

As altas razões iniciais dos isótopos de Sr, obtidas para as amostras acima referenciadas, variando de 0,7386 a 0,9150, denunciam uma origem a partir da fusão parcial de material crustal superior e extravasado em ambiente anorogênico, num provável processo similar ao do Granito Serra do Acari, com o qual poderia se admitir, preliminarmente, uma relação de cogeneticidade, particularmente, os que apresentam uma idade convencional em torno de 1.730 m.a. Por suas características texturais composicionais, de associação geológica e em parte geocronológica, o Riolito Lagoa, do Grupo Iricoumé, é correlacionável à Formação Iriri no Escudo do Guaporé.

### 3.4.2.3 - Andesito Morro da Trava

#### 3.4.2.3.1 - Generalidades

Deve-se ao IDESP (1972) a primeira individualização e definição de uma unidade do evento vulcano-plutônico Uatumã, no sul do Pará, ao qual refere-se como *vulcanismo intermediário a ácido, com predominância de andesito*, com a seção-tipo ocorrendo na localidade de Sobreiro, à margem esquerda do rio Fresco, entre o igarapé Areia Branca e a foz do rio Riozinho, estando a referida unidade sotoposta às vulcânicas ácidas e assentadas sobre a Formação Rio Fresco.

Neste trabalho, adotou-se a denominação informal de Andesito Morro da Trava, para designar derrames vulcânicos de natureza intermediária, perfeitamente individualizados, distinguível da Formação Sobreiro, apenas, na posição crono-estratigráfica, uma vez que relações de campo mostram evidências de um jazimento superposto às vulcânicas ácidas.

#### 3.4.2.3.2 - Distribuição Geográfica e Relações de Contato

A distribuição espacial do Andesito Morro da Trava restringe-se aos setores centro-oeste e extremo-sudeste da Folha SA.21-V-B-VI, ocupando uma área de 93 e 30 km<sup>2</sup>, respectivamente. Em fotografias aéreas, denotam um relevo sub-montanhoso, tipo amontoado de bolas, de drenagem dendrítica, com vales em V, sendo perfeitamente individualizados, pois, são contata com os vulcanitos ácidos, que apre

sentam um relevo aplanado. O Andesito Morro da Trava é considerado como sobreposto ao Riolito Lagoa, pelo fato de haver sido verificada, em campo, a presença de fragmentos (a até 20 cm) de vulcânica ácida, hospedada nos andesitos pertinentes aos afloramentos dos corpos individualizados. Corroblando tal assertiva, vale citar a presença de diques de andesito da unidade Andesito Morro da Trava, encaixados em dacitos e riolitos da unidade Lagoa. Ademais, como otra evidência, salienta-se a própria topografia mais elevada dos corpos de rochas intermediárias, em relação à topografia mais aplainada assumida pelos vulcanitos ácidos.

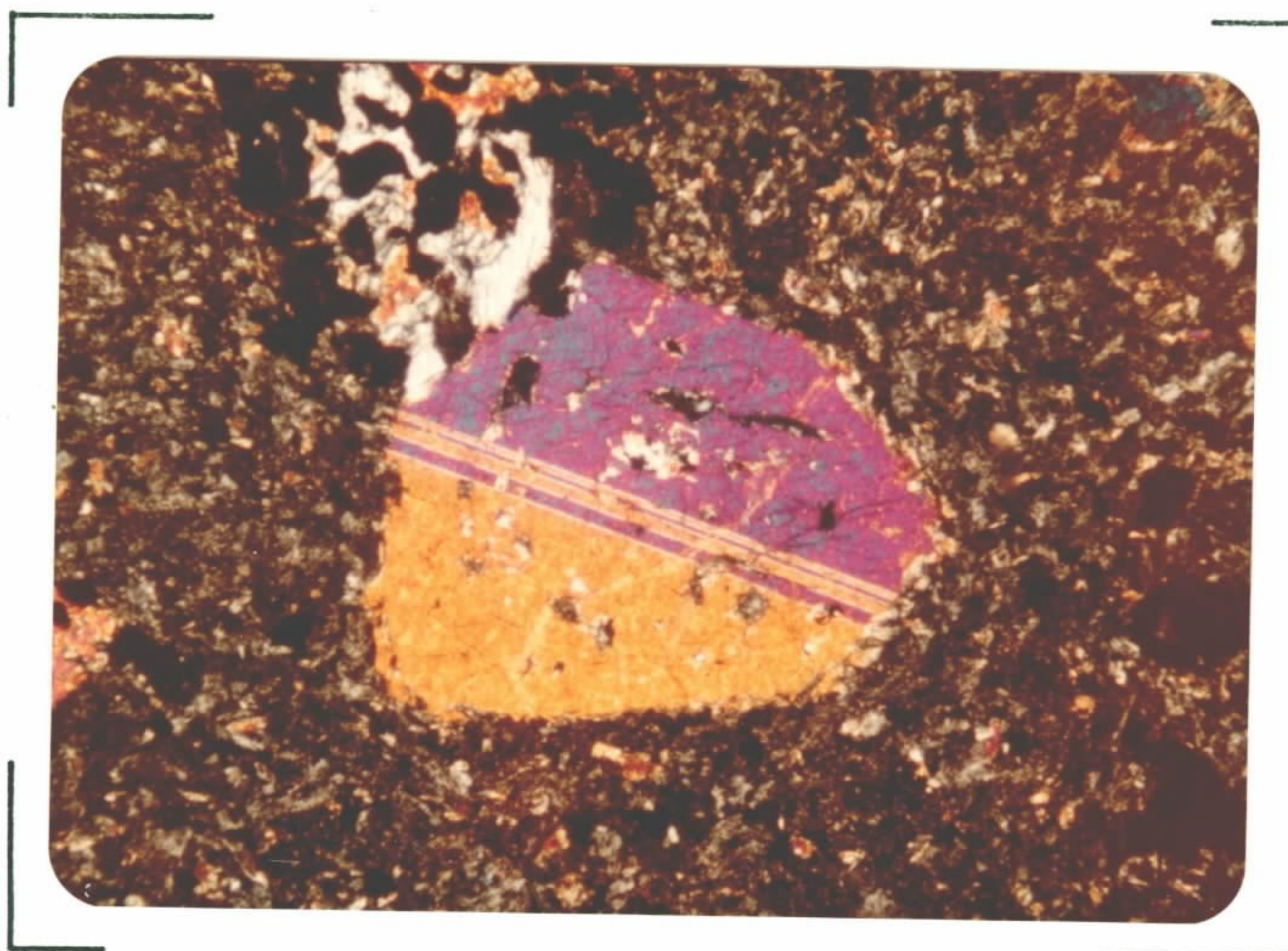
#### 3.4.2.3.3 - Petrografia Sumariada

São rochas afaníticas de textura porfirítica, mesotipo, de coloração cinza esverdeada escura, isotrópica, por vezes, intensamente fraturada e alterada. Os constituintes mineralógicos não são - devido ao seu caráter afanítico - discerníveis sob condições mesomacrocópicas. A análise microscópica mostra, contudo, que predominantemente, tratam-se de augita-andesitos (fotomicrografia 03), consistindo fundamentalmente em rochas a augita-plagioclásio livres de olivina. A textura exibida é do tipo porfirítico, em que fenocristais de augita estão imersos numa massa fundamental com dominância de microlitos de feldspatos e, subordinadamente, de augita em desenvolvimento traquítico, geralmente, conspicuo e acentuado. Os fenocristais de augita ocorrem como elementos bem formados e com limites prismáticos automórfitos, exibindo, por vezes, uma conspicua geminação do tipo Carlsbad e inclusões poiquilíticas de anfibólio, biotita e, principalmente, opacos. Ocasionalmente, são observados cristais em associações glomerofíricas. Na maioria dos espécimes analisados, os fenocristais de augita mostram moderada a forte alteração para hornblenda actinolíti





C P R M



FOTOMICROGRAFIA Nº 03

Estação CS-R-62 - Augita andesito - Aumento :  
10X-LP - Andesito Morro da Trava - Margem di-  
reita do baixo curso do rio Cachorro - Vista  
parcial em seção delgada dos andesitos da uni-  
dade Morro da Trava, em que se observa feno-  
crystal de augita geminado e com contornos idio-  
mórficos ainda visíveis, imerso em massa funda-  
mental microcristalina, cuja associação augi-  
ta-plagioclásio é dominante.





ca, clorita, epidoto e opacos. Em alguns tipos, fenocristais e plagioclásio constituem a fase mineral dominante, ocorrendo como cristais automorfos, exibindo forte alteração a sericita.

A matriz geralmente varia de holocristalina a semicristalina com variedades vítreas subordinadas. De um modo geral, a matriz dos espécimes mais representativos é microlítica com pequenos cristais de plagioclásio em arranjo fluidal, do tipo traquito-pilotaxítico. Entre esses microlitos, a matriz é comumente preenchida por material feldspático, minerais ferro-magnesianos, comumente, augita, anfibólio, grânulos opacos e mais subordinadamente, material vítreo. Localmente, como na estação CS - 34, os augita-andesitos transicionam, sutilmente, para tipos com características mais basálticas, em que os microlitos feldspáticos, em disposição pilotaxítica iniciam um arranjo textural com características ofíticas fracamente pronunciadas.

Na sequência dos litotipos de composição intermediária, que compõem a unidade Andesito Morro da Trava, são observados, em quantidades subordinadas, tipos piroclásticos, como na estação CS - 161, em que os tufos mantêm a composição andesítica e, na estação CS - 172, onde o caráter cristal-lítico do tufo andesítico é conspícuo, com abundantes fragmentos de andesito e cristais de piroxênio e plagioclásio.

#### 3.4.2.3.4 - Petroquímica

Segundo JOHANNSEN (1938), o nome andesito é originalmente atribuído a VON BUCH (1936), para as rochas traquíticas dos Andes, as quais consistiam de lavas portadoras de plagioclásio e hornblenda. A natureza dos componentes ferromagnesianos era o critério distintivo maior na se

paração entre os andesitos e basaltos, particularmente, em função da presença modal de hornblenda e olivina. Em época posterior, este critério foi gradativamente perdendo sua importância, dando lugar ao critério composicional do plagioclásio, em que se considera os andesitos, como rochas portadoras de plagioclásio do tipo andesina ( $An_{50} - An_{30}$ ). Contudo, a natureza micro-cristalina a vítrea, generalizada, da matriz dos andesitos, impunha algumas dificuldades para a determinação prática da natureza do plagioclásio, pelos métodos óticos normais, limitando em muito, o esquema mineralógico modal, como advogado por JOHANNSEN.

De um modo geral, a maioria dos andesitos apresenta fenocristais de plagioclásio, com zoneamento normalmente oscilatório, variando extremamente em composição do núcleo para as bordas do fenocristal.

SHAND (1933) ignorou tanto a natureza composicional do plagioclásio, como o teor de olivina e caracterizou os andesitos como rochas nas quais, menos de 30% dos minerais são máficos, ou seja, exibindo um índice de coloração menor do que 30. Convém ressaltar que este princípio foi adotado pela Sub-Comissão Sobre as Sistemáticas das Rochas Ígneas do International Union Geological Science (IUGS), embora o limite entre basalto e andesito fosse colocado a um índice de coloração de 35 por volume ou 40 por peso, isto é, quando usando as normas CIPW (STRECKEISEN, 1979).

Em realidade, o termo andesito tem sido aplicado, em diferentes épocas, a várias rochas vulcânicas, de composição largamente intermediária, e vários autores têm, independentemente, selecionado composições do denominado andesito médio, como listadas na tabela 7, na qual é inclusa a composição média do Andesito Morro da Trava.

A limitada correlação entre a mineralogia e a composição química, permanece ainda como um problema comum na petrologia ígnea, e não há, presentemente, um acordo unânime



me, se a mineralogia modal, a mineralogia normativa e a composição química, deveriam formar a base para a classificação das rochas vulcânicas intermediárias.

O corrente uso, tende a restringir o termo *andesito*, como rochas vulcânicas porfiríticas de coloração cinza escura, contendo fenocristais de plagioclásio e piroxênio, porém, sem conter quartzo, sanidina ou feldspatóide, ou seja, rochas de composição intermediária de afinidade calcialcalina, supersaturadas em sílica, com relativamente alto teor em  $Al_2O_3$  e moderada concentração em álcalis.

Os andesitos são, usualmente, distinguidos dos outros membros da associação calcialcalina, com base na percentagem de  $SiO_2$  (53,0 a 63,0%). Posteriormente, os andesitos foram subdivididos em andesitos básicos (andesitos basálticos, ou melandesitos, ou andesitos com baixa sílica) com 53% a 57% de  $SiO_2$  e andesitos ácidos (alta sílica) com 58% a 63% de  $SiO_2$ .

Após consideráveis investigações, IRVINE & BARAGAR (1971) elaboraram um diagrama Índice Normativo de Coloração (INC) versus Composição Normativa do Plagioclásio (CNP), como um diagrama simples, razoavelmente satisfatório na classificação dos basaltos, andesitos, dacitos e riolitos. Este diagrama tem a importante característica do uso de dois parâmetros, que relatam, de uma forma aproximada, as quantidades petrográficas correspondentes e que deveriam, então, ser útil, para uma classificação, tanto petrográfica-mineralógica como química. A sua principal deficiência reside no fato de que a composição normativa do plagioclásio é fortemente dependente do  $Na_2O$ , sendo desse modo, algo sensível às mudanças impostas pela alteração por metamorfismo. Amostras representativas do Andesito Morro da Trava, quando plotadas neste diagrama (figura 19), mostram uma larga dispersão, denunciando composições andesíticas e basálticas, numa certa faixa de transição, refletida

TAB. 07 — ESTIMATIVA DA COMPOSIÇÃO MÉDIA DOS ANDESITOS (%)

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O	A/KOL
1	60,3	0,78	17,5	3,4	3,2	0,18	2,8	5,9	3,6	2,1	0,26	—	1,508
2	58,2	0,82	17,2	3,1	4,0	0,15	3,2	6,8	3,3	1,7	0,23	1,3	1,457
3	57,9	0,87	17,0	3,3	4,0	0,14	3,3	6,8	3,5	1,6	0,21	1,2	1,428
4	57,6	0,77	17,3	3,1	4,3	0,15	3,6	7,2	3,2	1,5	0,21	1,0	1,45
5	54,9	0,77	17,2	2,3	6,2	0,13	5,3	6,2	3,8	2,6	0,52	—	1,365

1- Daly (1983); 2- Chayes (1975); 3- Le Maitre (1976a); 4- Gill (1981); 5- Jorge João et alii (este trabalho).

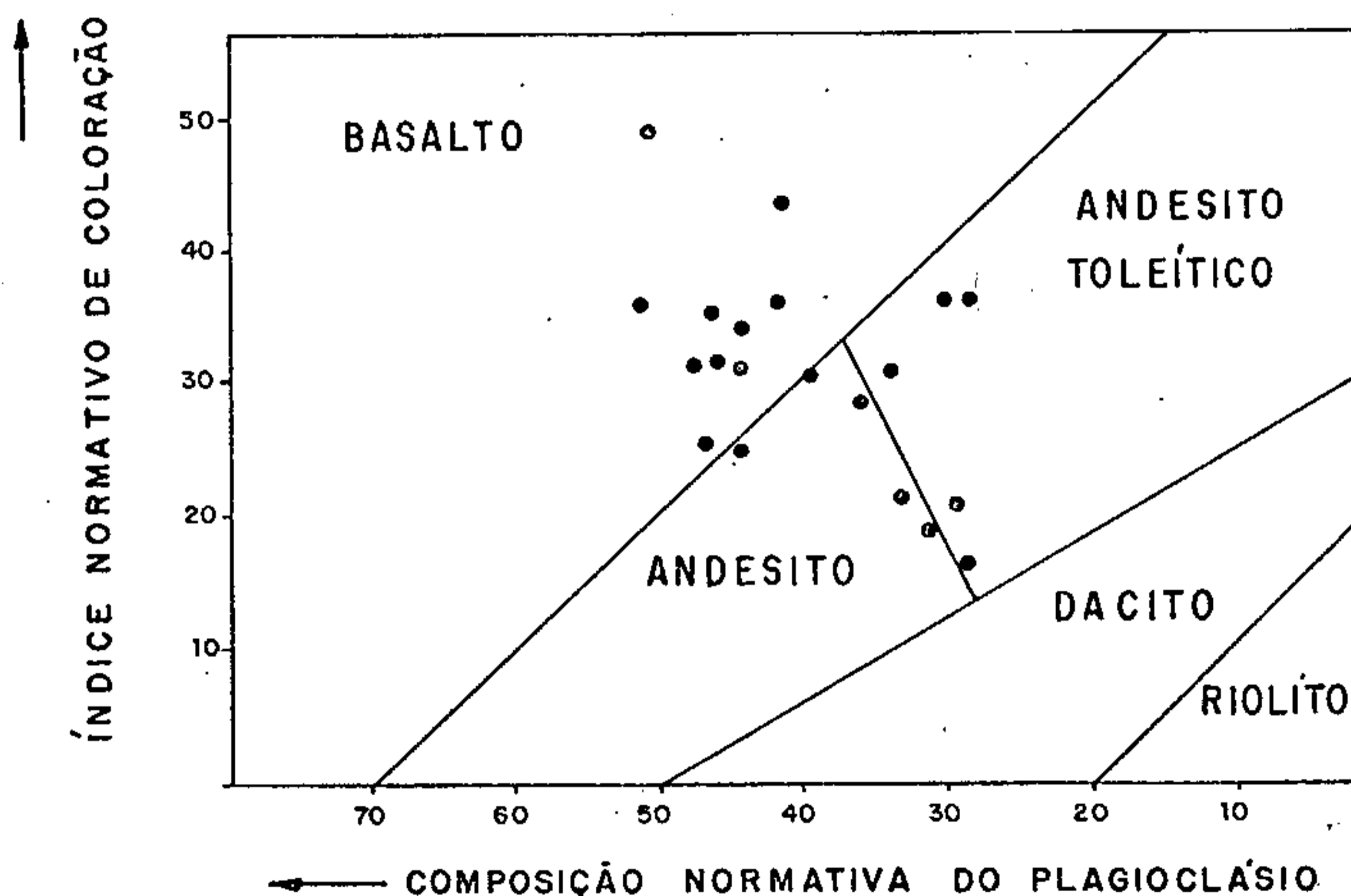


FIGURA 19 — Distribuição dos pontos representativos da unidade Andesito Morro da Trava no diagrama índice normativo de coloração *versus* composição normativa do plagioclásio de IRVINE & BARAGAR (1971) para rochas subalcalinas mostrando as linhas divisórias propostas para distinção dos diferentes campos composicionais.



pela posição dos pontos, próxima às linhas divisórias.

Uma outra caracterização das rochas pertencentes à unidade Morro da Trava, como de natureza andesítica, pode ser visualizada no diagrama binário  $\text{CaO}/\text{K}_2\text{O}$  versus  $\text{K}_2\text{O}$  (figura 20). Considerando variações na relação  $\text{CaO}/\text{K}_2\text{O}$ , as quais refletiriam diferentes razões na distribuição do plagioclário e do feldspato potássico, esse diagrama possibilitaria a visualização de diferentes tipos composicionais intermediários com baixo teor em sílica. Em linhas gerais, observa-se para os litotipos da unidade Morro da Trava, uma natureza essencialmente andesítica, denunciada pela correlação convincente entre os seus parâmetros mineralógicos normativos e químico-composicional, fortemente apoiados pelo estudo petrográfico, mostrando assim, a utilização de processos classificatórios significativos e definitivos.

Objetivando uma melhor caracterização geoquímica dos andesitos Morro da Trava, mister se faz, posicioná-los segundo o conceito de província petrográfica ou de série magmática, o qual consiste de magmas geneticamente relacionados entre si, por algum processo de diferenciação ou por serem conjuntamente fusões parciais separadas de uma fonte comum sob condições similares. Esta cogeneticidade entre os magmas, pode ser exemplificada pelas séries toleíticas, calcialcalinas, alcalina e nefeliníticas, de largo uso entre os petrólogos de rocha ígnea.

Um problema se origina, com referência aos critérios utilizáveis para se enquadrar uma determinada suíte de rocha a uma série magmática pré-definida, pois o que se nota comumente - pelos critérios de distinção disponíveis - é a existência de um *continuum*, raramente se observando um *gap* composicional, tornando arbitraria as linhas divisórias entre os diversos campos representativos das diferentes séries magmáticas. O Andesito Morro da Trava, constitui um bom exemplo deste problema, mostrando composições e gradações entre algumas séries magmáticas.

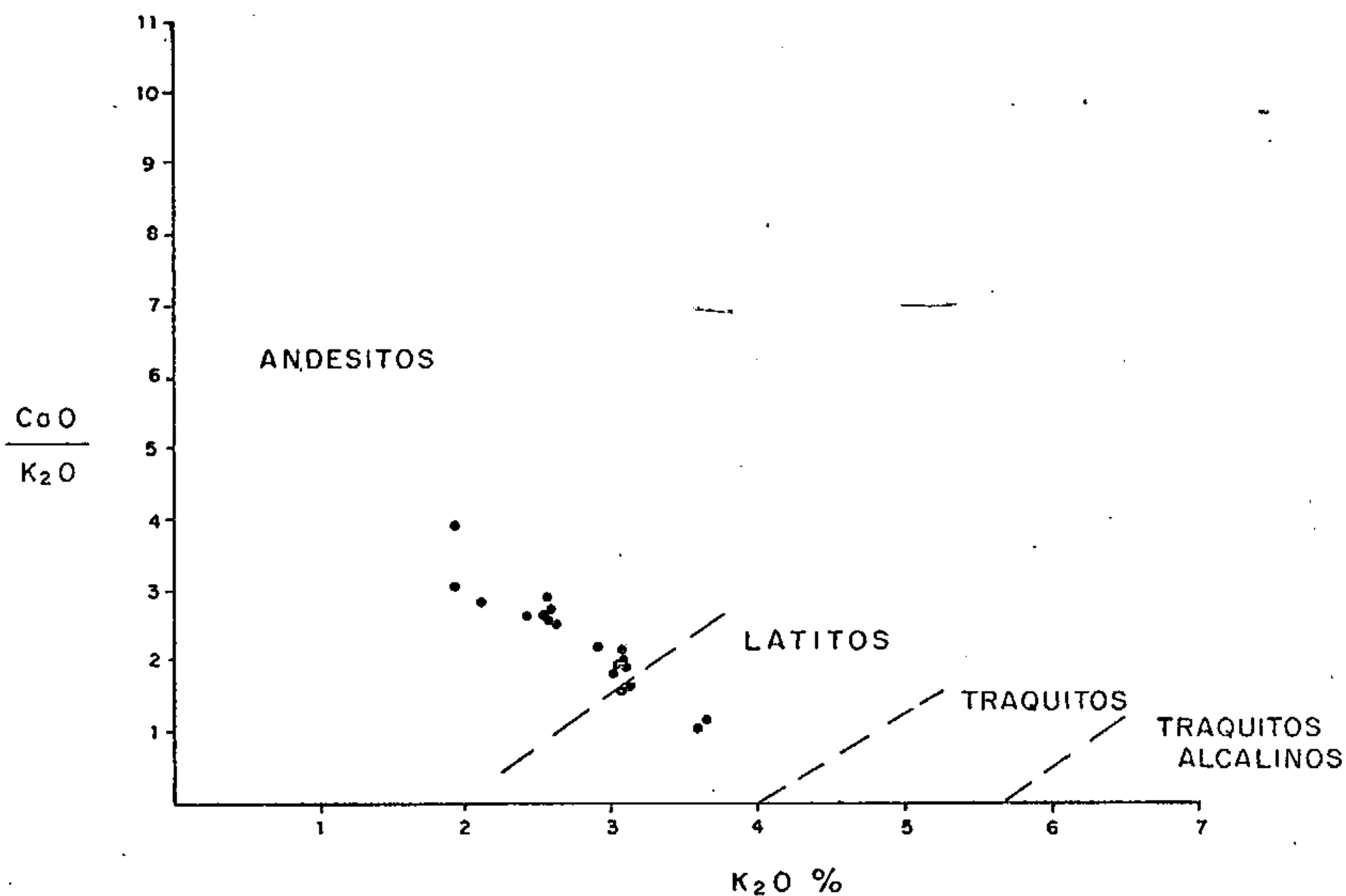


FIGURA 20 - Diagrama  $CaO/K_2O$  versus  $K_2O$  mostrando os limites empíricos entre diversos campos composicionais e a distribuição dos pontos representativos do Andesito Morro da Trava.

As séries toleíticas e alcalinas foram, originalmente, definidas com referência às rochas basálticas, e são distintivas uma da outra, mais frequentemente, pela mineralogia da matriz (TILLEY, 1950), mineralogia normativa (YODER & TILLEY, 1962), ou pelo teor em álcalis total (MACDONALD & KATSURA, 1964).

As séries calcialcalinas e alcalinas foram distinguidas por PEACOCK (1931), baseado no assim chamado índice álcali-cálcico, ou seja, um valor de sílica para o qual as curvas de cálcio e dos álcalis total se interceptam.

Vários diagramas têm sido usados na literatura para distinguir as rochas vulcânicas alcalinas e subalcalinas, destacando-se (1) álcalis *versus* sílica e (2) diagrama cujos vértices representam pontos composicionais de Ol', Ne' e Q'. Os litotipos do Andesito Morro da Trava, quando plotados neste diagrama (figura 21), denunciam uma graduação composicional - pelo posicionamento dos tipos rochosos selecionados - nos campos subalcalinos e alcalinos, particularmente, quando se considera a linha divisória sugerida por POLDEVAART (1964), refletindo a existência de um *continuum* composicional. A inexistência de um *conspicuo gap* para os litotipos do Andesito Morro da Trava, pode igualmente ser visualizada nos diagramas álcalis *versus* sílica, em que os mesmos espécimes analisados se distribuem nos campos alcalino e subalcalino, especialmente quando se consideram os limites de MACDONALD (figura 22a). Semelhante transição, na distribuição dos pontos, torna-se ainda mais óbvia, se considerarmos o índice serial de RITTMANN (1957), denunciando variações composicionais desde médio calcialcalina da Série Calcialcalina até médio alcalina da Série Sódico-Potássica, como mostrado na figura 22b.

As séries calcialcalinas e toleíticas como subdivisões da série maior subalcalina, foram diferenciadas uma da outra, por WAGER & DEER (1939), com base nos *trends* de

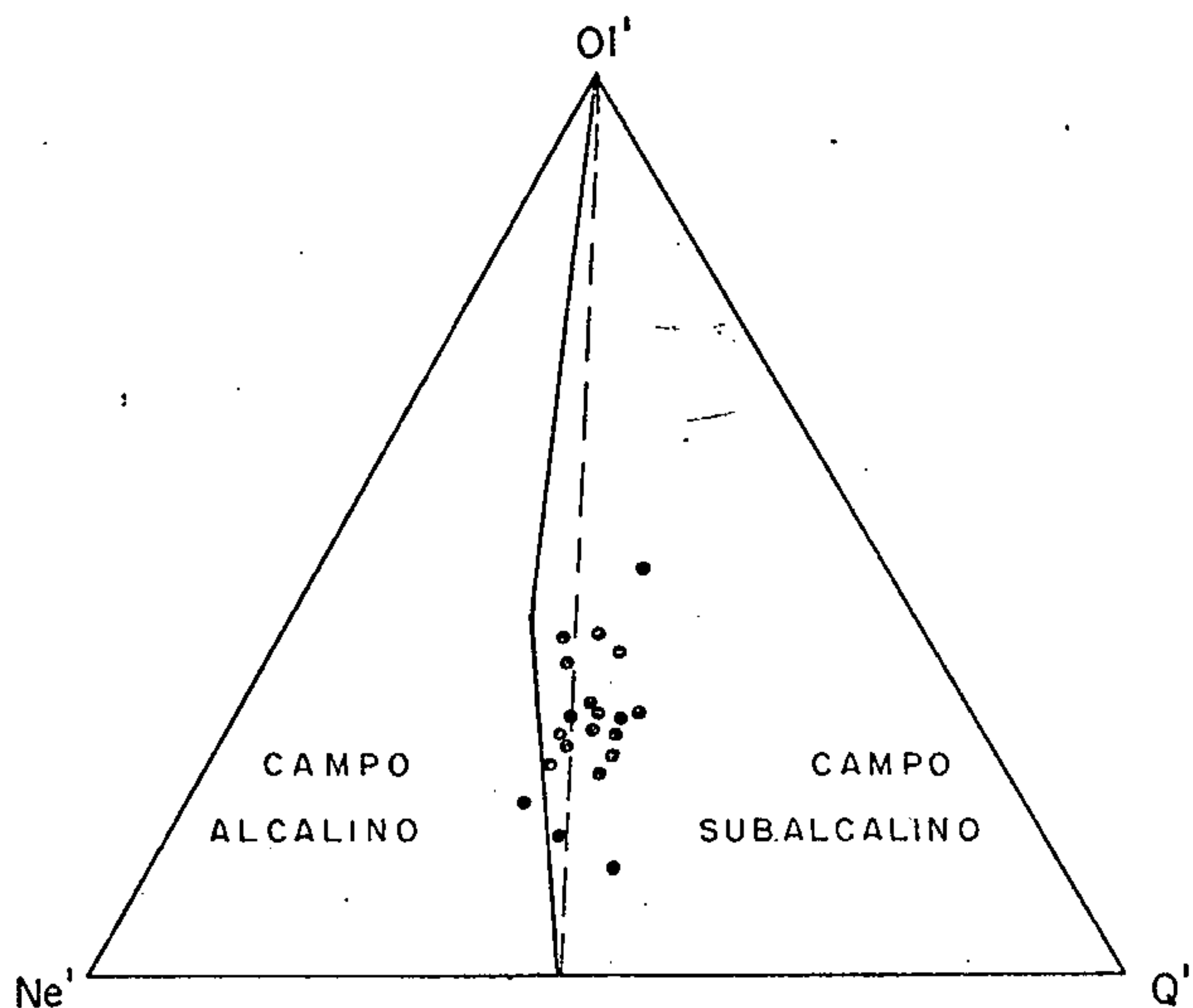
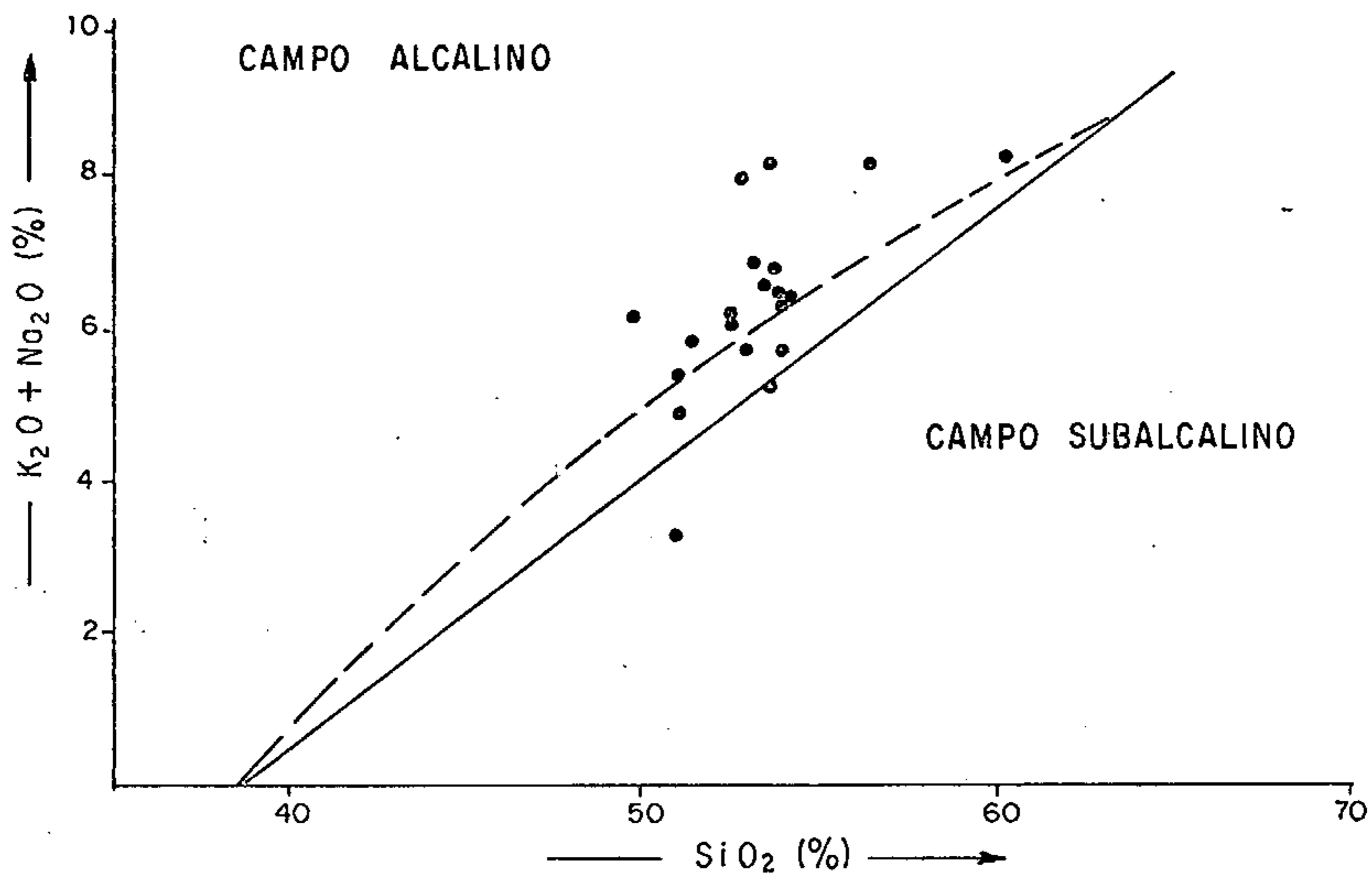
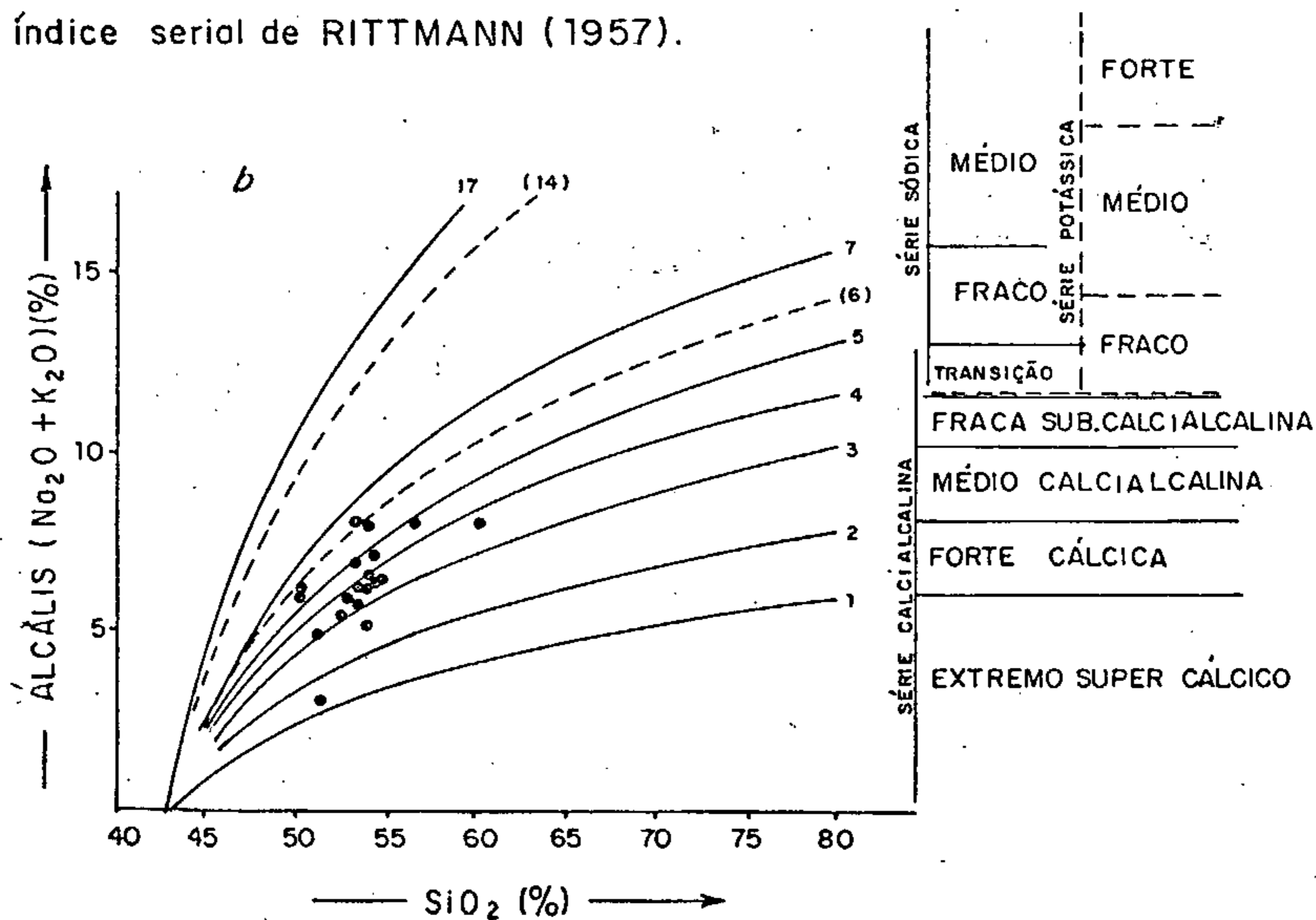


FIGURA 21 - Diagrama triangular  $OI' - Ne' - Q'$ , mostrando a distribuição dos pontos representativos do Andesito Morro da Trava. O limite contínuo entre os campos é o sugerido por IRVINE & BARAGAR (1971) e o limite descontínuo é o proposto por POLDEVAART (1964).





FIGURAS 22 *a* e *b* - Diagramas álcalis *versus* sílica mostrando a distribuição dos pontos representativos do Andesito Morro da Trava. Em *a*, a linha tracejada é a proposta por IRVINE & BARAGAR (1971) e a linha contínua é a sugerida por MACDONALD (1968). Em *b*, o índice serial de RITTMANN (1957).



enriquecimento em Fe, como exemplificado pela intrusão do Skaegaard.

Um pronunciado enriquecimento em Fe, bem como, u ma ausência - deste mesmo enriquecimento - durante a dife renciação, tipificam, respectivamente, as séries toleíti cas e calcialcalinas. A diferença entre estes dois tipos pode ser bem visualizada no diagrama A ( $K_2O + Na_2O$ ) - F ( $FeO + 0,9Fe_2O_3$ ) - M (MgO) e foi quantificada em termo de dia grama por IRVINE & BARAGAR (1971), os quais definiram as séries toleíticas como tendo uma alta razão Fe/Mg em rela ção aos teores de álcalis.

Os litotipos do Andesito Morro da Trava, quando plotados no diagrama AFM (figura 23), se distribuem domi nantemente no campo calcialcalino e subordinadamente, no campo alcalino, corroborando um *continuum* composicional.

Como se observa, pelo menos três critérios em se parado têm sido utilizados na distinção entre as séries to leíticas e calcialcalinas, tais como, o teor de álcalis, o enriquecimento em Fe e a mineralogia normativa, e de uma forma variável, esses critérios têm mostrado que o Andesi to Morro da Trava tem características composicionais grada tivas ou transicionais da série calcialcalina para a série alcalina.

KUNO (1950a, 1959, 1968a) salienta a existência de três séries magmáticas, fundamentalmente diferentes nos arcos insulares, tais como, a toleítica, altoaluminosa e alcalina. Para KUNO, as séries calcialcalinas eram caracte rizadas por hiperstênio na matriz andesítica e por baixa razão Fe/Mg, e as séries toleíticas eram caracterizadas por piroxênio monoclinico na matriz andesítica. Nesse sentido, as séries de rochas hiperstênicas e pigeoníticas, consti tuíram, respectivamente, uma sinonímia, com as séries cal cialcalinas e toleíticas.

A observação petrográfica do Andesito Morro da

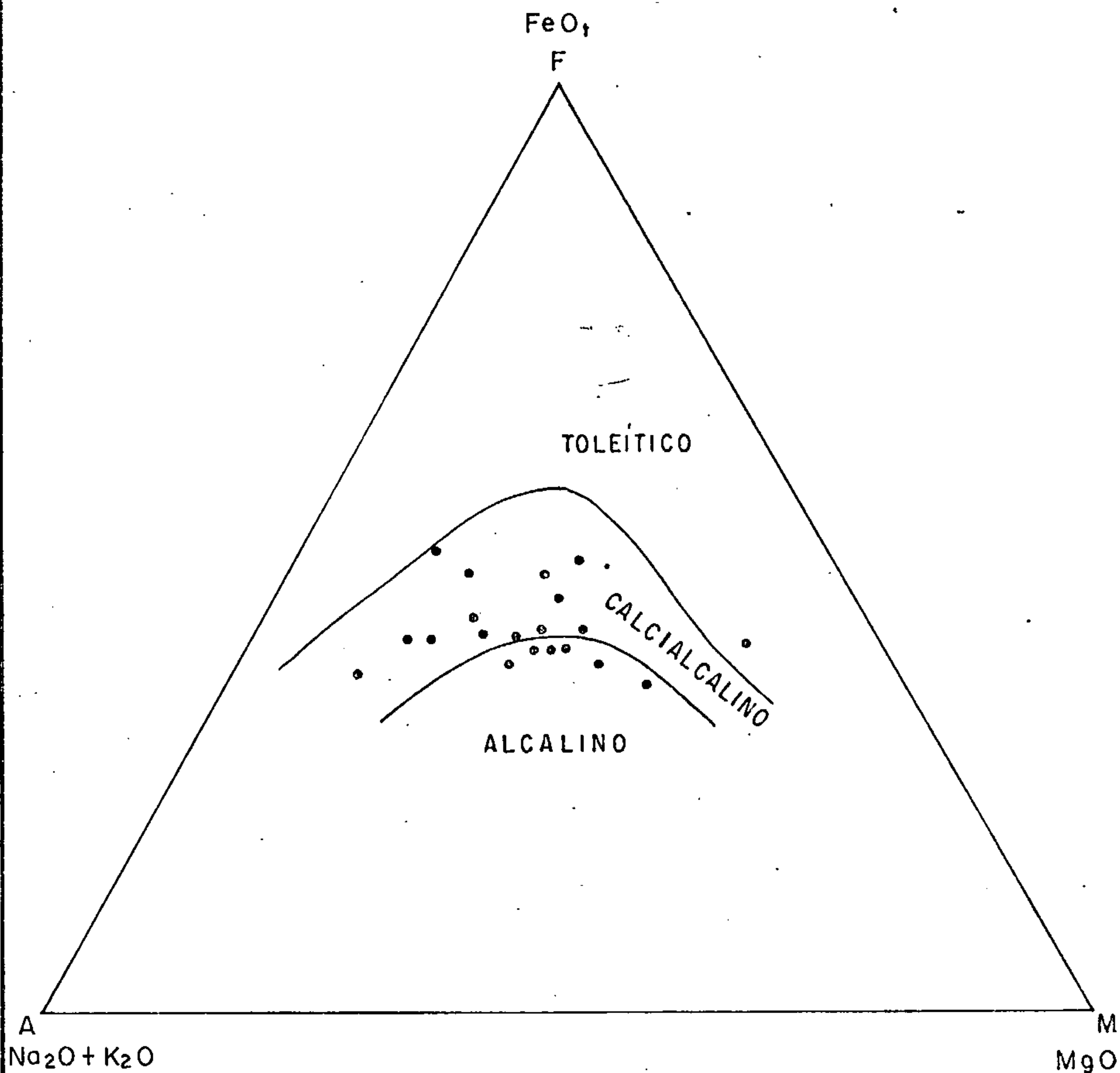


FIGURA 23 — Comportamento do Andesito Morro da Trava em diagrama triangular A (K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O) : F (Fe O<sub>1</sub>) : M (MgO), mostrando um "continuum" composicional calcialcalino - alcalino. As curvas representam os limites arbitrários entre as diferentes séries.

Trava mostra a existência de fenocristais de augita em todos os espécimes analisados, denunciando, aparentemente, uma discordância entre as definições químicas e mineralógicas dessas duas séries. Argumenta-se que as dificuldades de identificação microscópica do tipo de piroxênio na matriz, prejudicam a aplicação universal dessa conceituação e tenham contribuído, enormemente, para a não adoção indiscriminada do esquema de KUNO, fora do Japão.

De um modo geral, esta dificuldade ótica, na resolução da mineralogia matricial dos andesitos da unidade Morro da Trava, favorece a utilização preferencial dos parâmetros químicos, quando se tenta enquadrá-los num esquema de classificação satisfatório. Neste sentido, a utilização dos dados químicos existentes, possibilita, conhecer em profundidade a natureza desses andesitos, os quais, ao exame petrográfico são caracterizados como augita-andesitos de uma forma generalizada. Assim, o esquema de classificação aqui usado, é baseado nas significativas variações das abundâncias de  $\text{SiO}_2$  e  $\text{K}_2\text{O}$  de PECCERILLO & TAYLOR (1976), modificada de TAYLOR (1969). Esses dois elementos maiores têm sua representação diagramática, como mostrada na figura 24, onde quatro grupos ou séries vulcânicas estão delineadas, tais como as séries shoshoníticas (distinguida somente nas composições com menos de 63% de  $\text{SiO}_2$ ), as séries alto-K, as séries calcialcalinas e as séries baixo-K. Deve ser enfatizado que este relacionamento, entre as concentrações de  $\text{SiO}_2$  e  $\text{K}_2\text{O}$ , bem como, as linhas sobre as divisões de  $\text{K}_2\text{O}$ , representam uma tentativa de dividir um *continuum* e que os limites observados não são rígidos.

Na figura 24, estão plotados os litotipos representativos da unidade Morro da Trava, onde se observa uma boa correlação positiva de  $\text{K}_2\text{O}$  em relação ao  $\text{SiO}_2$ . É evidente, a partir da análise deste diagrama, a longa dispersão nos teores - para a maioria dos pontos - de  $\text{K}_2\text{O}$ , variando de 0,63% até 3,72% para um estreito *range* - também



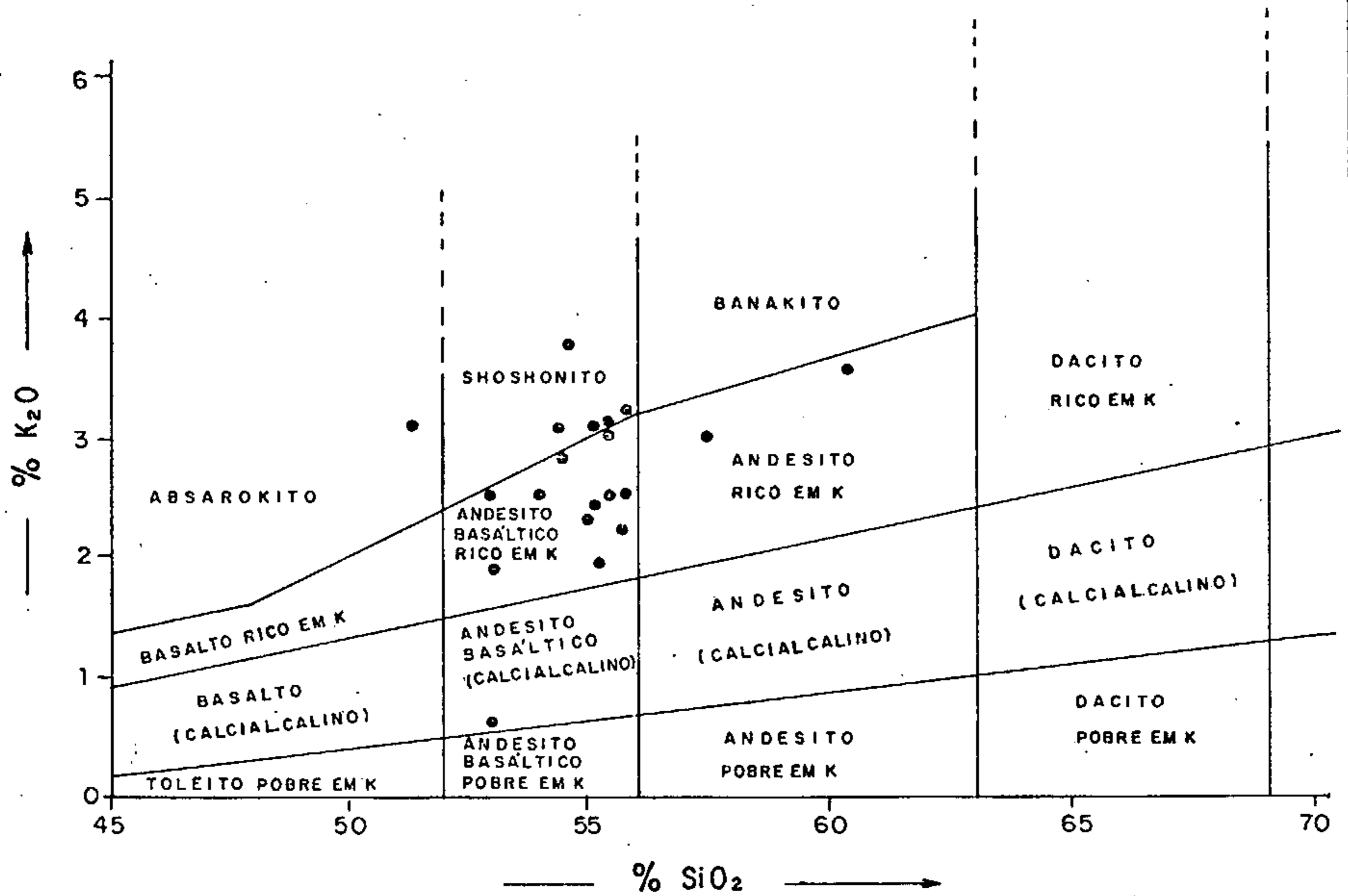


FIGURA 24 - Representação diagramática K<sub>2</sub>O *versus* SiO<sub>2</sub> mostrando o comportamento do Andesito Morro da Trava. Os limites dos campos bem como a nomenclatura são levemente modificadas de PECCERILLO & TAYLOR (1976).

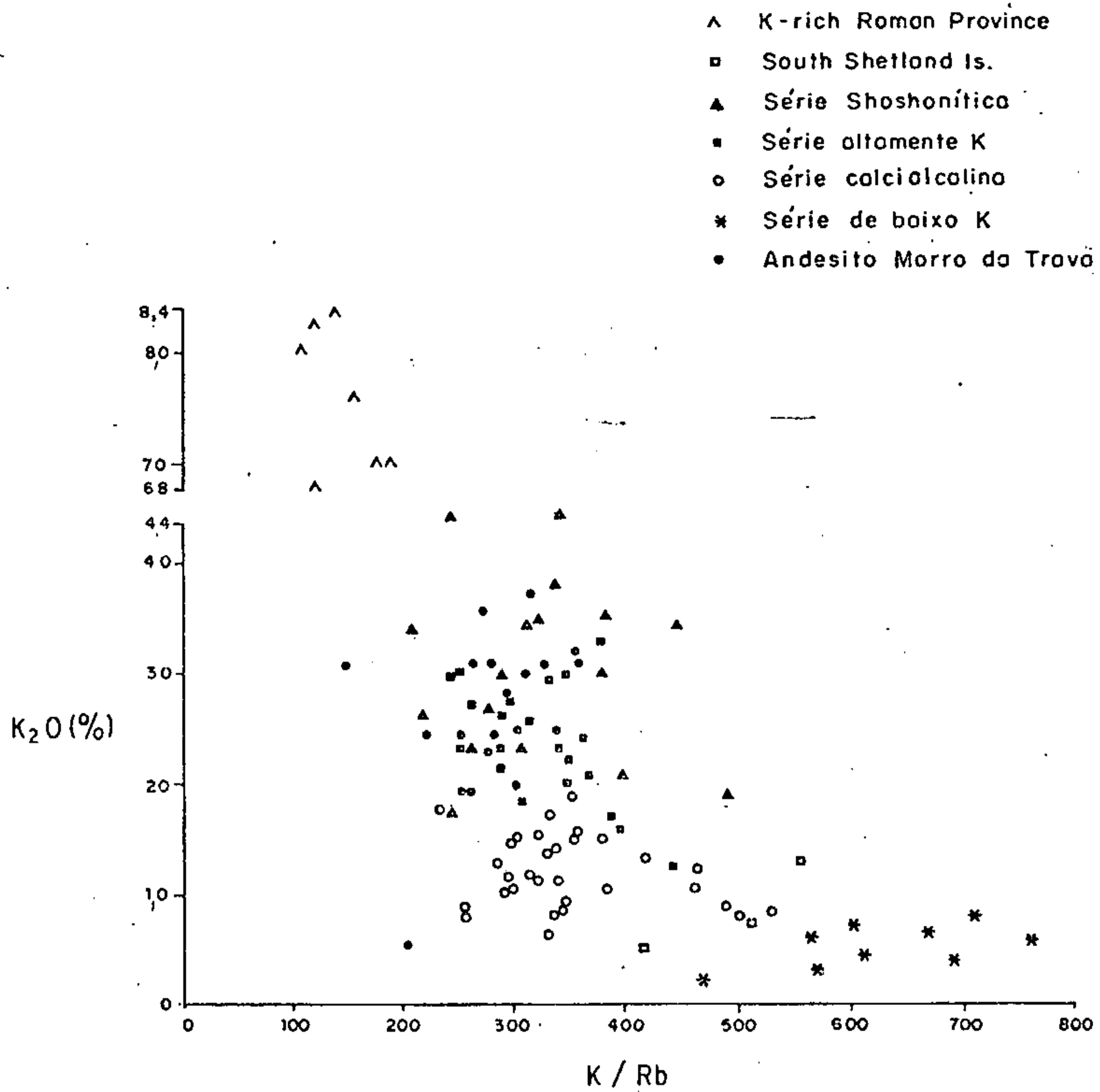


FIGURA 25 - Diagrama K/Rb *versus*  $K_2O$ , mostrando a afinidade composicional shoshonítica do Andesito Morro da Trava quando comparado com outras províncias ou séries magmáticas.

para a maioria dos pontos - nos teores em  $\text{SiO}_2$ , variando de 51,33% até 55,78%. Somente duas amostras posicionaram-se no campo do andesito alto-K, em função da sua maior a bundância em  $\text{K}_2\text{O}$  e  $\text{SiO}_2$ .

A combinação de parâmetros petrográficos que classificam as rochas da unidade Morro da Trava como andesitos, com parâmetros químicos envolvendo a variação  $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ , que denunciam a significativa variação em  $\text{K}_2\text{O}$  - insensível ao exame petrográfico - permite aos autores deste trabalho, classificar as rochas da unidade em questão, como andesito basáltico calcialcalino alto alumo-potássico de tendência shoshonítica.

A natureza shoshonítica de alguns tipos analisados, é reforçada pelo comportamento da razão  $\text{K/Rb}$  *versus*  $\text{K}_2\text{O}$ , como mostrado na figura 25, em que o Andesito Morro da Trava é comparado com outras províncias ou séries magmáticas.

A composição (média) química e normativa dos elementos maiores, a abundância, teores médios de alguns elementos-traço e alguns parâmetros estatísticos pertencentes ao Andesito Morro da Trava, são mostrados na tabela 08. Como se observa, as feições distintivas do quimismo dos elementos maiores do andesito basáltico, calcialcalino alto alumo-potássico de tendência shoshonítica, desta unidade, são tipificadas por baixo teor em sílica (média de 54,9%) e altas concentrações de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (média de 17,2%),  $\text{Na}_2\text{O}$  e  $\text{K}_2\text{O}$  (média de 3,8% e 2,6%, respectivamente). O destaque maior é a alta concentração em  $\text{K}_2\text{O}$  e sua relação simpatética com  $\text{SiO}_2$  e a baixa razão  $\text{FeO}_t/\text{MgO}$  em relação aos álcalis.

A geoquímica dos elementos-traço é analisada - numa forma tabulada - obedecendo a sequência proposta por TAYLOR (1965a), como um método conveniente de agrupar certos elementos-traço, baseado sobre associação geoquímica, e

TABELA 08 - Composição (média) química e normativa dos elementos maiores (percentagem em peso) abundância (teores médios) de alguns elementos - traço (em ppm) e alguns parâmetros estatísticos correspondentes aos andesitos pertinentes a unidade Morro da Trava.

\* NA - NÃO ANALISADO; n - nº de amostras;  $\bar{x}$  - média aritmética; S - desvio padrão

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	
n	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	
$\bar{x}$	54.94	17.2	2.3	6.2	0.13	5.3	5.9	3.8	2.6	0.77	0.52	
s	1.8	1.5	0.12	1.0	0.1	2.1	0.8	0.7	0.6	0.12	0.07	
Valores	máximo	60.48	20.06	2.78	8.60	0.18	11.11	7.20	5.28	3.72	1.24	0.68
	mínimo	51.33	14.60	2.04	4.05	0.10	1.91	3.92	2.80	0.63	0.51	0.43

	Ap	Il	Or	Ab	An	Mt	Di	Hy	OI	Qz	Cor	
n	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	
$\bar{x}$	1.2	1.47	15.6	32.6	21.4	3.3	3.7	16.2	2.8	1.2	0.115	
s	0.17	0.23	4.0	6.1	3.7	0.18	3.4	7.6	3.7	1.9	0.34	
Valores	máximo	1.62	2.35	22.00	44.60	27.97	4.04	11.80	36.16	11.49	7.23	1.15
	mínimo	1.01	0.97	3.75	23.70	16.63	2.95	0	1.64	0	0	0

	Ba	Co	Cr	Cu	F	La	Ni	Pb	Rb	Sc	Sr	V	Y	Zr	Zn
n	20	20	20	20	NA*	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20
$\bar{x}$	910	30.5	20	53.8	NA*	30	80.3	8.7	81.7	14	492	95	20	90	30
s	41.34	14.2	220	72.6	NA*	17.0	148.8	4.7	28.7	2.7	230	30.4	7.8	19.3	78.1
Valores	máximo	1500	70	700	0	50	700	15	170	20	1000	150	50	150	300
	mínimo	300	10	0	2.5	0	10	0	50	7	150	70	15	70	0





xistentes nos mais comuns minerais formadores de rocha. O agrupamento destes elementos - na forma proposta - resulta na combinação de importantes fatores geoquímicos de tamanho (raio iônico), valência e tipo de ligação (iônica - covalente - metálica).

Elementos de grande raio iônico - são representados pelo Rb, Ba, Sr e Pb, cujas concentrações, de um modo geral, seguem o K, durante os processos geoquímicos. Nesse sentido, esses elementos representam as mais altas concentrações nos andesitos alto-K, como é o caso do Andesito Morro da Trava, quando comparado com os andesitos baixo-K, a um dado teor de  $\text{SiO}_2$ .

A razão K/Rb exibe um acréscimo à medida que aumentam os teores em  $\text{K}_2\text{O}$  (figura 26), de tal sorte que, os andesitos alto-K da unidade Morro da Trava mostram uma razão K/Rb (média de 260), algo similar com a razão obtida por JAKES & WHITE (1970) para a média da crosta continental e, igualmente, mostram variações dentro da unidade em questão, mas que, de um modo geral, se situam às proximidades, bem como, acompanham o principal *trend* de SHAW (1968).

Os teores de Sr são relativamente abundantes (média 492 ppm) e refletem parcialmente um alto teor em CaO, e uma moderada a alta quantidade de plagioclásio modal - tipicamente uma andesina  $\text{An}_{(40-50)}$ . O Pb, de um modo geral, apresenta teores baixos nos andesitos basálticos normais (média de 3,3 ppm), porém, assume maiores concentrações (média de 8,7 ppm) nos andesitos da unidade Morro da Trava. O Ba apresenta baixas concentrações (média de 200 ppm) nos andesitos basálticos normais, porém, tem sua abundância a crescida nos andesitos alto-K (média 910 ppm) da unidade Morro da Trava.

TAYLOR (1965a) salienta que as razões entre os elementos de grande raio iônico, são proveitosas e úteis, como indicadores petrogenéticos. Nesse sentido, a baixa razão K/Rb (média 260) e alta razão Ba/Sr (média 1,84) podem

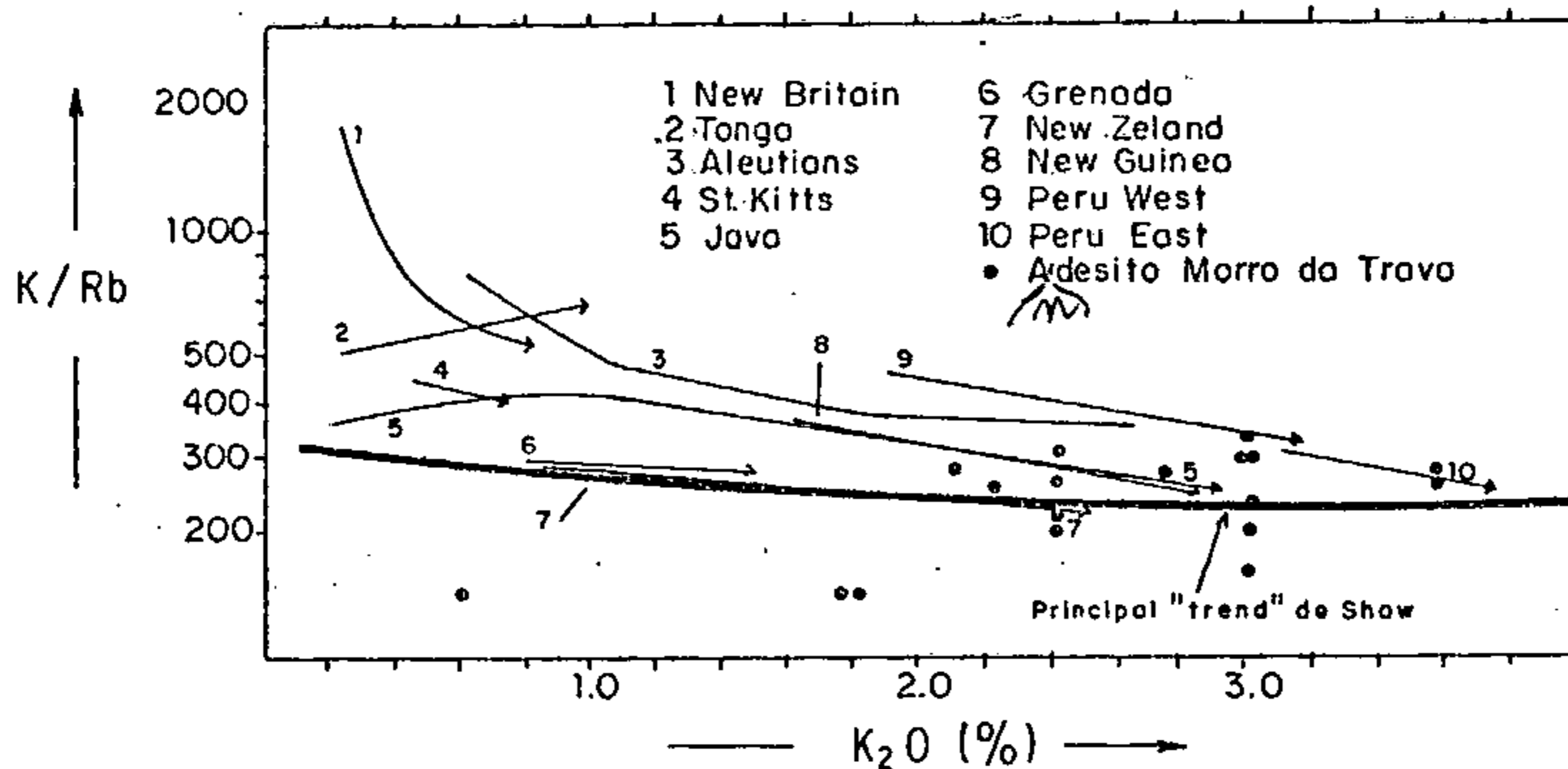


FIGURA 26 - Diagrama K / Rb *versus* K<sub>2</sub>O em que estão representados alguns andesitos bem como os litotipos da unidade Andesito Morro da Trava para comparação. A linha cheia mais espessa representa o principal "trend" de SHAW (1968).



ser atribuídos a um processo de cristalização fracionada do magma andesítico Morro da Trava.

Elementos de Terras Raras - os valores de La (média de 30 ppm) e Y (média de 20 ppm), são considerados para os andesitos como concentrações normais por LAMBERT & HOLLAND (1974). Os demais elementos de terras raras não foram analisados para esta unidade.

Elementos de grande raio iônico e alta valência - este grupamento inclui elementos tais como Zr, Sn, Nb e Mo. A abundância absoluta de Zr, com uma concentração média de 90 ppm, é próxima à abundância dos basaltos continentais, estando em discordância com os valores obtidos (média de 170 ppm) para os andesitos alto-K e sendo compatível com os andesitos basálticos (média de 92 ppm) de TAYLOR (1969). Os elementos Sn, Nb e Mo, quando analisados, mostraram valores abaixo do limite inferior de detecção do método ou não foram detectados.

Elementos compatíveis - incluem Cu, Co, Ni, Cr, V e Sc e são concentrados, predominantemente, nos minerais ferro-magnesianos e, conseqüentemente, se correlacionam negativamente, com o aumento do índice de diferenciação, provavelmente pelo fracionamento de olivina e piroxênio. O Cu apresenta abundâncias normais (média de 53,8 ppm) relembrando típicas concentrações basálticas. O Ni, Co e Cr exibem concentrações relativamente altas, quando comparados com a média (40, 3, 13 e 3 ppm, respectivamente) dos andesitos alto-K de TAYLOR (1969). Ao contrário, as concentrações de V (média de 95 ppm) e Sc (média 14 ppm) mostram moderadas discrepâncias quando comparadas com os andesitos alto-K (média de 160 e 20 ppm, respectivamente).

A mineralogia normativa CIPW representa uma mineralogia idealizada em base seca, para a qual, alguns aspectos relevantes podem ser destacados em relação à unidade de Morro da Trava, em adição a alguns parâmetros petroquímicos

nicos obtidos a partir de alguns dados químicos disponíveis. Depreende-se da mineralogia normativa obtida, que os andesitos em estudo são portadores, alternativamente, de olivina ou quartzo normativo (média de 1,2%) é justificável pela natureza basáltica, alto-K dos andesitos.

Na definição original de andesito, dada por ROSENBUSCH, o teor de An do plagioclásio era crítico e, mesmo nas mais modernas definições, esse critério mantém muito de sua importância. As rochas nas quais o plagioclásio é predominantemente mais sódico do que o oligoclásio cálcico, ou mais cálcico do que a labradorita sódica, são classificadas muitas vezes, como oligoclásio andesito (traquiandesito ou mugearito) e basalto, respectivamente.

Como RITTMANN (1962) e muitos outros autores têm acentuado, o zoneamento dos fenocristais, o plagioclásio na matriz, a incompleta cristalização e a extrema granulação fina, tornam a aplicação eficiente deste critério (teor de An do plagioclásio), difícil a impossível. A rigor, esses fatores restritivos são vantajosamente substituídos pela composição normativa do plagioclásio (An/An + Ab).

A composição normativa do plagioclásio (CNP) obtida, para o Andesito Morro da Trava, cujos valores variam de 28,4 a 51,5, indica a natureza composicional dos plagioclásios ocorrentes nos litotipos da unidade.

#### 3.4.2.3.5 - Idade, Origem e Correlação

Não existem dados radiométricos que possam posicionar cronologicamente o Andesito Morro da Trava no contexto geológico regional. O seu posicionamento na colunaestratigráfica proposta, se fundamenta, unicamente, nas observações de campo, as quais denunciam uma relação de sobrejacência dos andesitos em relação aos vulcanitos do Rio



lito Lagoa. Da mesma forma, é observado o caráter intrusivo de rochas andesíticas - sob a forma de dique - nas rochas riolíticas, como observado na estação JJ-10 e CS-60. A corroborar essas evidências destaca-se a ocorrência de fragmentos de riolito da unidade Riolito Lagoa, inclusos nos andesitos da unidade Morro da Trava, como ocorrentes na região entre a foz do igarapé Ambrósio e a foz do rio Cachorrinho.

Ao estágio atual de conhecimentos e com base nos dados disponíveis, torna-se difícil o estabelecimento ou o traçado de qualquer hipótese, em paralelo àquelas já existentes que explicam a origem dos andesitos. Inúmeros pesquisadores, em diferentes estágios de investigação, têm dedicado uma atenção quase que exclusiva aos andesitos orogênicos no domínio das junções das placas convergentes. Em consequência, os andesitos claramente não relacionados a esses domínios, têm sido alvo de poucas investigações e este trabalho - a nível de reconhecimento - não tem a intenção de caracterizar os andesitos em questão, como se derivados por cristalização fracionada de um magma basáltico com material granítico ou crustal, ou se originado a partir de um magma primário derivado do manto.

Entende-se ser precoce qualquer tentativa de corrrelação com a Formação Sobreiro, ocorrente no sul do Estado do Pará, particularmente, pelas discrepâncias até agora observadas em termos composicionais e de relação crono-estratigráfica.

### 3.4.3 - Suíte Intrusiva Mapuera

#### 3.4.3.1 - Generalidades

Atribui-se à GEOMINERAÇÃO (1972), a designação de Granito Mapuera, para abranger as rochas remobilizadas do embasamento, observadas ao longo do rio homônimo. Entretanto, LIMA *et alii* (1974) atribuíram a esta unidade uma íntima associação com as rochas vulcânicas ácidas do Super grupo Uatumã, fato este anteriormente suspeitado por FORMAN (1969).

Utilizando a denominação Mapuera e acatando a proposição de SOHL (1977), que sugere o termo Suíte, para definir rochas não estratificadas (granitos intrusivos e metamórficos de alto grau), adotou-se, neste relatório, à semelhança do efetuado em Roraima por MELO *et alii* (1978), e em seguida por VEIGA JÚNIOR (1979), a designação Suíte Intrusiva Mapuera, reunindo, deste modo, duas subunidades distintas denominadas de Granófiro Santidade e Granito Serra do Acari.

#### 3.4.3.2 - Granófiro Santidade

##### 3.4.3.2.1 - Generalidades

Inúmeros são os trabalhos que citam a presença de granófiros em suas respectivas áreas, como rochas subordinadas aos corpos graníticos e, quando individualizadas, não são caracterizadas como unidades informais.

Neste relatório propõe-se, para três corpos per



feitamente individualizados por controle de campo e fotografias aéreas, a designação informal de Granófiro Santidade, justificável pela dominância desse tipo petrográfico em extensão compatível com a escala adotada e cujas melhores e mais representativas exposições ocorrem no igarapé Santidade, afluente pela margem esquerda do rio Cachorro a montante da cachoeira São Pedro.

#### 3.4.3.2.2 - Distribuição Geográfica e Relações de Contato

O Granófiro Santidade foi cartografado no setor meridional da Folha SA.21-V-B-VI, onde foram registrados dois corpos, sendo um de dimensão batolítica, com aproximadamente  $200 \text{ km}^2$ , e outro com dimensão de *stock*, ocupando cerca de  $37,5 \text{ km}^2$ . De igual modo, foi também cartografado, na Folha SA.21-V-B-V, um outro *stock*, ocupando cerca de  $90 \text{ km}^2$ , o qual é cortado pelo rio Mapuera. Outras ocorrências de granófiros foram verificadas na área, não tendo sido possível sua delimitação em mapa, devido a escala de trabalho. Ao exame aerofotográfico, observa-se, como característica desta unidade, a íntima associação com os corpos graníticos propriamente ditos, ocorrendo sempre com uma topografia de nível mais inferior que aqueles, chegando a exibir um relevo arrasado, a submontanhoso, o que possibilitaria, numa interpretação preliminar, sem o controle de campo, confundí-lo com as vulcânicas Riolito Lagoa. A drenagem estabelecida é também dendrítica e bastante densa. O Granófiro Santidade, provável representante do estágio inicial das intrusões graníticas, apresenta contato transicional ou brusco, com as vulcânicas. Com o Granito Serra do Acari, o contato se faz bruscamente, uma vez que este se introduziu na unidade preexistente, assumindo uma topografia sempre mais elevada.

### 3.4.3.2.3 - Petrografia Sumariada

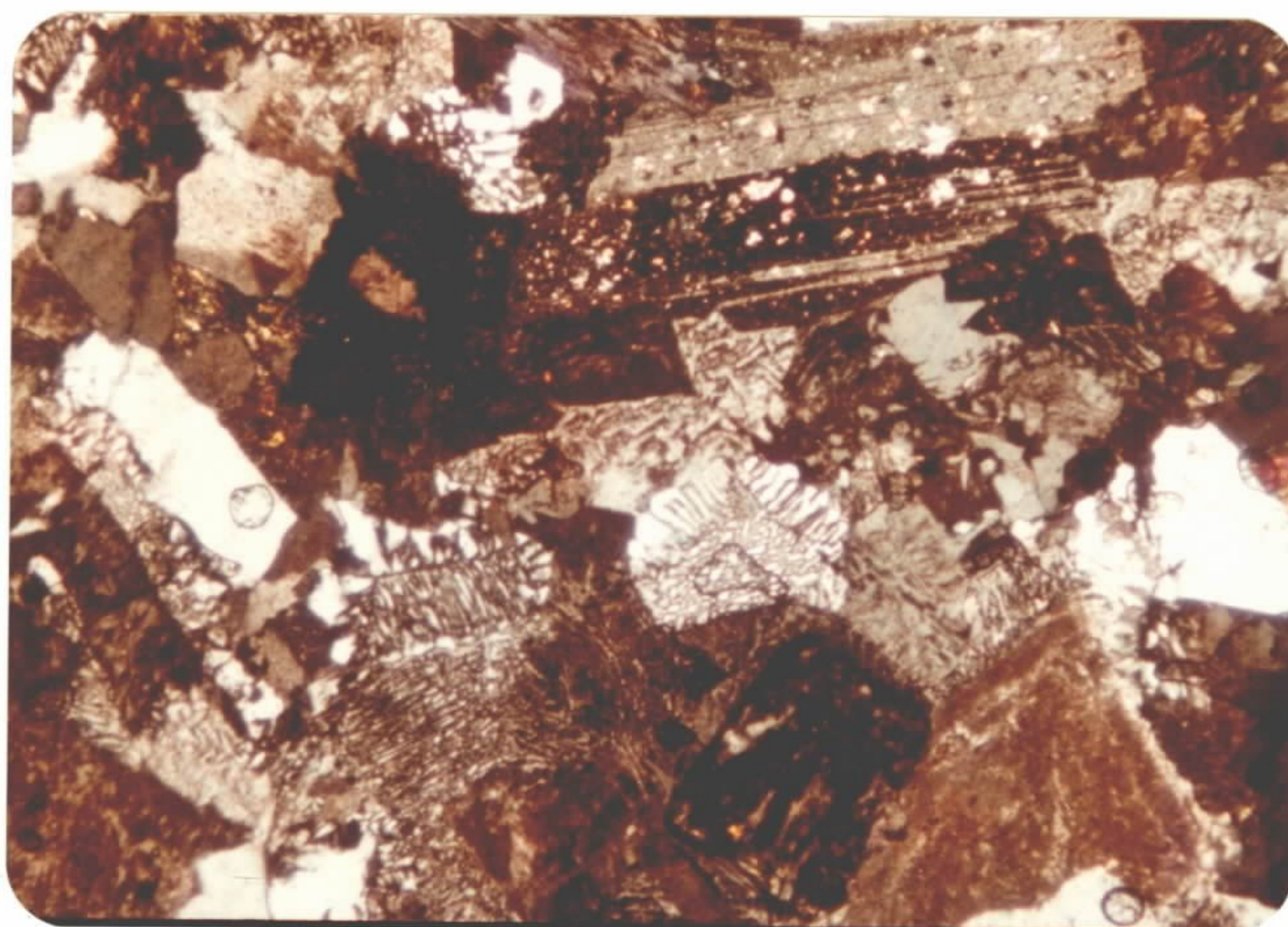
Nesta unidade domina uma variedade de álcalifeldspato granito, que se caracteriza notadamente, por texturas de intercrescimentos micrográficos ou granofíricos (Fotomicrografia 04). Esses tipos são leucocráticos a hololeucocráticos, inequigranulares, isótropos e de granulação geralmente fina, particularmente a massa fundamental, onde repousam cristais maiores de quartzo e feldspato mesoscopicamente visíveis. A composição mineralógica é quase que invariável e é representada, em ordem decrescente de abundância, por ortoclásio, quartzo, plagioclásio, anfibólio, clorita, biotita e, mais raramente, piroxênio, zircão, apatita, opacos, epidoto, fluorita e titanita.

A matriz, por vezes, percentualmente dominante, é composta por quartzo e feldspato potássico com textura granofírica usualmente do tipo franja radiante, cuneiforme e vermicular. Nos tipos franja radiante, o núcleo é constituído por ortoclásio e mais raramente, por ortoclásio e plagioclásio. De um modo geral, esses diferentes tipos de textura micrográfica ocorrem simultaneamente na mesma rocha. Ocasionalmente, num mesmo grão de ortoclásio, existem, comumente, vários domínios micrográficos que diferem uns dos outros em orientação relativa aos grãos individuais de quartzo. A observação generalizada dos tipos texturais, ocorrentes nos litotipos da unidade Santidade, sugere fortemente, a atuação de um processo de rápida cristalização simultânea do quartzo e feldspato. O quartzo, quando ocorre como cristais individuais, exhibe contornos euédricos e subédricos, cujas bordas mostram efeitos de corrosão magmática. O ortoclásio, geralmente, ocorre em formas euédricas a subédricas, mostram uma textura micropertítica, comportando-se, porém, ocasionalmente de forma homogêna, atuando como uma auréola em torno dos cristais de plagioclásio, num





C P R M



FOTOMICROGRAFIA Nº 04

Estação CS-R-07 - Granófiro - Aumento: 10X-LP - Granófiro Santidade - Margem direita do baixo curso do rio Cachorro - Vista parcial em seção delgada de granófiro da unidade Santidade, mostrando os típicos intercrescimentos micrográficos e cuneiformes de quartzo e ortoclásio que caracterizam e definem a unidade na área trabalhada.



típico arranjo anti-rapakivítico. O plagioclário é do tipo albítico a oligoclásio sódico, ocorrendo como desenvolvidos cristais subédricos a euédricos, parcialmente alterado a sericita e mais raramente a epidoto, exibindo conspícua geminação polissintética do tipo albita e combinada do tipo albita-Carlsbad. Comumente, constitui núcleos envolvidos por um manto de ortoclásio. Em alguns tipos, como na estação At - 158, observam-se cristais de albita neoformados, límpidos, mais jovens, normalmente como auréola, em torno do plagioclásio albítico turvo primitivo, e, ao longo dos contatos entre dois cristais de plagioclásio albítico, ou ao longo do contato entre o plagioclásio e o ortoclásio. O piroxênio é do tipo monoclinico, provavelmente augita, ocorrendo ocasionalmente no núcleo de cristais de hornblenda, para o qual deriva por cristalização magmática tardia. A hornblenda, por vezes hastingsítica, apresenta um forte pleocroísmo verde oliva a amarelo pálido, ocorrendo a nível varietal. Hornblenda e biotita, frequentemente, alternam para clorita, epidoto e opacos. Titanita, apatita, fluorita e zircão ocorrem a nível acessório, intimamente associados ao anfibólio e à clorita.

#### 3.4.3.2.4 - Idade, Origem e Correlação

O Granófiro Santidade ocorre, de uma certa forma, em íntimo relacionamento temporal e espacial com o Granito Serra do Acari, não havendo sobre os tipos granofíricos qualquer datação geocronológica, que permitisse, de uma forma convincente, posicioná-lo no contexto geológico regional da área do Projeto.

As observações de campo e petrográfica, fundamentais, respectivamente, na íntima associação espacial e nas fortes similaridades composicionais, variando apenas

no aspecto textural, aliado a um conceito de evolução magmática granítica, parecem indicar - preliminarmente, neste trabalho - que o Granófiro Santidade representa uma fase ou estágio inicial, dentro do evento plutono-magmático Mapuera. Nesse sentido, entende-se o Granófiro Santidade, como pertencente a um fácies de bordo ou marginal, e a fase Acari, como pertencente ao núcleo ou a um fácies central, embora este típico relacionamento não tenha sido bem individualizado no curso do mapeamento. Como consequência, denuncia-se uma pobre visualização em termos de representação cartográfica ou geológica, mesmo porque - pelas condições adversas naturais da área - dificuldades na própria individualização de diferentes batólitos e/ou *stocks*, e/ou pulsações magmáticas, já constituem uma restrição inicial em qualquer tentativa de individualização e delimitação de diferentes fases pertencentes a um único evento como é o caso, do constatado íntimo relacionamento das unidades Granófiro Santidade e Granito Serra do Acari, componentes na hierarquia formacional da Suíte Intrusiva Mapuera.

A julgar - numa forma antecipada - a origem do Granito Serra do Acari - baseados em dados isotópicos - como resultante da fusão parcial de material crustal superior, como veremos em tópico mais adiante - e considerando a consolidação do Granófiro Santidade como pertencente ao evento Mapuera, torna-se convincente e coerente admitir, para o conjunto granofírico, uma gênese similar.

Em termos de litoestratigrafia regional destaca-se a inexistência de parâmetros geológicos convincentes, que permitisse uma litocorrelação com outros granófiros ocorrentes no Craton Amazônico, mesmo porque esses litotipos, não têm sido jamais individualizados e cartografados, em caráter de designação informal ou mesmo como unidades litológicas.

### 3.4.3.3 - Granito Serra do Acari

#### 3.4.3.3.1 - Generalidades

LIMA *et alii* (1974), OLIVEIRA *et alii* (1975) e MONTALVÃO (1975) incluíram o Granito Mapuera no Grupo Uatumã, como representando a fase mais grosseira, com jazimentos hipoabissal (subvulcânico) e plutônico deste grupo.

OLIVEIRA *et alii* (1975) incluíram, sob a denominação de Granito Mapuera, um conjunto ígneo formado por granitos normais, granitos peralcalinos, aplitos, granófiros, adamelitos, monzonitos e quartzo dioritos, ocorrendo geralmente como *necks*, *stocks* ou até batólitos.

Com base em dados de campo e principalmente fotografias aéreas, imagens de radar e de LANDSAT, foram cartografados - neste trabalho - treze corpos graníticos, associados ao vulcanismo Uatumã, com dimensões que variam de *stocks* a batólitos, constituídos, essencialmente, de rochas de composição ácida.

A designação Granito Serra do Acari é aqui adotada para substituir o Sienito Serra do Acari do Projeto RADAMBRASIL (1976), uma vez que os corpos mapeados são, na verdade, de natureza granítica, supersaturada, comprovados através de verificação de campo, com seções transversais à serra homônima.

#### 3.4.3.3.2 - Distribuição Geográfica e Relações de Contato

Os corpos ácidos intrusivos, pertencentes ao Granito Serra do Acari, em um total de 13, variando de *stocks*





a batólitos, ocupam  $7.308 \text{ km}^2$ , o segundo maior espaço da área do Projeto, depois do Grupo Iricoumé.

Distribui-se por todos os setores da folha, sendo porém mais conspícuo o batólito que ocupa quase que totalmente as Folhas SA.21-V-B-I, SA.21-V-B-II e cerca da metade da Folha SA.21-V-B-IV.

O segundo grande batólito ocupa quase metade da Folha SA.21-V-B-V, estendendo-se para as folhas laterais. Um outro, de área menor, assume uma forma elipsoidal, com eixo maior na direção E - W, situa-se em boa parte do norte da Folha SA.21-V-B-VI e parte sul da Folha SA.21-V-B-III. Vários outros corpos são também individualizados, porém, na sua maioria, cartografados apenas por fotointerpretação.

Essa unidade é caracterizada em fotos aéreas por morros íngremes, com densa drenagem dendrítica ou, mais localmente, radial, e por superfícies tabulares bastante ravinadas, com drenagem dendrítica espaçada.

Os corpos graníticos dessa unidade limitam-se com os vulcanitos Riolito Lagoa e Andesito Morro da Trava, com os quais mantêm relação intrusiva, tal como foi registrado no rio Cachorrinho (AT - 152), no qual um veio com 3 cm de espessura do Granito Serra do Acari, aparece encaixado em riolacitos do Grupo Iricoumé, embora nem sempre tal relacionamento seja visível em campo, devido a existência de espessa capa coluvial na zona de contato granito/vulcânica. Na porção sul da área trabalhada, o contato com o Diabásio Suretama é brusco e nítido.

#### 3.4.3.3.3 - Petrografia Sumariada

A unidade Serra do Acari, compreende uma sequência de granitóides predominantemente do tipo álcali-feldspato

-granito e granito com subordinados adamelitos (tabela 9) (fig. 27) e, texturalmente, de tipos equigranulares a porfiríticos.

A dominância em termos texturais e composicionais é do tipo álcali-feldspato-granito, equigranular, geralmente hololeucocráticos de coloração avermelhada, granulação média a grosseira, contendo como seus constituintes principais o álcali-feldspato, quartzo e plagioclásio (Foto 02). Biotita e hornblenda são os minerais varietais mais frequentes. Zircão, apatita, opacos são os acessórios mais típicos com ocorrências ocasionais de fluorita e topázio.

A textura é hipidiomórfica granular em que os limites entre os grãos de feldspato são usualmente suturados. O álcali-feldspato é do tipo ortoclásio micropertítico, em que o componente albita ocorre tipicamente como delgados filmes pertíticos, ocorrendo, contudo, ocasionalmente, como pertitas mais grosseiras. De um modo geral, o ortoclásio é quase que completamente pigmentado por material argilo-terroso. Subordinadamente, em alguns tipos rochosos observa-se que, em parte, nos cristais de ortoclásio a textura pertítica, o intercrescimento pertítico é fracamente desenvolvido a quase ausente, devido provavelmente a uma dominante ex-solução confinada às bordas do grão ou a uma cristalização sob condições *subsolvus*, de tal sorte que o feldspato pode ser considerado como um todo homogêneo. Em outros diferentes tipos o intercrescimento é representado usualmente por esparsos veios ou grandes placas de albita, que gradam entre si. O quartzo ocorre parcialmente como cristais anedrais e euedrais, porém, em muitos casos é anedral, preenchendo interstícios intergranulares. Ocasionalmente, uma pequena percentagem volumétrica do quartzo, ocorre como inclusões côncavas e, mais raramente, goticulares nos feldspatos potássicos e como intercrescimento micrográfico do tipo franja radiante e/ou cuneiforme, nas variedades de tendência granofírica. O plagioclásio é do ti

MINERAL AMOSTRAS	QUARTZO	ORTOCLÁSIO	PLAGIOCLÁSIO	ANFIBÓLIO	BIOTITA	ACESSÓRIO
AN - 07	31,20	46,26	17,46	—	4,80	0,26
AN - 39	39,89	41,20	17,59	1,96	3,38	0,98
AN - 42 a	33,04	49,40	14,62	0,43	1,51	0,97
AN - 43	44,66	28,49	23,41	0,82	2,48	0,10
AN - 47	36,26	49,39	12,21	0,27	1,38	0,46
AN - 50	26,19	57,58	12,0	—	3,57	0,44
AB - 12	37,80	42,75	6,36*	9,18	2,65	1,23
AB - 33	40,14	42,06	12,5*	2,64	—	2,64
AB - 54	20,11	49,29	19,54	6,65	1,13	3,25
AT - 12	53,84	23,42	19,81*	—	2,68	0,23
AT - 70	44,34	36,08	16,16	0,60	2,06	0,72
AT - 75 b	38,80	40,4	16,96	1,76	2,03	—
AT - 77	37,36	38,46	18,07	2,56	2,80	0,73
AT - 90	30,26	40,95	22,69	2,63	2,63	0,82
AT - 94	41,17	39,10	13,28	1,30	3,92	1,19
CS - 86	18,75	65,15	9,84	0,37	2,84	3,03
CS - 87	37,88	42,05	17,44*	—	2,22	0,38
CS - 156	30,10	33,33	24,51*	8,17	1,93	1,93

- Ortoclásio micropertítico parcialmente coulinizado.
- Composição do plagioclásio variando An<sub>7</sub> - An<sub>25</sub> parcialmente sericitizado.
- Anfibólio do tipo hastingsita.
- Biotita, por vezes, alterado a clorita.
- Os acessórios são zircão, fluorita e opacos.
- \* Composição do plagioclásio variando de An<sub>0-5</sub>

TABELA 09 — Composição modal (% em volume) dos granitóides Serra do Acari.

## DEFINIÇÃO DOS CAMPOS

- Q - Granitóide muito rico em quartzo
- FG - Álcali feldspato-granito
- G - Granito
- A - Adamelito
- GD - Granodiorito
- T - Tonalito
- QAS - Quartzo-álcali-sienito
- QS - Quartzo-sienito
- QM - Quartzo-monzonito
- QMD - Quartzo-monzodiorito
- QD - Quartzo-diorito
- AS - Álcali-sienito
- S - Sienito
- M - Monzonito
- MD - Monzodiorito
- D - Diorito

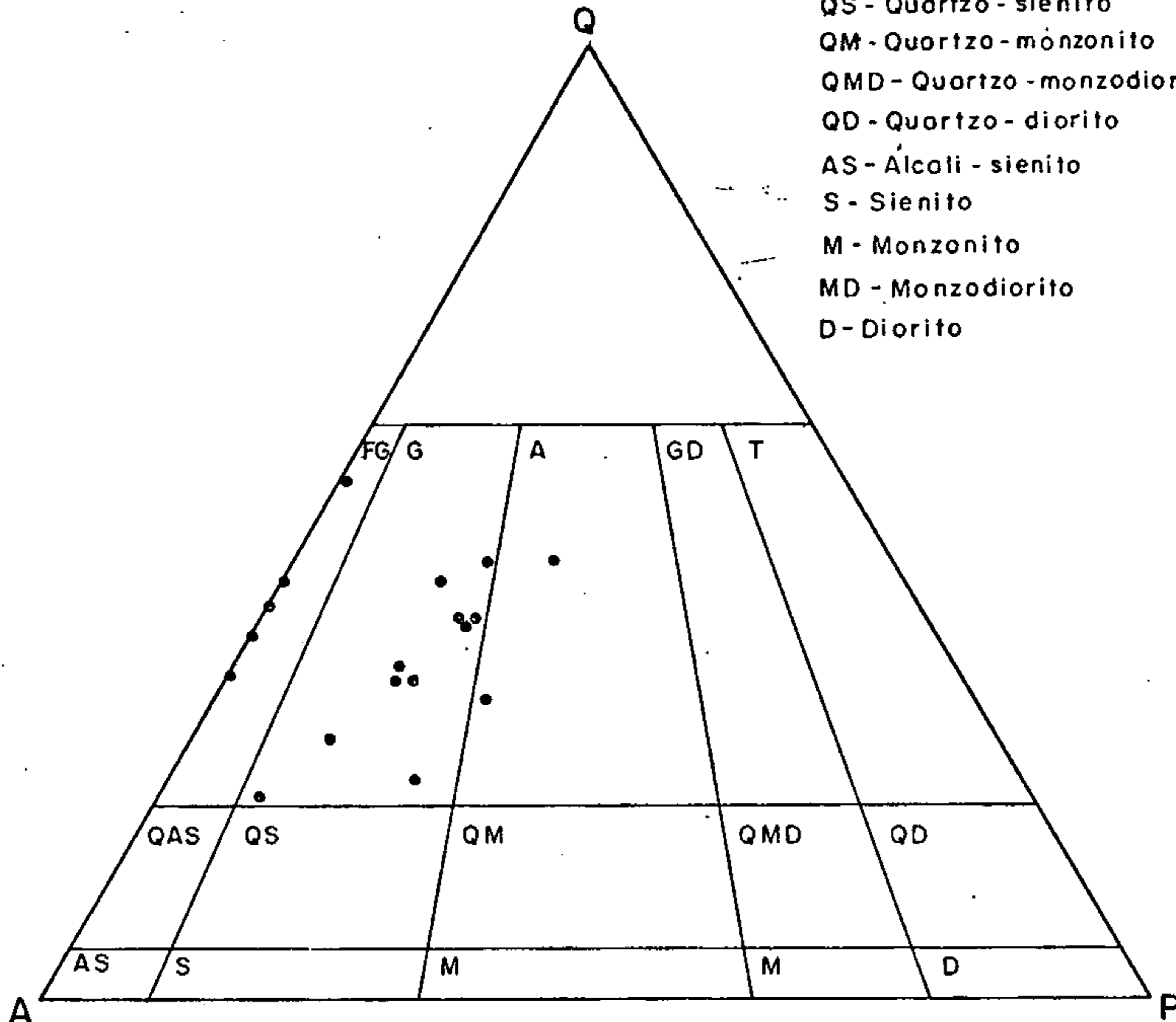


FIGURA 27 - Classificação das rochas da unidade Serra do Acari em diagrama triangular Q-A-P (STRECKEISEN, 1976). A substituição dos termos sienogranito e monzogranito, respectivamente, por granito e adamelito, é função das sugestões emitidas por Lyons (1977).





FOTO Nº 02

Estação AT-R-95 - Álcali-feldspato granito alaskítico - Granito Serra do Acari - Rio Mapuera - Espécime típico dos granitóides alaskíticos da unidade Serra do Acari, onde se observa uma uniformidade de estrutura e associação mineralógica que pode ser generalizada para todos os corpos intrusivos. A granulação média a grosseira, o aspecto hololeucocrático (quartzo e ortoclásio são as fases minerais dominantes) e a coloração rosa avermelhada são peculiaridades facilmente discerníveis - em escala macromesoscópica - na maioria dos espécimes aflorantes na área trabalhada.



po predominantemente sódico, representado por cristais euédricos e subédricos de albita e oligoclásio ( $An_{0-25}$ ), parcialmente sericitizados, exibindo uma bem desenvolvida geminação polissintética simples, do tipo albita e combinada, segundo a lei do tipo albita-Carlsbad. Muito frequente é a ocorrência de albita límpida e cristalina de geração posterior, usualmente localizada nas interfaces, entre o ortoclásio e o plagioclásio albítico turvo, primitivo, ou entre dois grãos adjacentes de ortoclásio (fotomicrografia 05). A hornblenda e a biotita, por vezes cloritizada, variam em forma de subédrica a euédrica, formando localmente aglomerados, aos quais se associam opacos, zircão, apatita e fluorita.

Tipos inequigranulares constituem variações texturais dos álcalis-feldspatos granitos, mantendo as mesmas similaridades composicionais e formas geométricas dos grãos, diferindo apenas no caráter textural porfirítico.

Como produto do extremo fracionamento e evolução atingindo o estágio pneumatolítico, observa-se a esporádica ocorrência - na estação AT-129 - de graisen, mineralogicamente constituído de quartzo, muscovita, epidoto, topázio e cassiterita. A rocha é de granulação extremamente fina, com os grãos de quartzo formando agregados anelares. Aos grãos estão intimamente associadas massas irregulares de aglomerados muscovíticos e de cristais de epidoto.

Os adamelitos compreendem rochas leucocráticas a mesotipos, de granulação média a grosseira, coloração cinza rosa clara, em que se observam mesoscopicamente, ortoclásio vermelho claro a plagioclásio cinza branco e uma moderada abundância de anfibólio e clorita.

Variam texturalmente de tipos equigranulares a porfiríticos, mantendo porém a mesma composição mineralógica com proporções aproximadamente iguais entre si, de ortoclásio e plagioclásio, peculiaridade que os distinguem dos





FOTOMICROGRAFIA Nº 05

Estação AT-R-70 - Álcali-feldspato granito -  
Aumento: 10XLP - Granito Serra do Acari - Mar-  
gem direita do baixo curso do rio Mapuera- Vis-  
ta parcial de granito alaskítico da unidade Aca-  
ri, mostrando sua típica textura hipidiomórfi-  
ca granular. Cristais de quartzo e ortoclásio  
micropertítico são as fases minerais dominan-  
tes em que todos os espécimes analisados e a  
foto mostra - adicionalmente - cristais de al-  
bita neoformada bordejando o ortoclásio.



álcali-feldspato-granitos. Muito marcante nesses tipos ada melíticos é a associação de ortoclásio micropertítico, típica dos granitóides da unidade Acari e plagioclásio do tipo oligoclásio, característicos da unidade Água Branca, sugerindo, preliminarmente, tratarem-se de tipos rochosos resultantes de um hibridismo magmático, mais do que um processo de diferenciação no sentido Água Branca - Acari, fato que não encontraria suporte nos dados geocronológicos indicando idades acentuadamente diferentes.

A análise dos diversos tipos coletados, mostra uma composição mineralógica generalizada, consistindo de quartzo, ortoclásio, oligoclásio, albita, hornblenda, clorita, titanita, apatita, opacos e epidoto.

O quartzo ocorre como cristais subédricos a anédricos, em diferentes dimensões, contendo inclusões de ortoclásio e exibindo bordas com corrosão magmática. O ortoclásio apresenta-se como cristais subédricos a anédricos, exibindo intercrescimento micropertítico, contatos geralmente suturados com outros cristais de feldspatos e, de um modo geral, apresenta uma moderada a intensa alteração a argilo-minerais. A albita ( $An_{2-10}$ ) ocorre como cristais subédricos a anédricos, de dimensões variadas, exibindo geminação polissintética combinada do tipo albita-Carlsbad e uma moderada a intensa sericitização dispersa. O oligoclásio ocorre como cristais subédricos com conspícuos zoneamentos, e uma peculiar alteração seletiva central ou acompanhando zonas composicionais para sericita e argilo-minerais. A hornblenda é o mineral máfico mais frequente, gerlamente como cristais subédricos a anédricos, formando aglomerados localizados. Comumente exhibe geminação segundo a lei de Carlsbad e está intimamente associado a palhetas algo desenvolvidas de clorita, titanita, apatita e opacos.



#### 3.4.3.3.4 - Petroquímica

As rochas componentes da unidade Granito Serra do Acari, compõem, na área trabalhada, vários corpos anorogênicos, análogos entre si, por sua textura, mineralogia e quimismo. O estudo de cerca de 85 amostras, denuncia que esses granitóides compõem o extremo ácido, fortemente fracionado, em que a ausência de cumulos dificulta a caracterização da natureza primitiva da rocha.

As condições de formação podem ser grosseiramente deduzidas, a partir da natureza *subsolvus*, generalizada para os granitos da área. De um modo geral, esse agrupamento de granitos intrusivos, varia de tipos subalcalinos a alcalinos, não atingindo - com base na amostragem realizada - o fácies peralcalino, embora CAMPOS, M. (comunicação oral) já tenha salientado a ocorrência de riebeckita-granitos no alto curso do igarapé Santidade, afluente pela margem esquerda do rio Cachorro. A escala de mapeamento possibilita, apenas, a identificação e individualização dos corpos graníticos, não permitindo a caracterização, para cada corpo, das diferentes fases intrusivas.

Para se ter uma idéia dos caracteres petroquímicos dos granitóides Acari, foram efetuadas análises químicas para óxidos maiores e alguns elementos traço, mostradas de modo estatístico, junto com a composição normativa (tabela 10).

As proporções relativas de Q - Ab - An normativas, projetadas em diagrama triangular, corroboram a dominante composição granítica (figura 28). O alto grau de supersaturação em sílica, denunciando na análise modal (média 35,73%), é refletido no teor de quartzo normativo (média 32%). Os altos teores em  $\text{SiO}_2$  (média de 73,8%) e álcalis (média de 3,6% de  $\text{Na}_2\text{O}$  e de 4,6% de  $\text{K}_2\text{O}$ ), os baixos teores em  $\text{CaO}$  (média de 0,82%) e  $\text{MgO}$  (média de 0,32%), assim

TABELA 10 - Composição (média) química e normativa dos elementos maiores (percentagem em peso), abundância (Teores médios) de alguns elementos - traço (em ppm) e alguns parâmetros estatísticos correspondentes ao Granito Serra do Acari.

n - nº de amostra;  $\bar{x}$  - média aritmética; S - desvio padrão

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
n	53	53	53	53	53	53	53	53	53	53	53
$\bar{x}$	73.8	14.27	1.16	0.78	0.05	0.32	0.82	3.6	4.78	0.17	0.8
s	3.26	1.2	0.3	0.53	8.8	0.4	0.56	0.5	0.38	0.14	0.5
Valores	máximo	78.17	17.15	2.02	0.08	1.62	2.51	5.12	6.40	0.50	0.24
	mínimo	65.85	12.54	0.53	0.12	0.05	0.21	2.50	3.61	0.05	0.05

	Ap	Il	Or	Ab	An	Cor	Mg	Hy	Qz	Hem
n	53	53	53	53	53	53	53	53	53	53
$\bar{x}$	0.2	0.32	28.3	30.7	3.52	1.8	1.4	1.1	32.3	0.17
s	0.13	0.27	2.3	4.5	2.5	1.1	0.6	1.5	7.3	1.31
Valores	máximo	0.57	0.96	37.88	43.23	11.10	4.69	2.93	45.23	1.07
	mínimo	0.12	0.10	21.36	21.14	0.59	0.20	0	15.36	0

	B	Ba	Be	Co	Cr	Cu	F	La	Li	Mo	Nb	Ni	Pb	Rb	Sc	Sr	Sn	V	Y	Zr
n	85	85	85	85	85	85	85	85	85	85	85	85	85	85	85	85	85	85	85	85
$\bar{x}$	2.56	425.41	323	2.49	6.29	5.81	912.12	159.53	24.07	1.11	9.06	2.42	43.70	371.07	2.91	74.70	3.18	11.74	75.0	124.23
s	3.39	483.63	3.08	3.57	7.12	7.55	743	147.73	28.27	1.98	8.8	4.6	25.59	157.99	3.38	127.79	3.42	12.90	101.45	145.06
Valores	máximo	10	2000	20	15	50	3600	1000	190	7	50	30	100	1000	15	500	15	70	700	1000
	mínimo	0	10	0.1	0	0	2.5	60	10	5	0	5	0	10	70	0	0	0	10	15

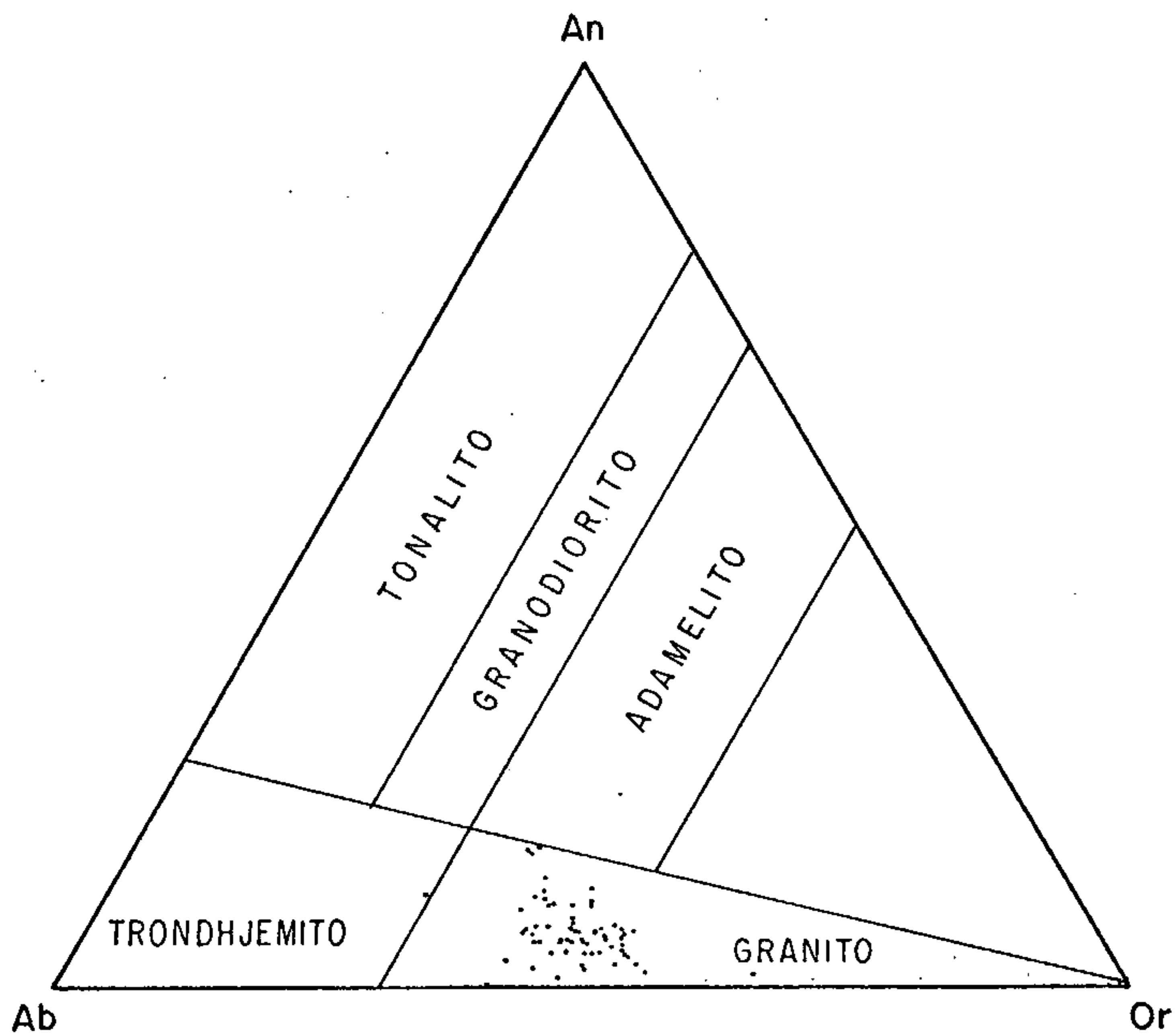


FIGURA 28 - Diagrama ternário Or-Ab-An normativo para o Granito Serra do Acari. Os limites dos campos são de O'Connor (1965).



como o índice petrogenético superior à unidade (figura 29), são as características geoquímicas mais marcantes dos elementos maiores. A presença de corindon normativo, com teor médio de 1,8%, reflete a natureza peraluminosa para os litotipos da unidade Serra do Acari.

O plutonismo anorogênico Serra do Acari representado, essencialmente, por diferenciados ácidos, alóctonos, posicionados a alto nível crustal, exhibe características de evolução magmática, que, de acordo com os dados químicos transformados (BONIN, 1982), possibilita a determinação de sua natureza essencialmente alcalina com um fácies subalcalino subordinado. Esses caracteres podem ser determinados e visualizados no diagrama álcalis *versus* sílica (figura 30) de MIYASHIRO (1978) e modificado por BONIN (1982), no qual uma linha reta entre 45 e 80% de sílica separa os campos das séries alcalinas e subalcalinas.

MIYASHIRO (op. cit.) salienta a existência de possíveis restrições à aplicação desse diagrama, às rochas plutônicas, pelo fato da possível contaminação crustal e da presença de cumulos. Entretanto, destaca-se que, nos granitóides da unidade Serra do Acari, não é observada a presença de cumulos, tendo como fator limitante maior a alta razão inicial dos isótopos de Sr, a sugerir uma origem crustal superior.

O diagrama AFM (figura 31), elaborado para os granitos da unidade Acari, é limitante na caracterização da série, pelo fato dos granitóides analisados mostrarem uma extrema diferenciação ácida, com MgO de baixíssimos teores a quase nulo, com a quase totalidade dos pontos figurativos situando-se às proximidades do vértice alcalino. Contudo, uma ligeira tendência pode ser observada, denunciando um fraco enriquecimento em ferro, dirigindo-se a zona limítrofe dos campos calcialcalino e alcalino.

O caráter transicional de um fácies calcialcali

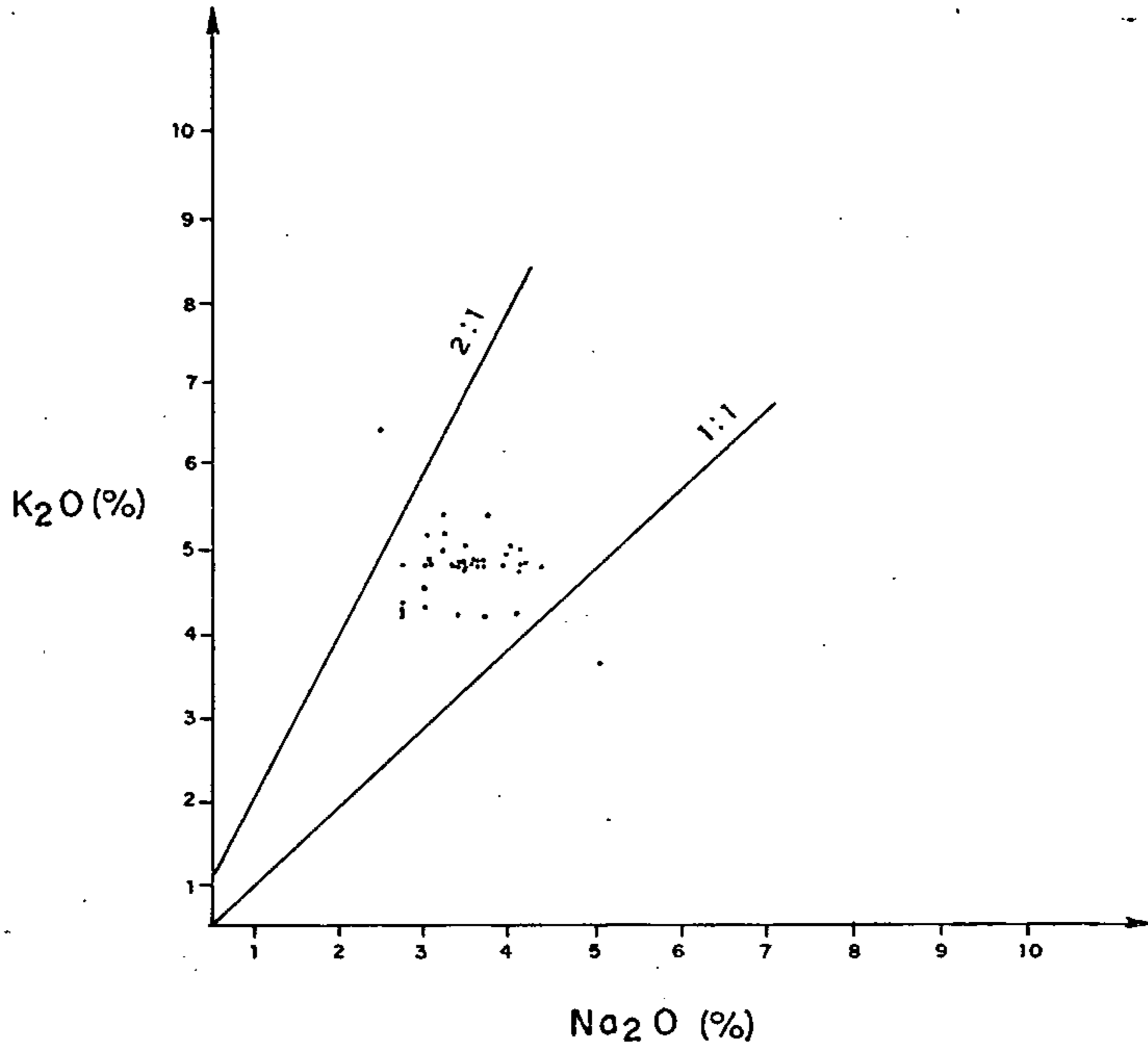


FIGURA 29 — Índice petrogenético dos granitóides da unidade Serra do Acari.

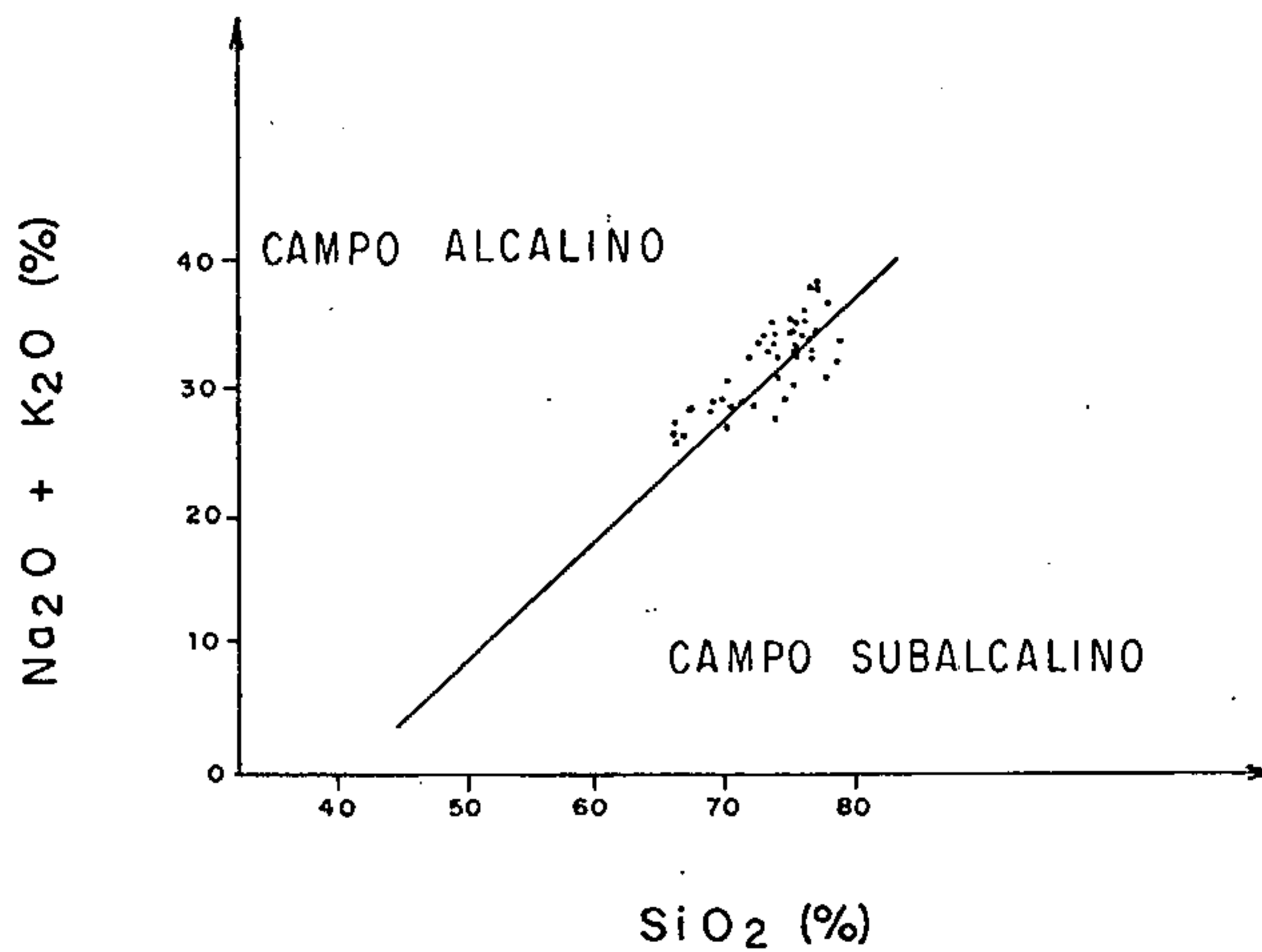


FIGURA 30 - Diagrama álcalis *versus* sílica (MIYASHTRO; 1978) modificado por BONIN (1982), mostrando o posicionamento dos pontos figurativos da unidade Serra do Acari.



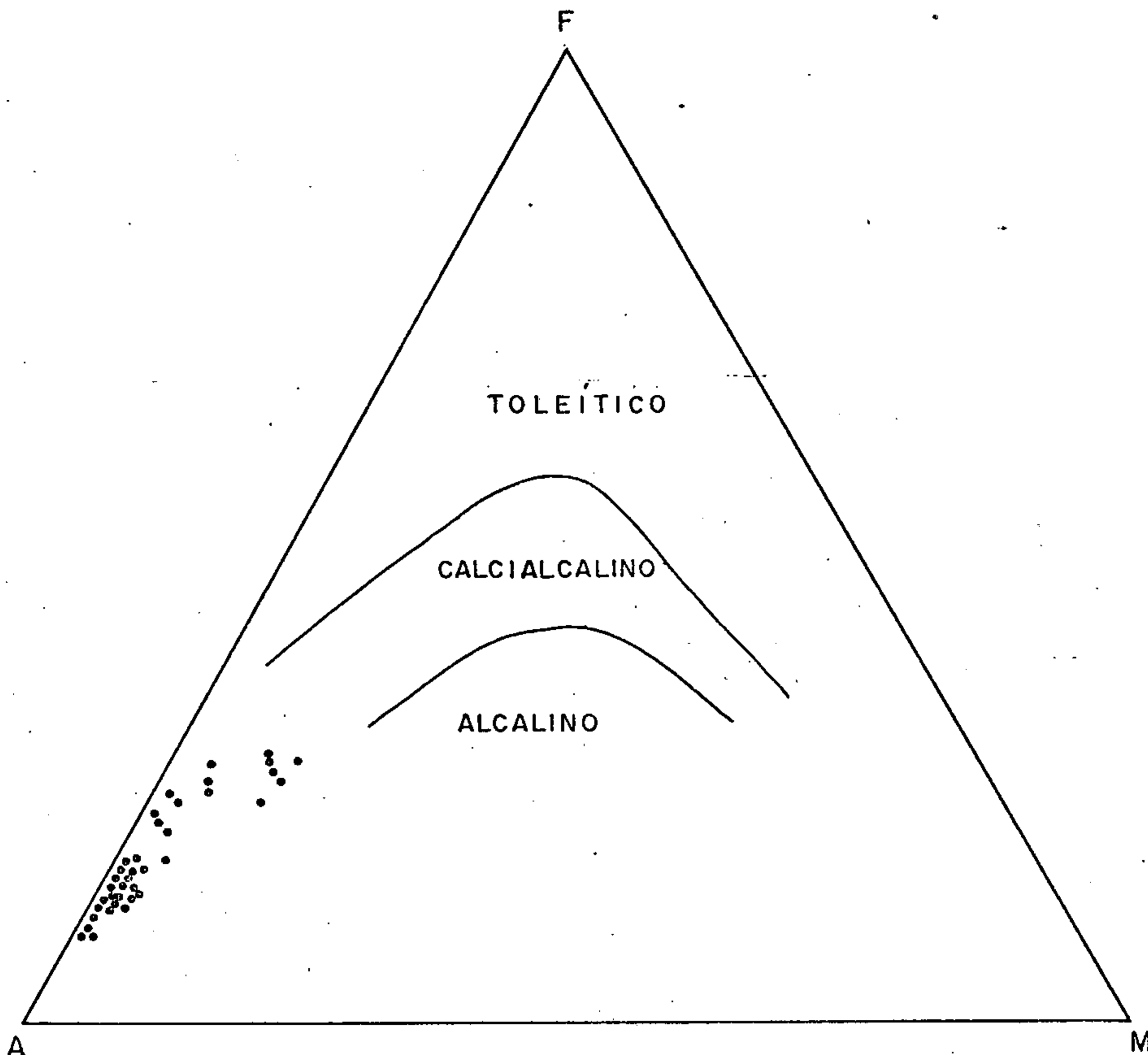


FIGURA 31 - Comportamento dos granitóides Serra do Acari em diagrama A-F-M (IRVINE & BARAGAR, 1971). As linhas contínuas representam os limites entre os campos alcalino, calcialcalino e toleítico.

no para alcalino é, adicionalmente, comprovado pelo comportamento dos pontos representativos das rochas da unidade Serra do Acari no diagrama binário de WRIGHT (1969) (figura 32), com base na relação  $\text{SiO}_2$  versus razão de alcalinidade, expressa pela fórmula :

$$\text{Log } \frac{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + 2\text{Na}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} - 2\text{Na}_2\text{O}}$$

A análise dos dados mineralógico - composicionais e químico-quantitativos permitiu caracterizar a evolução magmática alcalina do granito Serra do Acari, como pertencente a uma linhagem hiperaluminosa, como se depreende da observação petrográfica que denuncia a presença invariável da associação hastingsita - biotita nos espécimes analisados, bem como, através das relações Na - K - Al e Na + Al - Ca.

A figura 33, que representa o diagrama triangular álcalis -  $\text{Al}_2\text{O}_3$  - CaO, mostra a distribuição dos pontos representativos do Granito Serra do Acari, como relacionadas ao campo hiperaluminoso, coincidentes com o fácies normativo Cor - An.

A linhagem hiperaluminosa (fácies a corindon normativo) é ainda visualizada pela análise dos diferentes papéis desempenhados pelo Na e K, e isso é possível pela elaboração do diagrama triangular Na - K - Al (figura 34). Como se observa, esse diagrama permite a separação em um campo com plagioclásio sódico dominante, e um outro campo a feldspato potássico dominante, tendo como divisão mediana a linha  $\text{Al}_{50}$  de saturação em alumínio. A maioria dos litotipos considerados pertencentes à unidade Serra do Acari se situa no domínio do feldspato potássico, refletindo uma dominância percentual volumétrica em álcali-feldspato (ortoclásio micropertítico) e, em consequência, uma invariável dominância do K em relação ao Na, o que é comprovado pelo índice petrogenético, invariavelmente superior à unida

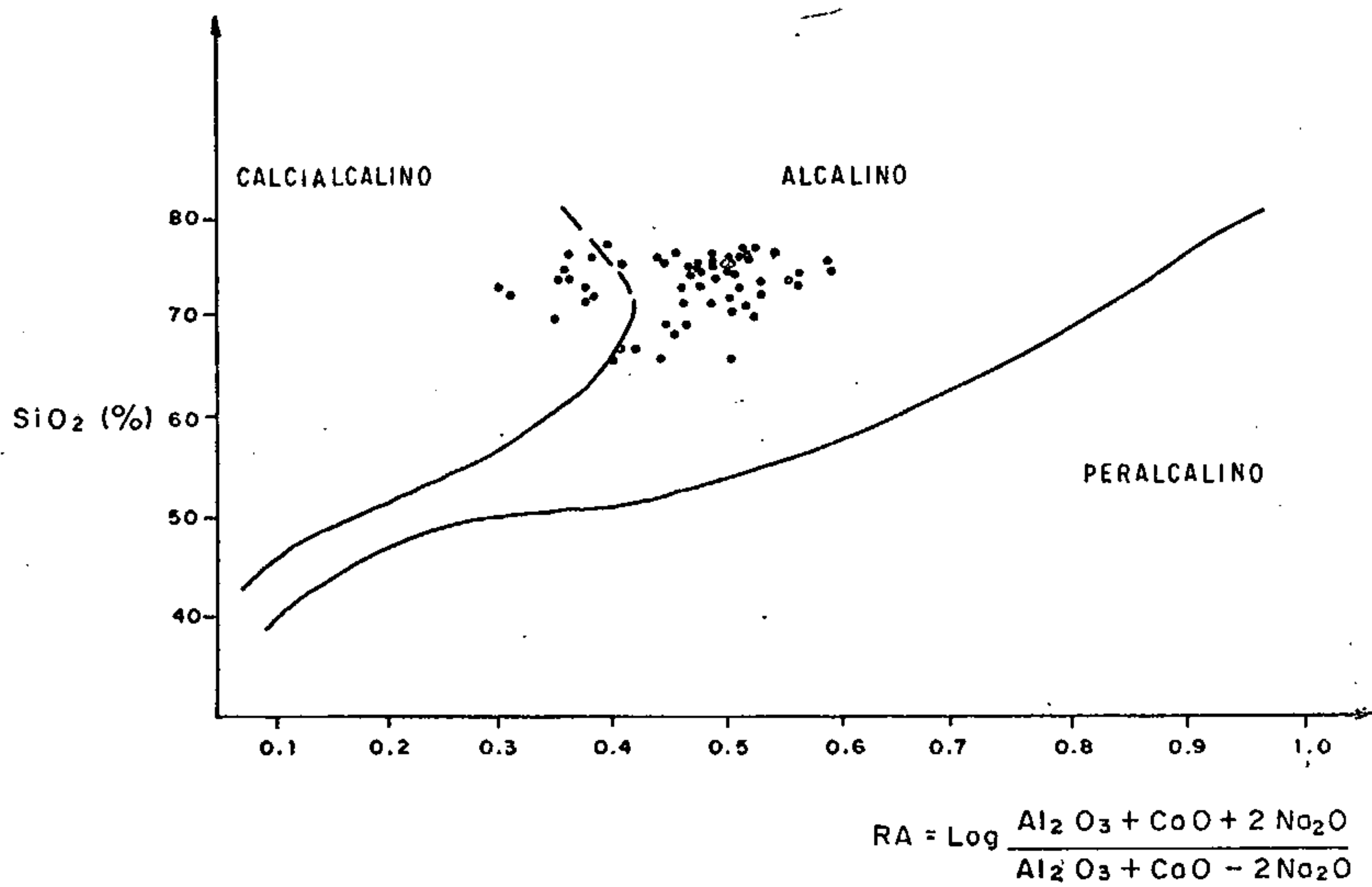


FIGURA 32 - Comportamento dos granitóides Serra do Acari no diagrama de WRIGHT (1969).



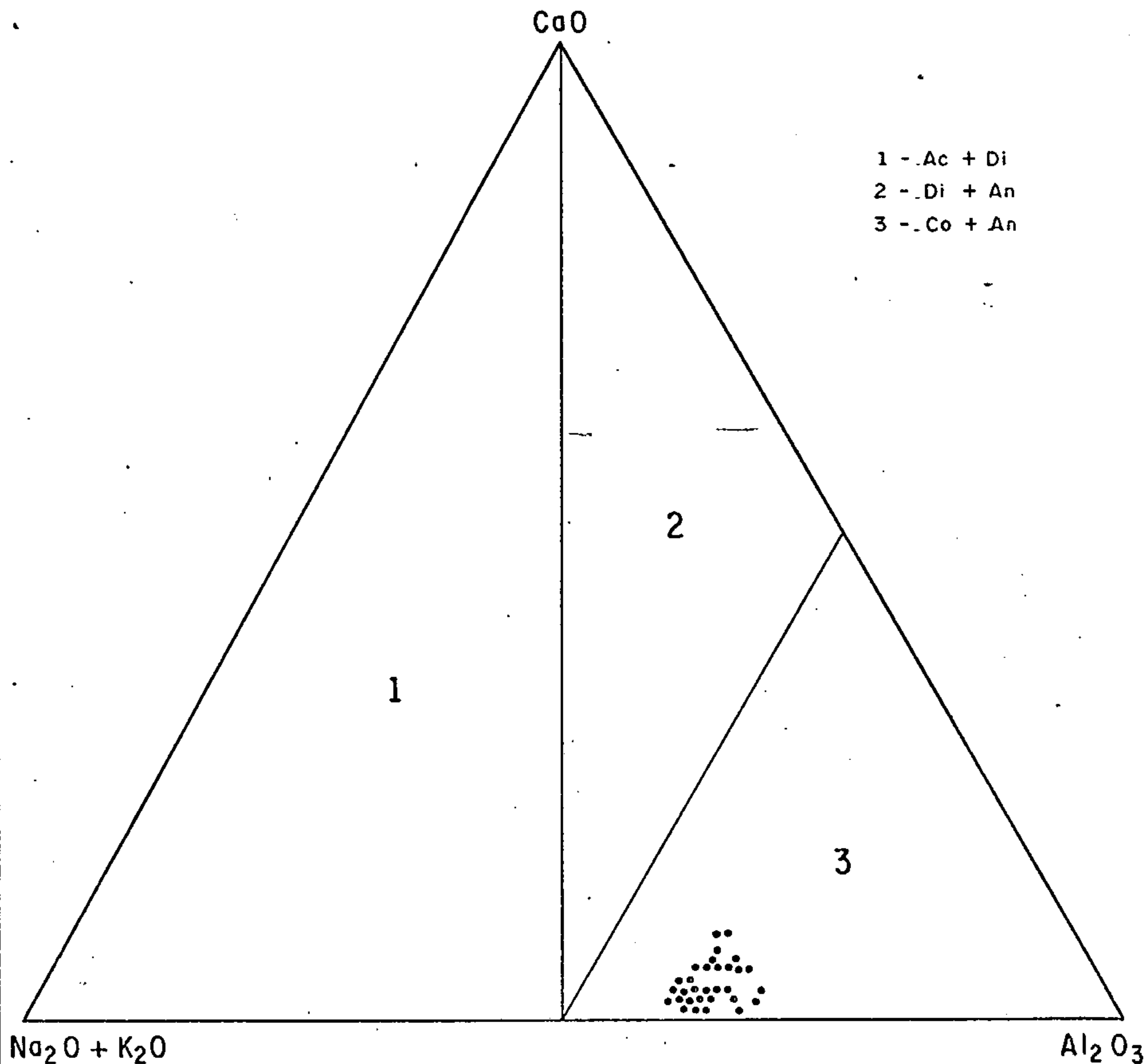


FIGURA 33 — Diagrama triangular Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O - Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-CaO mostrando o posicionamento dos pontos figurativos dos granitóides Serra do Acari. Estão delimitados os campos dos fácies normativos.

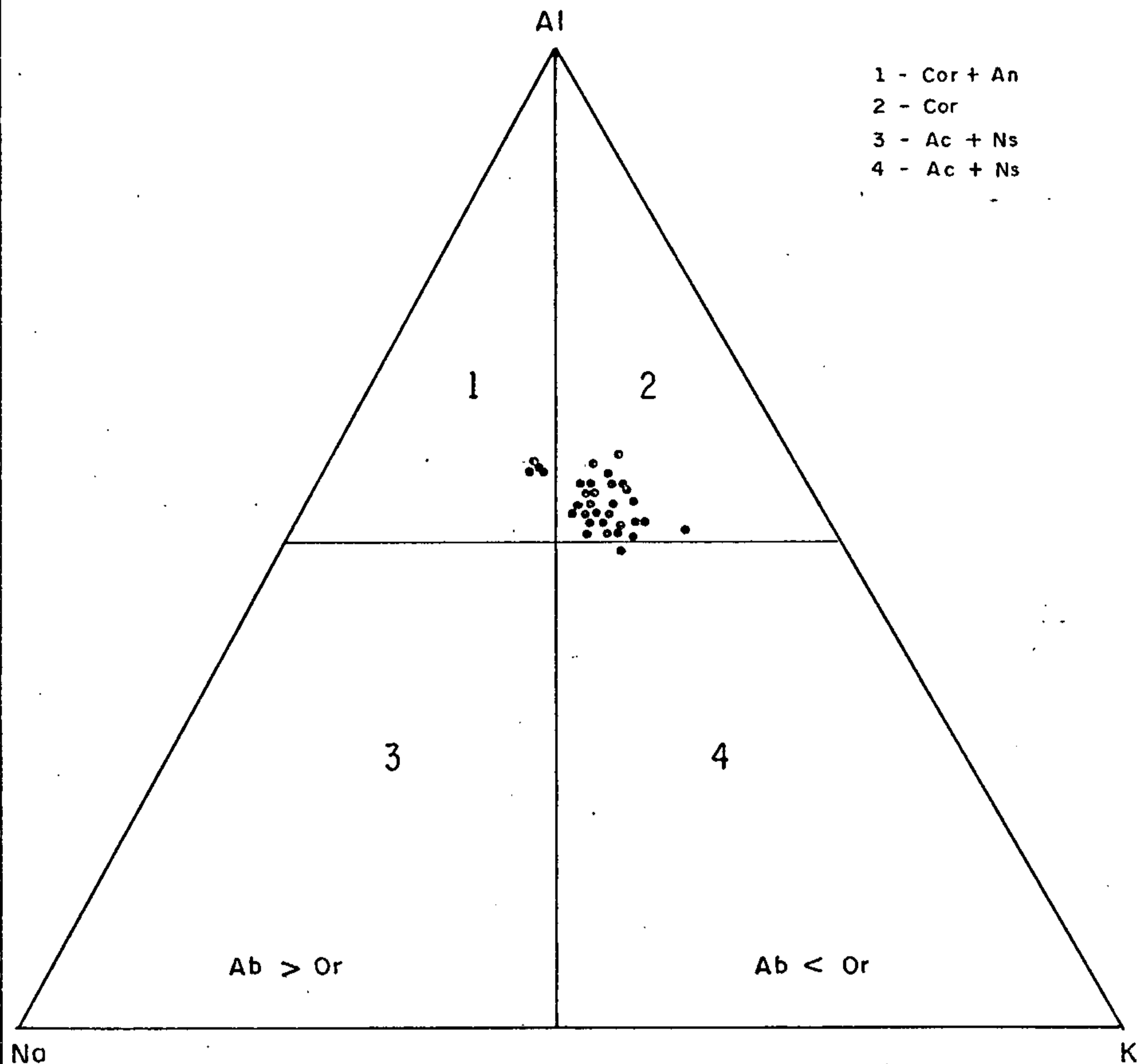


FIGURA 34 - Diagrama triangular Na-K-Al, mostrando a separação pela linha  $Al_{50}$  em dois campos, em função das proporções relativas entre os feldspatos sódicos e potássicos, bem como os campos dos fácies normativos, no qual estão plotados os pontos representativos do Granito Serra do Acari.



de, como mostrado anteriormente na figura 29.

Os *trends* de variação, de alguns óxidos maiores, são ilustrados, quando plotados em um diagrama binário com relação a variação de sílica, para o granito Serra do Acari (figura 35). Como se observa, à exceção do  $K_2O$ , que se mantém relativamente neutro, os demais óxidos mostram uma visível correlação negativa à medida que aumentam as concentrações em sílica. Os *trends* exibidos refletem um processo de diferenciação normal e gradativa, entre os litotipos da unidade Serra do Acari, quando analisados conjuntamente em função da extrema variação de sílica (65,7 a 78,2%), cuja concentração máxima denuncia um extremo fracionamento magmático.

Os *trends* de variação de alguns elementos traço selecionados podem ser similarmente visualizados, quando suas concentrações são plotadas em relação aos teores de sílica, em diagrama binário, como mostrado na figura 36. Alguns elementos, tais como, Ba, Sr e V, mostram uma forte correlação antipatética com o aumento do fracionamento magmático, representado pelos teores de sílica. Outros elementos, tais como Nb, La e Li, mantêm uma relativa constância, ao passo que Be, Pb, Y, Zr e Rb mostram uma acentuada correlação simpatética, com o acréscimo nas concentrações em  $SiO_2$ .

A análise do comportamento geoquímico indica, com base na correlação positiva e por vezes anômala de alguns elementos indicativos, ser a unidade Serra do Acari, um domínio geológico extremamente interessante, em termos de potencial estanífero, a julgar pelos inúmeros indícios, ocorrências e depósitos já existentes.

A plotação das proporções relativas de Q - Ab - An normativos, do Granito Serra do Acari, é visualizada no diagrama triangular, que representa o sistema  $NaAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O$  (figura 37) de TUTTLE & BOWEN (1958). Os pontos figu

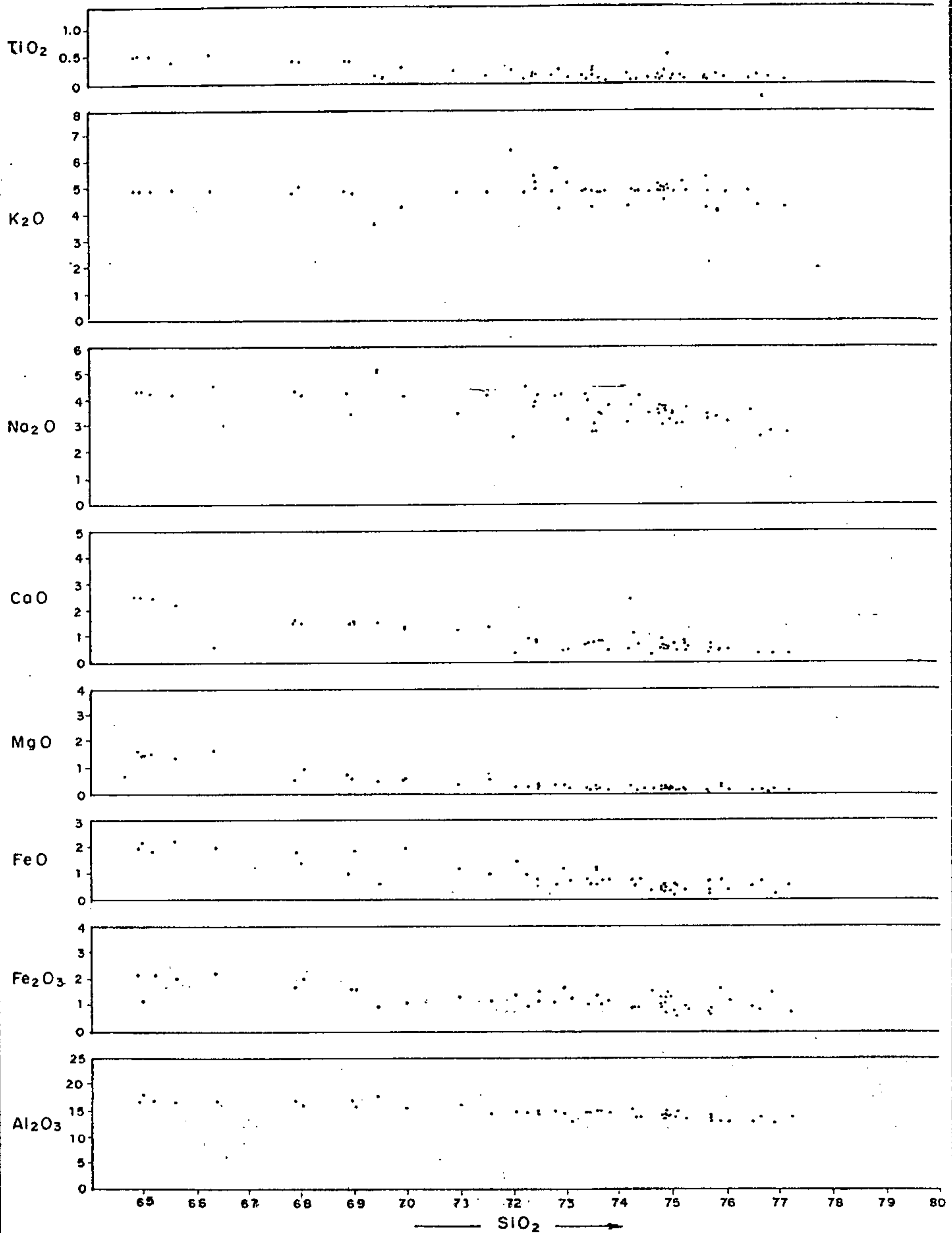


FIGURA 35 - Diagrama de variação de alguns óxidos maiores (%) versus sílica (%) para o Granito Serra do Acari.



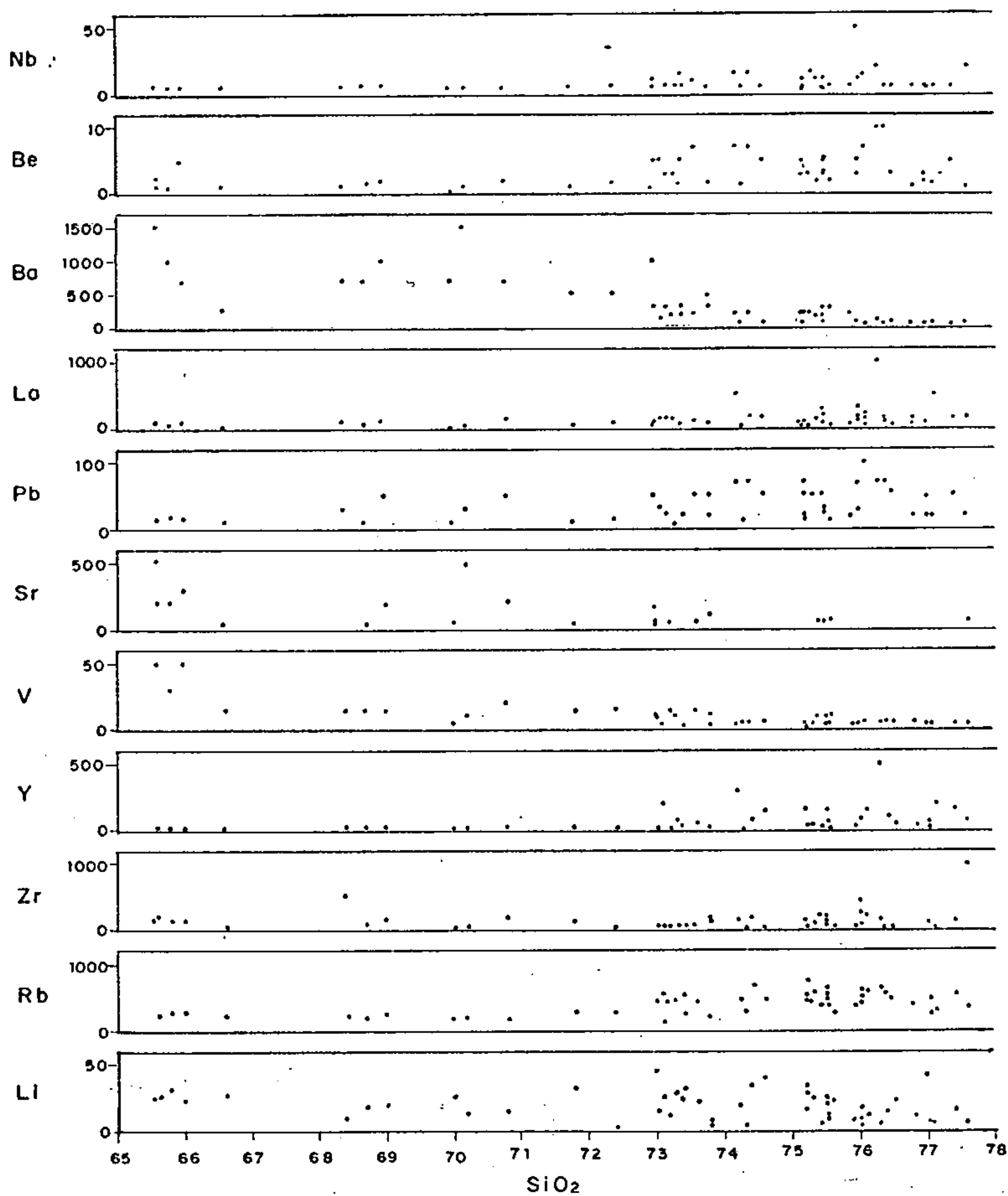


FIGURA 36 - Diagrama de variação de alguns elementos - traço (em ppm) *versus* SiO<sub>2</sub>(%) para o Granito Serra do Acari.

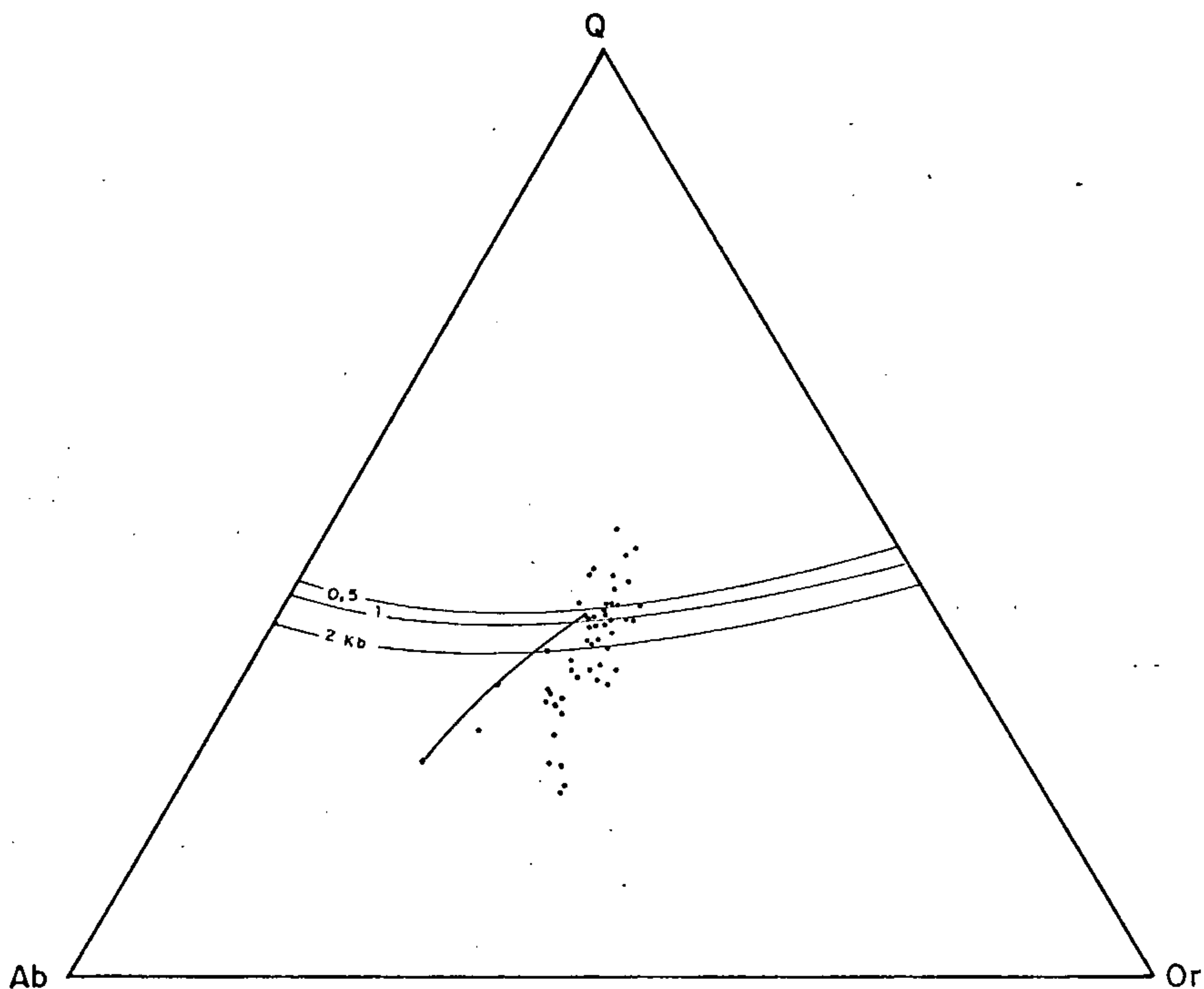


FIGURA 37 - Diagrama triangular mostrando as proporções de quartzo, albita e ortoclásio normativos para os granitóides Serra do Acari. A posição do ternário mínimo para várias pressões de vapor d'água é mostrada. (TUTTLE & BOWEN, (1958).

rativos mostram diferentes composições graníticas a diferentes  $\text{pH}_2\text{O}$ . Como diferentes pontos na área trabalhada, denunciam diferentes condições de cristalização, sendo que algumas composições mostram deslocamento rumo ao vértice do quartzo, ou alternativamente rumo ao vértice do ortoclásio, refletindo, provavelmente, composições afetadas pela presença de flúor e diferenciados tardi-magmáticos.

KLEEMAN (1965) acentua que, mesmo quando a rocha contém tão pouco como 2% de anortita normativa, não é correto interpretá-la no sistema Q - Ab - An, sem se levar em consideração os efeitos do conteúdo de anortita. Assim, as rochas do Granito Serra do Acari, que possuem teores de anortita normativa variando de 0,6% a 11%, foram plotadas no diagrama Or - Ab - An (figura 38), mostrando, em adição, o comportamento dos pontos figurativos e sua relação à região de baixa temperatura de KLEEMAN (1965). Como se observa, os pontos se posicionam, predominantemente, na região do vale térmico, com alguns subordinados pontos situando-se no campo do plagioclásio.

A dispersão dos pontos poderia significar que algumas das rochas não teriam jamais passado por um estágio completamente líquido, ou seja, consistindo de uma fase líquida, com cristais de feldspato em suspensão, ou ainda, erros de precisão na determinação química, que por dificuldades analíticas afetaria, significativamente, a precisão da determinação dos feldspatos normativos. Qualquer imprecisão na determinação ou do Na ou do K, afetará a razão Or : Ab, ocasionando diferentes e errôneas interpretações.

Para um melhor entendimento do grau de fracionamento do Granito Serra do Acari, torna-se interessante analisar o comportamento geoquímico dos elementos de grande raio iônico, especialmente o Sr, Ba e Rb, particularmente pela sua larga distribuição e por sua abundância entre as rochas ígneas ácidas.

NOCKOLDS & ALLEN (1953); BERLIN & HENDERSON (1969)

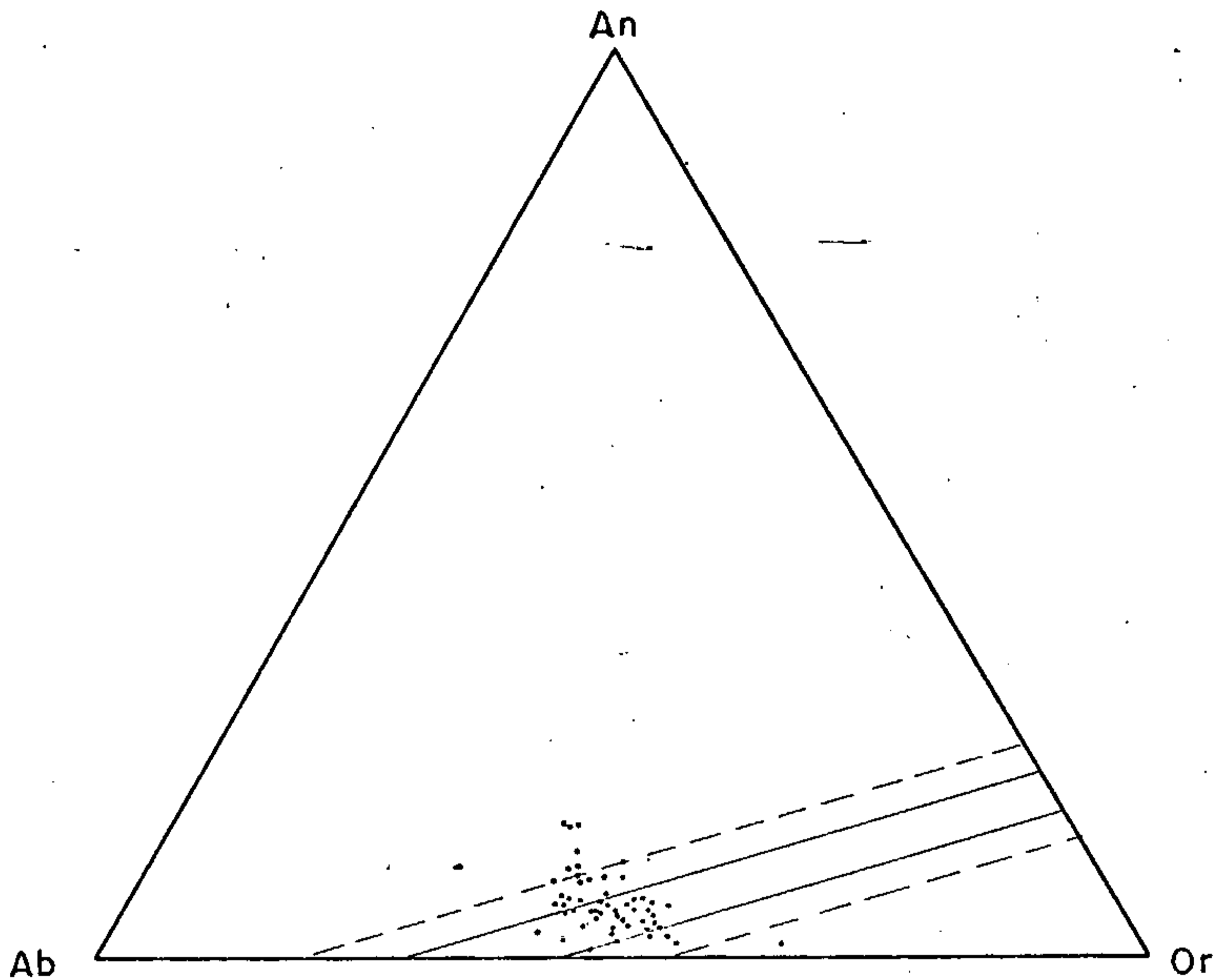


FIGURA 38 - Composição normativa do Granito Serra do Acari em relação a projeção ternária Or-Ab-An. As linhas sólidas são os limites da região de baixa temperatura a 1Kb e  $\text{PH}_2\text{O}$ . (KLEEMAN, 1965).





salientam que o Sr e Ba, ocorrente nas rochas graníticas, se concentram, respectivamente, no plagioclásio e no feldspato potássico. Como o Ba mostra uma identidade dimensional iônica com o K, esse elemento tem sua abundância acrescida - em relação ao K - nos primeiros estágios do processo de cristalização, envolvendo as primeiras fases minerais, observando-se, por outro lado, uma diminuição na sua concentração - mas não esgotamento - nas últimas fases da sequência de diferenciação. O Ba e o Rb podem substituir com base nas similaridades dos raios iônicos - o elemento K, sendo que o Sr pode, igualmente, substituir o Ca, e em menor escala o K, nas fases feldspáticas. Levando-se em consideração esses fatores de diadocia e de comportamento, entende-se que o Sr, se concentra nos últimos estágios do plagioclásio e, associado ao Ba, nos estágios mais precoces das fases feldspáticas potássicas. Nesse sentido, a relativa maior abundância em Sr, nos granitóides Serra do Acari, se processaria numa fase mais anterior do que a concentração máxima do Ba, resultando em consequência direta, uma primeira depleção em Sr, seguida do Ba, na evolução de cristalização de uma mágma.

Ressalta-se, nesse processo, a significativa atuação do elemento Rb, cuja característica de concentração, nos estágios magmáticos mais tardios, tem reflexo imediato numa máxima concentração nos estágios mais tardios do feldspato potássico, em função da forte afinidade geoquímica e marcante diadocia, existente entre o K e o Rb, nas rochas ígneas ácidas.

HEIER & ADAMS (1963) colocam algumas limitações, ao emprego da razão K/Rb, como um fator indicativo do grau de evolução ou diferenciação magmática. ((MEOKPARIA (1981) salienta e utiliza as razões Ba/Rb e Rb/Sr, como indicadores do grau de fracionamento, da alteração pós-magmática e das mineralizações das rochas granitóides. No sentido de materializar essas considerações, foram elaborados os dia

gramas  $Rb/K_2O$  (figura 39), os quais mostram uma forte cor relação positiva e os diagramas binários  $Ba/Rb$  (figura 40) e  $Rb/Sr$  (figura 41), os quais mostram uma acentuada relação antipatética, destacando o forte enriquecimento em  $Rb$ , em relação a um empobrecimento ou depleção em  $Ba$  e  $Sr$ , respectivamente, refletindo, sobremaneira, diferentes graus de fracionamento. Contudo, essa avaliação da extensão da diferenciação, tem apenas uma parcial aceitação pelo simples fato de se utilizarem, apenas os valores absolutos de  $Rb$ ,  $Ba$  e  $Sr$ , ou de se utilizar a relação binária entre dois deles, na visualização dos *trends* de diferenciação sobre rochas graníticas que exibem uma larga variação nas concentrações de sílica. Nesse sentido, EL BOUSEILY & EL SOKKARY (1975) propõem uma classificação das rochas graníticas, em vários grupos, de acordo com a extensão da diferenciação, acentuando que o melhor traçado nos *trends* de diferenciação deve ser fundamentado em dois diferentes fatores, inseridos em uma relação ternária  $Rb - Ba - Sr$ , em que os diferentes estágios ou fases de diferenciação são governados pelas rações  $Ba/Sr$  e  $Ba/Rb$ .

A plotação dos pontos representativos do Granito Serra do Acari, em diagrama ternário, mostra as relações existentes entre o  $Rb$ ,  $Ba$  e  $Sr$  (figura 42), caracterizando esses granitóides, como dos tipos fortemente diferenciados, resultante das variações na razão  $Ba/Rb$ , com o  $Sr$  permanendo virtualmente constante. A maioria das amostras mostra uma forte tendência ao agrupamento, próximo ao vértice do  $Rb$ , indicando, por conseguinte, uma mais alta concentração deste elemento, e, em consequência, denunciando litotipos fortemente diferenciados, característica marcante e distintiva dos granitóides Serra do Acari, os quais - com base nessa relação - contrastam significativamente, com os granitóides da unidade Água Branca.

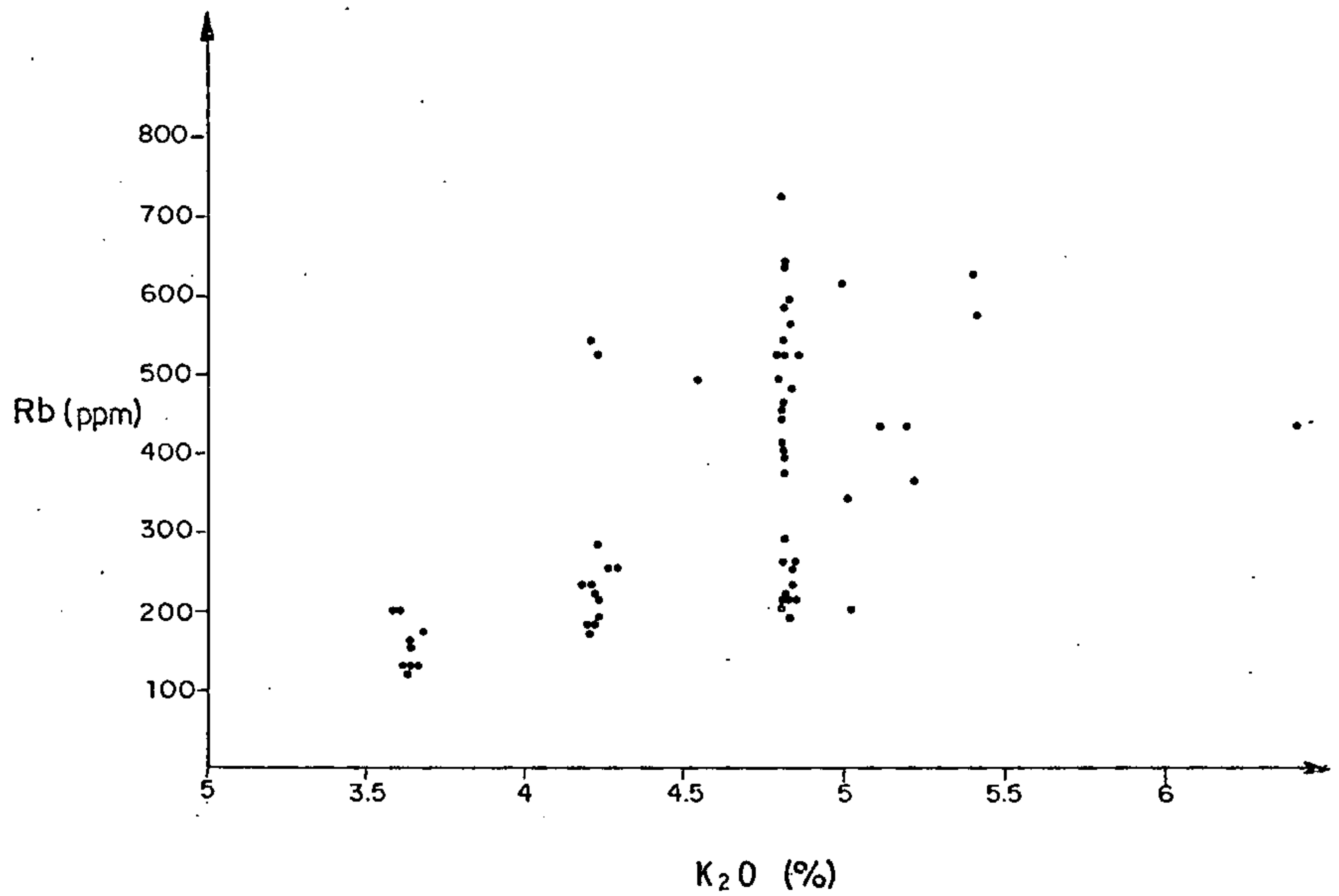


FIGURA 39 — Diagrama binário Rb *versus* K<sub>2</sub>O, mostrando o comportamento do Granito Serra do Acari.

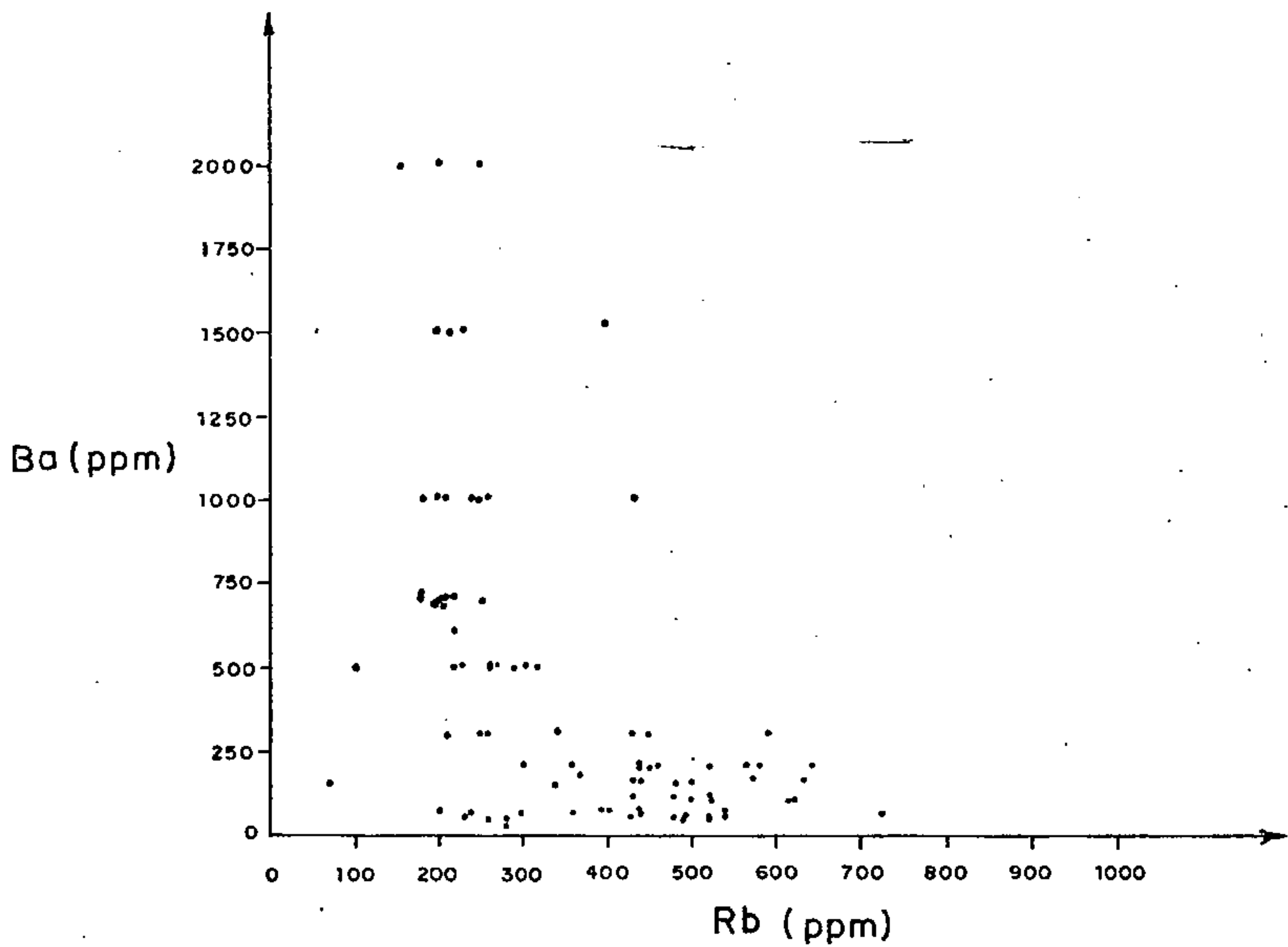


FIGURA 40 - Diagrama de variação Ba *versus* Rb, mostrando a distribuição dos pontos representativos da unidade Serra do Acari.



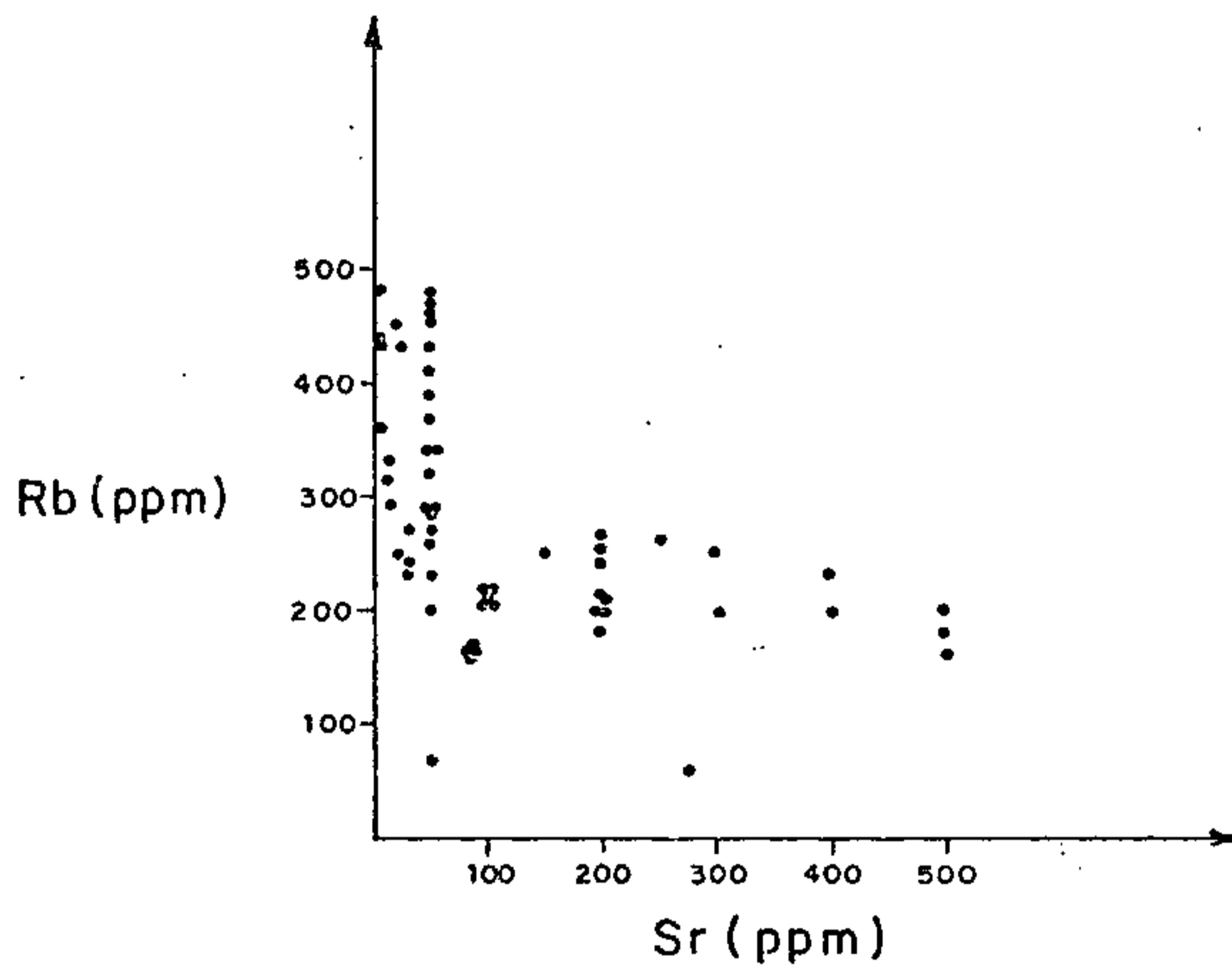


FIGURA 41 - Diagrama de variação Rb *versus* Sr, mostrando a distribuição dos pontos representativos da unidade Serro do Acari.

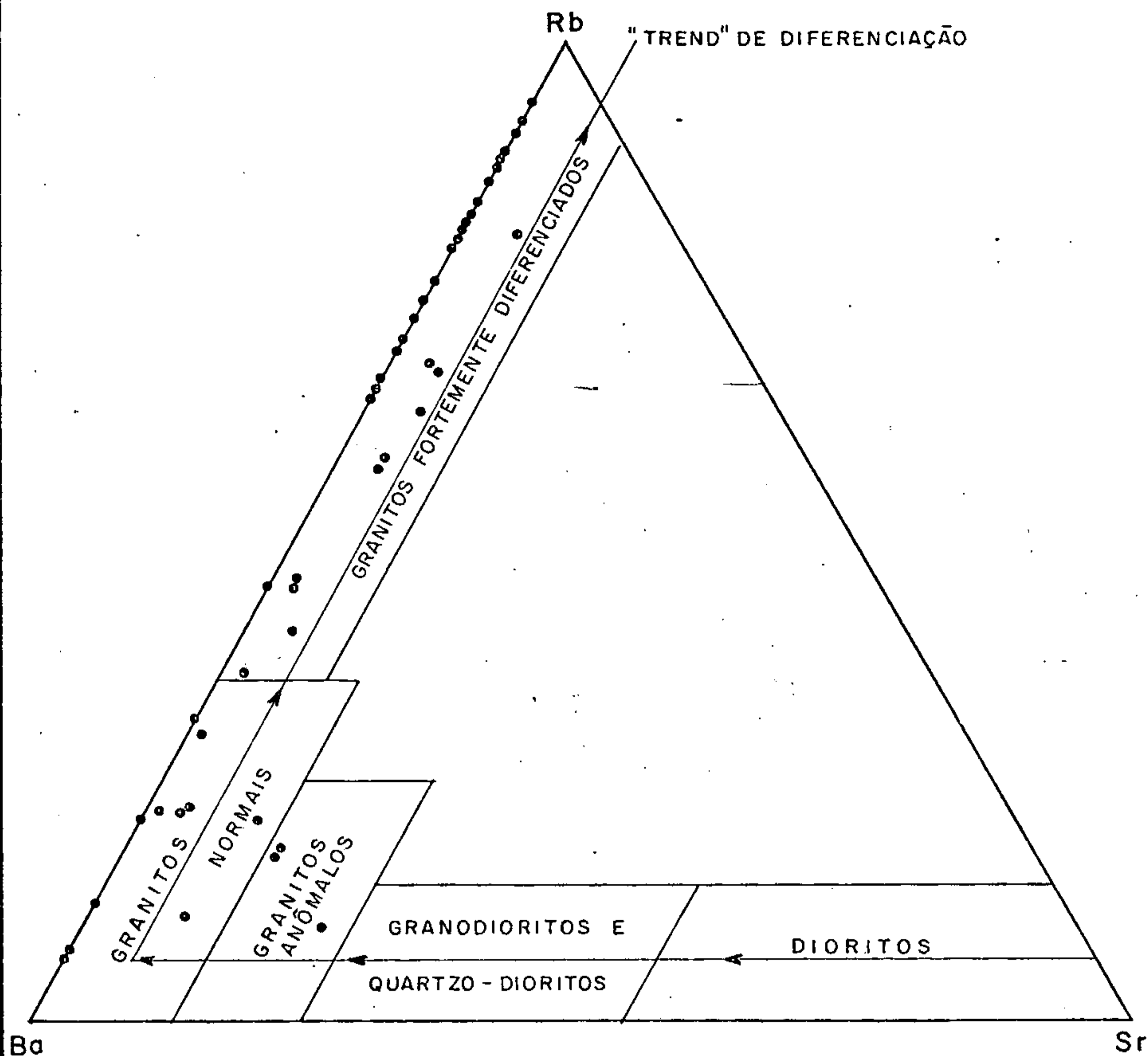


FIGURA 42 — Diagrama de variação mostrando a relação ternária entre Rb - Ba - Sr (em ppm) para os granitóides Serra do Acari, bem como a delimitação dos diferentes campos composicionais em função do "trend" de diferenciação.

### 3.4.3.3.5 - Idade, Origem e Correlação

A idade do Granito Serra do Acari, está - na área do Projeto - bem definida por estudos de radiocronologia Rb - Sr, em rocha total, determinada no Laboratório Paraense de Geologia Isotópica do Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas da Universidade Federal do Pará.

A seleção das amostras foi efetuada pelos autores deste relatório, em colaboração com o Dr. ARIEL PROVOST, resultando na eleição de dez amostras baseada na variação progressiva da mineralogia, dentro de um conjunto maior de amostras frescas e de boa representatividade modal.

Os teores de Rb e Sr foram preliminarmente determinados por fluorescência de raios - x, sob a responsabilidade do Dr. WALTER SCHUKMANN, usando um tubo de rádio e levando em conta o pico Compton para corrigir os efeitos de matriz.

Os resultados constantes na tabela 11 e figura 43, mostram um espelhamento favorável das razões Rb/Sr e, com base nessas razões (também na ausência de outros critérios), seis amostras foram selecionadas para análise geo-isotópica, representativas das estações AT - R - 173, 167, 157, 165, 158 e 169. A técnica geo-isotópica envolveu a determinação das razões ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) e ( $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ) de cada amostra, para o emprego do radiocronômetro Rb - Sr.

Os teores de Rb e Sr foram redeterminados, usando a técnica da diluição isotópica, que permite medir as duas razões acima na mesma fração de rocha. As características do traçador Rb - Sr - I, usado neste estudo, são indicadas na tabela 12. A pureza isotópica do  $^{84}\text{Sr}$  permite evitar a leva de alíquotas após a abertura, medindo a razão isotópica ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) da amostra sem interferência excessiva dos isótopos  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , provindo do traçador (interferência levada em conta nos cálculos). A escolha do  $^{85}\text{Rb}$ , como traça

	Rb (ppm) †	Sr (ppm) †	Rb / Sr
AT - R - 94	3 2 4	26 , 5	12 , 2
- 156	2 3 1	27	8 , 6
- 157 *	2 4 7	18 , 5	13 , 4
- 158 *	3 3 2	11 , 5	28 , 9
- 160	4 5 0	17	26 , 5
- 165 *	2 9 2	14	20 , 9
- 167 *	2 3 7	29 , 5	8 , 0
- 169 *	3 1 5	6	52 , 5
- 162	2 6 1	31	8 , 4
- 173 *	1 6 0	81	2 , 0

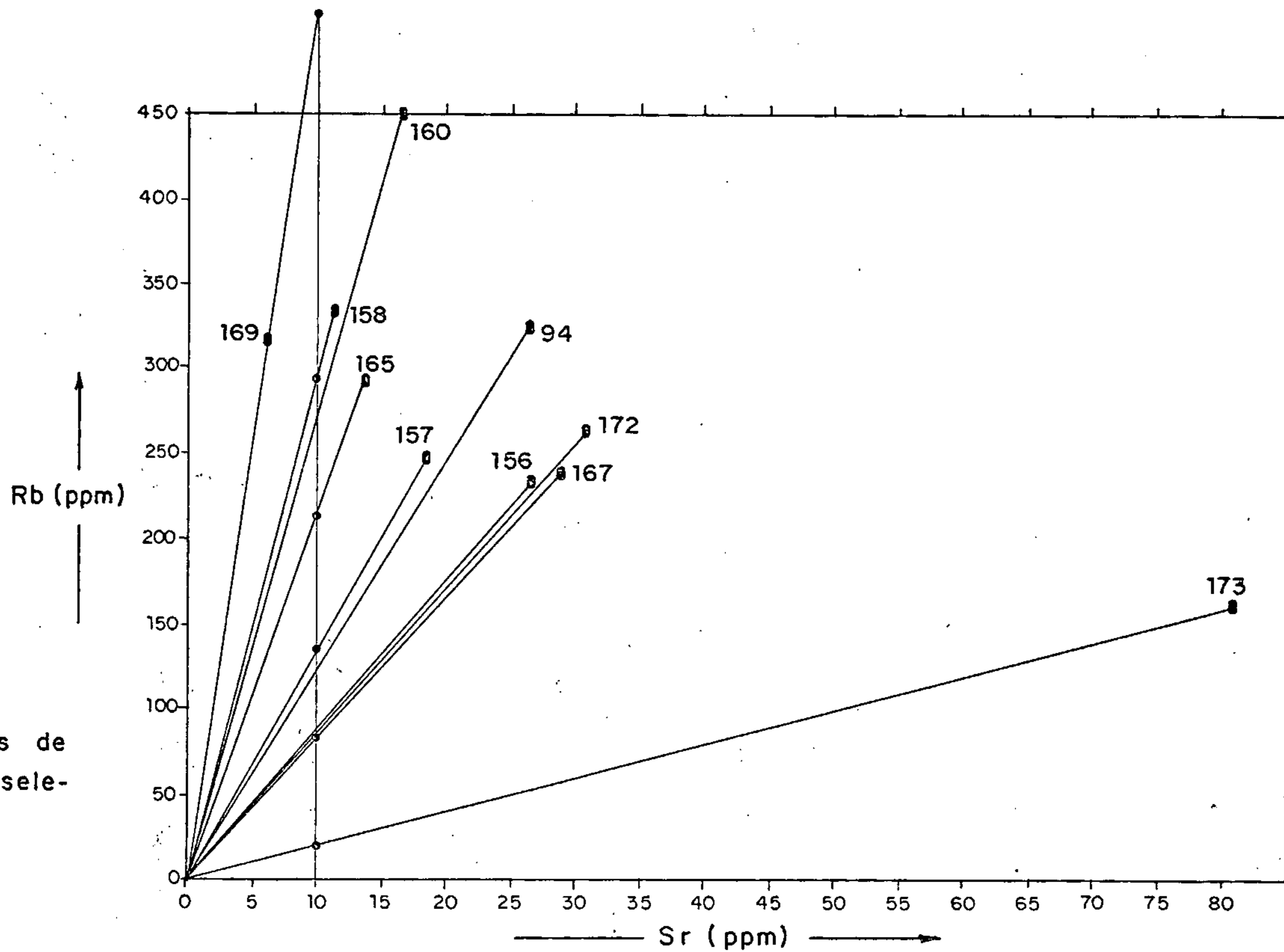
(†) O erro médio esperado é  $\pm 2$  ppm ( $1\sigma$ ) nos teores absolutos.

(\*) Amostras selecionadas para análise geo-isotópica.

TABELA 11 - Teores de Rb e Sr medidos por fluorescência de Raios X



FIGURA 43 - Teores de Rb e Sr ( Tab. 11 ) e seleção das amostras.



MOLALIDADE 1,522 ± 0,028 μ<sup>M</sup>/g <sup>85</sup>Rb

0,03052 ± 0,00022 μ<sup>M</sup>/g <sup>84</sup>Sr

$$(^{85}\text{Rb}/^{84}\text{Sr}) = 49,869$$

#### COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA

$$(^{87}\text{Rb}/^{85}\text{Sr}) = 0,002218 \pm 0,000011$$

$$(^{86}\text{Sr}/^{84}\text{Sr}) = 0,001077 \pm 0,000010$$

$$(^{87}\text{Sr}/^{84}\text{Sr}) = 0,000210 \pm 0,000010$$

$$(^{88}\text{Sr}/^{84}\text{Sr}) = 0,001063 \pm 0,000014$$

TABELA 12 — Características do traçador misto "Rb-Sr-1"

dor (em vez do  $^{87}\text{Rb}$ , usado mais comumente) permite garantir o nível de interferência do Rb, nas leituras isotópicas do Sr. O emprego de um traçador misto Rb - Sr, permite evitar qualquer influência dos erros de pesagem na determinação da razão ( $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ), e eliminar, praticamente, o erro sistemático ligado aos problemas de estagnação do traçador.

O equipamento utilizado consistiu num espectômetro de massa, de fonte sólida, que emprega a mais alta tecnologia, sendo especialmente conhecido pelo rendimento de sua fonte, a fineza de sua resolução e a fraqueza dos ruídos de fundo iônico (graças à qualidade do vácuo e da ótica) e eletrônico. A esse espectômetro, está acoplado um computador (HP 9845B), capaz de fiscalizar o vácuo, dirigir a seleção, o pré-aquecimento e o aquecimento dos filamentos, regular os potenciais das lentes eletrônicas e o campo magnético, controlar os dados e registrá-los. O computador também efetua todos os cálculos necessários (tratamento estatístico das leituras do espectômetro, correção de fracionamento de massa, de interferências de massa e contribuição do traçador, cálculo de diluição isotópica com propagados erros) para cada amostra, e produz diagramas que facilitam o diagnóstico de problemas eventuais.

As razões isotópicas e os teores de Rb e Sr (redeterminados por diluição isotópica) das seis amostras, são indicados na tabela 13. Plotados no diagrama isocrônico (figura 44), (ARIEL PROVOST, THOMAS SCHELLER e MOACIR MACAMBIRA, 1983), os pontos analíticos, com boa dispersão da razão Rb/Sr, mostram-se bem alinhados.

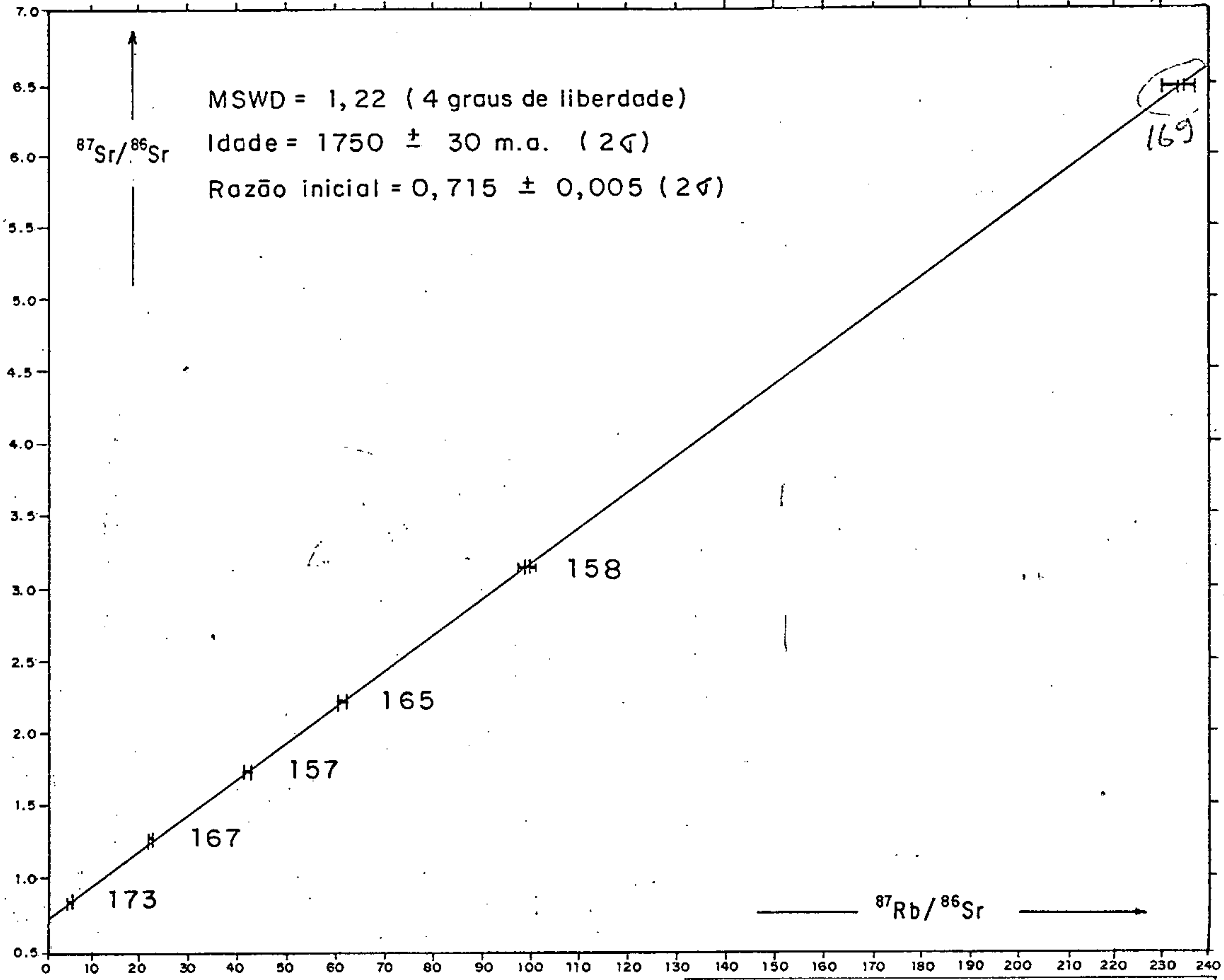
Levando em conta que os erros analíticos constantes na tabela 13, confirma-se (MSWD = 1,22) que os dados são perfeitamente compatíveis com a hipótese básica de uma evolução em sistema fechado de rochas cogenéticas. Calculada a melhor reta (isôcrona) e propagados os erros analíticos, obtiveram-se os seguintes resultados geocronológicos

	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb / Sr	$^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$
AT-R-173 ± (1σ)	145,1 3,3	74,18 0,78	1,956 0,021	5,743 0,062	0,858993 0,000034
AT-R-167 ± (1σ)	234,2 5,5	32,14 0,33	7,289 0,091	22,29 0,28	1,290203 0,000050
AT-R-157 ± (1σ)	241,4 5,6	18,27 0,17	13,21 0,17	42,17 0,53	1,760371 0,000069
AT-R-165 ± (1σ)	283,4 7,2	15,41 0,15	18,39 0,29	61,23 0,98	2,24895 0,00014
AT-R-158 ± (1σ)	327,5 8,7	11,89 0,12	27,55 0,50	99,0 1,8	3,18253 0,00017
AT-R-169 ± (1σ)	304,9 7,4	5,975 0,063	51,03 0,72	232,0 3,3	6,54888 0,00047

TABELA 13 - Análise isotópica Rb - Sr dos granitóides Serra do Acari.



FIGURA 44 - Diagrama isocrônico das rochas graníticas da unidade Serra do Acari.

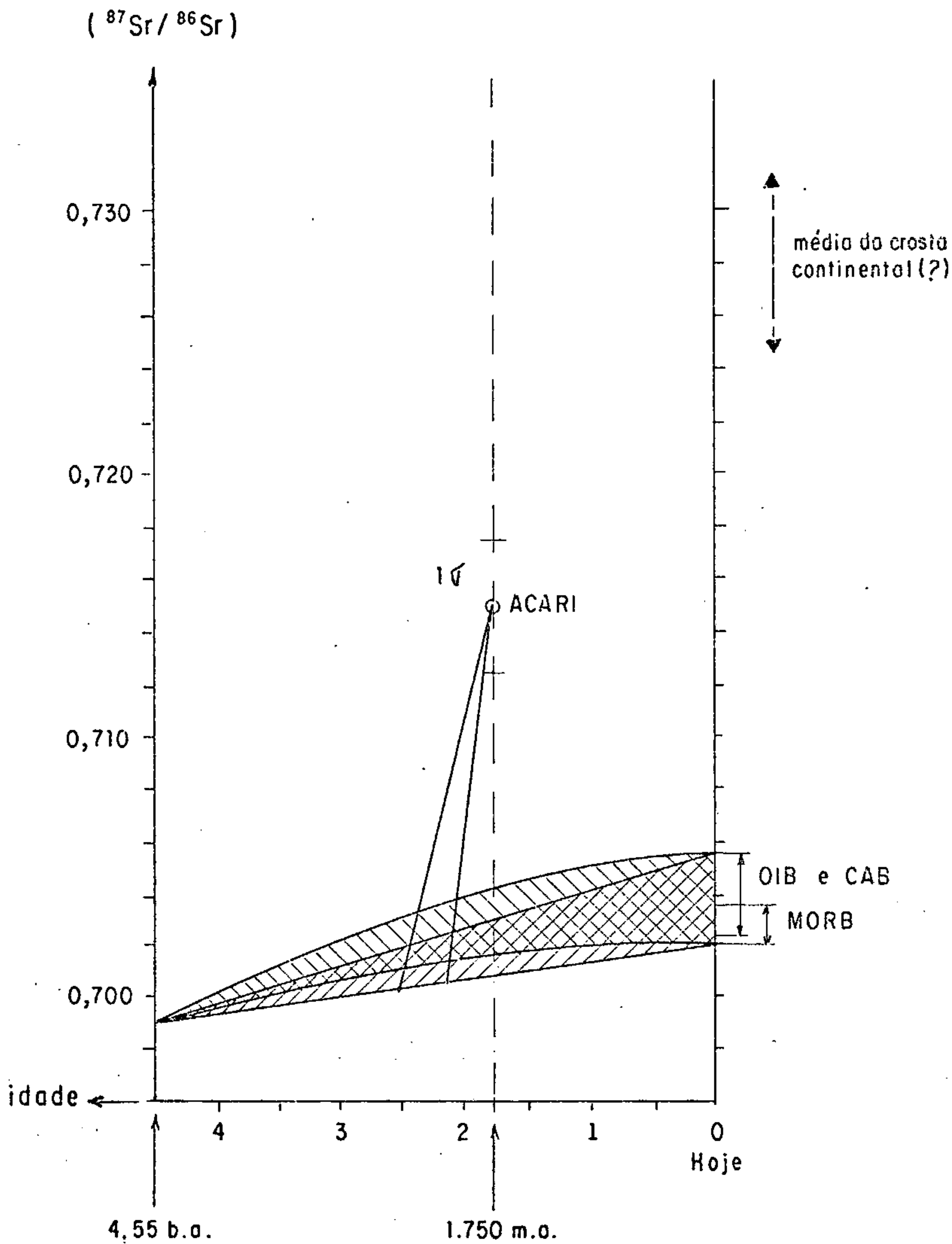


$$(Rb = 0,0142 \text{ b.a.}^{-1}) = \frac{\text{Idade } T = 1750 \pm 16 \text{ (1T) m.a.}}{\text{Razão Inicial } I_0 = 0,7149 \pm 0,0025 \text{ (1T)}}$$

A idade representa o tempo passado desde a última homogeneização isotópica na escala do maciço. A alta razão inicial e a idade obtidas, para os granitóides Serra do Acari, poderiam, em princípio, ser reflexos de transformações secundárias - argilização e sericitização - contudo, PROVOST *et alii* (1983) acham difícil imaginar que essas transformações incipientes pudessem gerar uma re-homogeneização isotópica, completa e global, bem como, relutam em admitir, que tais valores pudessem resultar de transformações tardi-magmáticas. Entretanto, BONIN (1972) considera que valores de razão inicial superior a 0,709 correspondem a alterações hidrotermais.

A razão inicial  $I_0$ , é alta, ou seja, superior a 0,701 - 0,704, faixa razoável das razões isotópicas do manto terrestre há 1.750 m.a. (figura 45). Este fato permite concluir que o magma granítico Serra do Acari não pode ser considerado como produto da fusão parcial de material mantélico, ou da crosta inferior, com baixa razão Rb/Sr, ou da crosta superior com alta razão Rb/Sr (mas pouca antiguidade nela) nem como provindo da diferenciação magmática de tal material.

Uma razão inicial, dentro da faixa das razões típicas para crosta continental naquela época, poderiam - as rochas da unidade Serra do Acari - perfeitamente provir da fusão parcial de material puramente supracrustal, mas, considerando materiais crustais, ainda mais radiogênicos ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  até 0,730 há 1.750 m.a.), é possível também aceitar uma origem mista (até 50% de material com razão mantélica). Na hipótese de um material fonte, inteiramente crustal, é possível ter uma idéia da antiguidade de sua residência na crosta superior - 350 m.a. supondo  $Rb/Sr = 1$  no material fonte (figura 45), ou mais ou menos conforme a razão Rb/Sr suposta (relação de proporcionalidade inversa).



OIB = basaltos das ilhas oceânicas  
 CAB = basaltos alcalinos continentais  
 MORB = basaltos das cadeias médio-oceânicas

FIGURA 45 — Interpretação da razão inicial.

É inegável que as conjecturas ou raciocínios, acima, foram feitos dentro de um conceito de fechamento químico, com fusão parcial de um material único, ou mistura em massa de dois tipos de materiais. O que é comprovado, em realidade, é que o Sr do magma não veio do manto ou da crosta inferior, sendo tipicamente crustal, conclusão esta que não se aplica, necessariamente, aos elementos maiores, pois se o Sr teve uma origem, essencialmente diferente dos elementos menos móveis (via alteração da encaixante, de fusão, metassomatismo, etc.), não se poderia, em consequência, confiar nas conclusões acima.

Do ponto de vista da radiocronologia, necessário se tornaria a análise de informações geológicas outras, multidisciplinares, para permitir a escolha, entre as possíveis deduções. Ressalta-se, em particular, que a presença de fluidos em proporção maciça, no fim da cristalização, é capaz de trazer dúvidas a respeito da procedência real do Sr e do Rb, mas isso não afetaria a discussão desde que seja anterior ao fechamento do sistema.

O granitóide Serra do Acari - baseado em caracteres petrográficos, geoquímicos e geocronológicos - é correlacionado no domínio do Craton Amazônico, em Território Brasileiro ao Granito Maloquinha (SANTOS *et alii*, 1975), ao Granito Serra dos Carajás (SILVA *et alii*, 1974), ao Granodiorito Serra do Mel (BASEI, 1975) e a Suíte Intrusiva Saracura (MELO *et alii*, 1978).



### 3.5 - Formação Urupi

#### 3.5.1 - Generalidades

Ao longo dos anos, desde os primeiros trabalhos e fetuados no âmbito de rochas sedimentares de cobertura de plataforma, várias foram as controvérsias sobre essa unidade, a começar por FREYDANK (1957), a quem se deve as primeiras referências à ocorrência de rochas sedimentares, desvinculadas da Sinéclise do Amazonas, reconhecidas nos rios Capucapu e Jatapu. Entretanto, no mesmo trecho trabalhado por FREYDANK (op. cit.) a amostragem do Projeto RADAMBRASIL (1976) revelou a presença exclusiva de vulcânicas e piroclásticas, igualmente corroborada pelos levantamentos executados pela DOCEGEO. Já no rio Jatapu, as rochas sedimentares, consideradas pelo autor como paleozóicas, foram verificadas a montante da Cachoeira Brilhantina, tendo sido posicionadas no Proterozóico Médio por VEIGA JÚNIOR *et alii* (1979), face as intercalações de piroclásticas.

Neste relatório, para designar seis pacotes de rochas sedimentares de formato irregular que se distribuem aleatoriamente na área do Projeto, pelas similaridades fotográficas e petrográficas, adotou-se a denominação de Formação Urupi, a qual foi bem caracterizada por VEIGA JÚNIOR *et alii* (op. cit.).

#### 3.5.2 - Distribuição Geográfica e Relações de Contato

A Formação Urupi, na área do Projeto possui, aproximadamente, 169 km<sup>2</sup>, apresentando-se sob a forma de seis pacotes, quatro dos quais com verificação de campo e dois

interpretados através de fotografias aéreas. A maioria desses pacotes apresentou-se com feições alongadas, geralmente na direção NW - SE, quase sempre formando topos aplainados, à exceção de dois corpos situados na quadrícula SA.21-V-B-III, sendo um no setor nordeste e outro no setor sudeste. Os demais pacotes situam-se no centro da Folha SA.21-V-B e um na porção sudeste da mesma.

A Formação Urupi mostra-se discordantemente assentada sobre os vulcanitos do Riolito Lagoa, sendo esse contato facilmente discernível ao exame aerofotográfico, uma vez que a área de distribuição da unidade sedimentar se apresenta formando íngremes escarpas e acentuado ravinamento, enquanto o relevo plano-ondulado, representa os vulcanitos Riolito Lagoa.

Apesar de terem sido efetuadas poucas medidas de atitudes de camada, no campo, devido ao difícil acesso e à falta de bons afloramentos que assim permitissem um melhor estudo, em análise aerofotográfica, observa-se que os corpos individualizados, no setor leste da folha, revelam um mergulho suave para sudoeste, enquanto os corpos do setor centro-sul exibem um mergulho suave em torno de  $10^{\circ}$  para nordeste.

### 3.5.3 - Petrografia Sumariada

Face a escala de trabalho, bem como, as dificuldades existentes, poucos subsídios foram obtidos para uma melhor elucidação neste relatório da Formação Urupi. Ao todo, para esta unidade, foram coletadas cinco amostras, as quais variam de quartzo-arenitos micáceos, arenitos arco-seanos a arenitos líticos e feldspáticos. Em análise microscópica, essas amostras revelaram a seguinte composição mineralógica : quartzo, sericita e fragmentos de rocha (sil

tito, *chert* e vulcânica).

A Formação Urupi consiste, essencialmente, de quartzo-arenitos lito-feldspáticos que mostram uma textura clástica, em que fragmentos de rocha e feldspato se associam aos dominantes grãos de quartzo, moderadamente bem selecionados e arredondados.

Os grãos de quartzo mostram inúmeras inclusões poeirentas, extinção ondulante e sobrecrecimento de sílica secundária em continuidade ótica e cristalográfica com o grão detrítico original, como ocorrente nas estações AT-118 e AB-123. Os grãos estão cimentados por material silicoso amorfo, como melhor evidenciado na estação AN-30. Tipos mais ricos em material matricial são observados na estação CS-150, em que uma relativa abundância de sericita, ocupa os espaços intergranulares. Os fragmentos de rocha ocorrem em proporções subordinadas e são constituídos predominantemente por *cherts*, quartzito e material vulcânico ácido.

#### 3.5.4 - Idade, Origem e Correlação

No curso do mapeamento, observou-se uma íntima associação dos sedimentos clásticos da unidade Urupi com rochas vulcânicas ácidas, em avançado estágio de alteração, num relacionamento - embora não muito claro - de interdigitação, ou de intercalação. Este fato evidencia, preliminarmente, uma idade proterozóica média, baseado na admissão de que esses vulcanitos pertenceriam ao Grupo Iricoumé.

A natureza litológica dos sedimentos Urupi, constituída predominantemente por quartzo-arenitos litofeldspáticos e rochas assemelhadas, bem como, a existência de feições típicas de sedimentação continental, tais como marcas de onda e estratificação cruzada (VEIGA JÚNIOR *et alii*, 1979),



sugerem uma deposição em ambiente continental, cujas fontes principais de alimentação seriam oriundas das próprias rochas componentes do Supergrupo Uatumã, incluindo sedimentos antigos retrabalhados, a julgar pela natureza lítica dos arenitos, exibindo fragmentos de *cherts* e siltitos.

Os sedimentos clásticos da Formação Urupi apresentam semelhanças texturais, mineralógicas, morfológicas e de ordem cronológica, com algumas conhecidas coberturas sedimentares proterozóicas no domínio do Craton Amazônico, tais como as formações Gorotire, Roraima e Prosperança, embora a distância ou a inexistência de uma continuidade física possa constituir um fator limitante numa tentativa de correlação entre essas unidades.

### 3.6 - Diabásio Suretama

#### 3.6.1 - Generalidades

O primeiro trabalho relacionado ao plutonismo básico, no âmbito da região Trombetas - Mapuera, deve-se à GEOMINERAÇÃO (1972). Nele é reportada a presença de afloramentos de gabros em três localidades distintas, em áreas com aproximadamente 80, 15 e 12 km<sup>2</sup>, o maior deles formando a ilha e a Serra de Suretama.

MONTALVÃO (1974) formalizou a denominação Gabro Suretama para as rochas básicas, ocorrentes na Folha SA.21 Santarém, tendo como localidade-tipo a serra e ilha homônimas, no rio Mapuera.

Neste relatório procedeu-se a uma modificação na designação formal de MONTALVÃO (1974), pois todas as amostras coletadas e analisadas, pertencentes à localidade ti



po, são, em realidade, diabásios e não gabros.

### 3.6.2 - Distribuição Geográfica e Relações de Contato

Relacionam-se dois corpos largos e alongados de diabásio, sendo um com 53 km<sup>2</sup> (serra do Suretama) e outro com 56 km<sup>2</sup>, situado na porção sul, limite da folha SA-21-V-B-IV com a folha SA.21-V-B-V, os quais aparecem intrusivos no Riolito Lagoa e Granito Serra do Acari. Tais corpos, em fotos aéreas e mosaico radargramétrico, exibem relevo montanhoso, tal como o apresentado pelos granitos Mapuera, porém mostram uma tonalidade mais escura, o que facilita a sua delimitação.

### 3.6.3 - Petrografia Sumariada

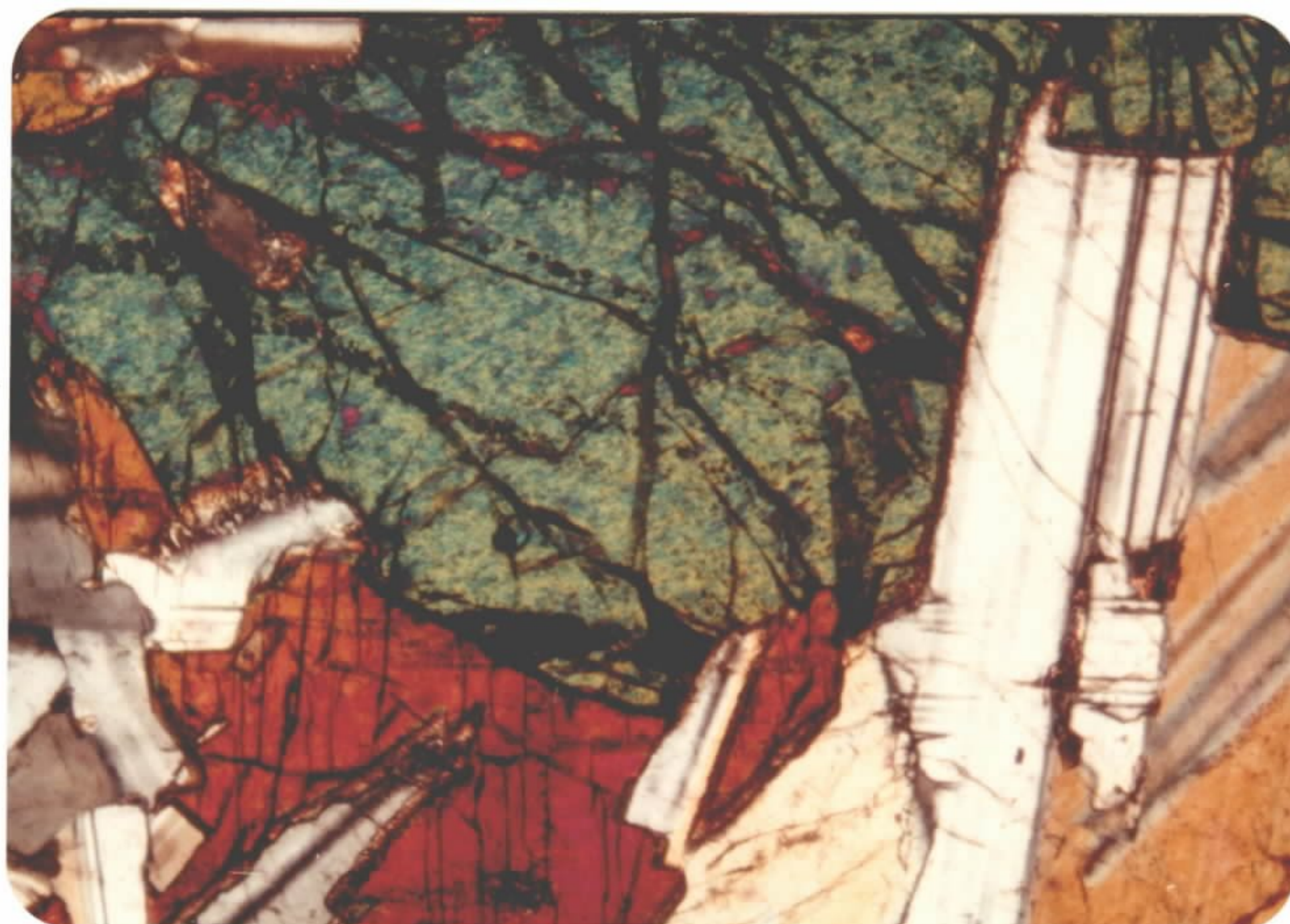
São rochas melanocráticas, isótropas de granulação média a grossa, exibindo uma textura tipicamente ofítica, equigranular e uma mineralogia consistindo de labradorita e titanó-augita, como fases minerais majoritárias (fotomicrografia 06). Em quantidades subordinadas estão, frequentemente, presentes olivina, hiperstênio, hornblenda e biotita. Em proporções bem menores, têm-se opacos, clorita, apatita e quartzo e ortoclásio, estes, sob a forma de minúsculos intercrescimentos micrográficos de localização intersticial (tabela 14).

De um modo geral, pode-se caracterizar a unidade Suretama, como representada predominantemente por olivina-diabásio, como bem representado nas estações AT-55, AT-65, AT-67, AT-72, AT-73, AT-75. Subordinadamente, tipos a hiperstênio estão representados na estação AT-68.





C P R M



FOTOMICROGRAFIA Nº 06

Estação AT-R-55 - Olivina-diabásio - Aumento :  
10X-LP - Diabásio Suretama - Margem esquerda do  
baixo curso do rio Mapuera - Vista parcial em  
seção delgada de diabásio da unidade Suretama ,  
onde são visualizados cristais de olivina, augi  
ta e labradorita como uma associação frequente  
e generalizada para a unidade aflorante na área  
trabalhada.



MINERAL AMOSTRA	QUARTZO	ORTOCLASIO	PLAGIOCLASIO	HORN- BLENDA	BIOTITA	OLIVINA	PIROXENIO	OPACOS	ACESSO- RIOS
AB-100	6,34	0,13	52,77	0,26	1,98	5,41	25,89	5,64	1,45
AB-155	3,18	0,26	52,32	0,79	0,79	6,24	16,86	6,77	12,74
AB-158	0,89	-	60,11	1,23	3,59	5,50	16,85	8,76	3,03
AB-212-B	0,27	-	61,45	0,68	-	8,77	23,59	4,80	0,41
AB-243-A	1,01	-	56,49	1,82	1,01	1,21	18,96	9,93	9,53
AB-268	0,12	-	55,04	2,24	0,87	4,23	17,86	8,09	11,58
AB-291	-	-	56,81	0,53	0,93	0,66	15,37	5,0	20,58
AT-55	2,24	-	53,89	0,26	0,13	2,24	35,66	4,35	1,18
AT-56	6,26	0,11	74,24	3,36	0,46	-	12,76	1,04	1,85
AT-57	2,50	-	55,5	4,52	0,66	4,08	26,26	4,74	1,65
AT-66	2,95	-	54,37	4,92	1,09	0,91	24,81	7,66	34,30
AT-67	6,31	-	56,55	9,79	4,58	4,58	7,42	8,21	2,52
AT-72-B	6,62	-	60,23	4,88	2,32	3,02	12,55	5,93	4,41
AT-73-B	3,71	-	70,95	1,72	1,85	12,46	4,24	2,65	2,38
AT-75-A	1,73	-	55,54	3,00	1,15	4,50	25,86	6,46	1,73

TABELA 14 - Composição modal (% em volume) do Diabásio Suretama.



A titano-augita ocorre como desenvolvidos cristais hipidiomórficos, contendo numerosas inclusões poiquilíticas, geralmente exibindo um manto de anfibólio fibroso, refletindo uma parcial uralitização. Ocorre em quantidades aproximadamente iguais ao plagioclásio, o qual se dispõe como cristais hidiomórficos, em forma de ripas bem desenvolvidas, mostrando uma desenvolvida geminação polissintética do tipo albita e combinada do tipo albita-Carlsbad. O plagioclásio é do tipo labradorita, localmente apresentando parcial sericitização. A olivina ocorre como cristais mais ou menos desenvolvidos, algo xenomórfica ou arredondada, como consequência do processo de corrosão magmática. Está intensamente fraturada ao longo dos cujos planos de fratura, bem como, ao longo de suas bordas, há uma intensa formação de opacos, serpentina e/ou clorofeita.

O hiperstênio é uma fase mineral pouco frequente, ocorrendo como cristais hipidiomórficos, em percentual volumétrico subordinado, como pode ser observado na estação AT-68. Mostra uma íntima relação com clino-piroxênio, hornblenda e biotita, refletindo uma continuidade do processo de cristalização magmática.

#### 3.6.4 - Petroquímica

As composições (média) químicas e normativas dos elementos maiores (percentagem em peso), abundância de alguns elementos traço (em ppm) e alguns parâmetros estatísticos correspondentes ao Diabásio Suretama, são mostrados na tabela 15. Com relação aos elementos maiores, o Diabásio Suretama se comporta como uma unidade quimicamente não muito homogênea, tendo como características principais as moderadas a altas concentrações em alumina, álcalis e titânio. À exceção de uma amostra, todas as demais, denunciam



		SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
$\bar{X}$		49,48	16,79	3,10	10,64	0,19	4,53	8,52	2,67	1,34	1,99	0,75
n		20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20
S		2,05	2,18	0,71	2,20	0,04	1,91	1,34	0,45	0,5	0,99	0,43
VALORES	MÁXIMO	55,18	19,57	5,25	16,85	0,29	10,97	11,43	3,71	3,09	5,04	2,44
	MÍNIMO	44,18	11,90	2,12	6,85	0,13	2,24	5,15	1,61	0,49	0,67	0,26

		Ap	Il	Or	Ab	An	Mag	Hy	Qz	Di	Ol	Cor
$\bar{X}$		1,76	3,78	7,90	22,55	29,78	4,50	19,21	1,99	6,36	2,18	0,028
n		20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20
S		1,02	1,88	2,96	3,75	5,77	1,04	5,45	1,81	5,42	5,11	0,12
VALORES	MÁXIMO	5,78	9,58	18,27	31,32	38,22	7,61	27,00	6,17	20,51	19,65	0,56
	MÍNIMO	0,60	1,27	2,90	13,64	19,31	3,07	0,16	0	0	0	0

		Rb	Sc	Sr	V	Y	Zr	Co	Cr	Cu	Ni	Ba	B	La	Pb	Zn
$\bar{X}$		75,00	15,25	175,00	77,25	26,50	54,50	48,50	121,00	157,50	39,25	198,50	5,25	8,40	26,00	100,00
n		20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20
S		19,62	4,32	122,98	47,94	12,2	32,28	11,08	321,21	100,34	36,41	202,71	1,08	18,03	76,35	44,72
VALORES	MÁXIMO	130	30	500	200	70	150	70	1500	500	150	1000	10	70	300	200
	MÍNIMO	50	10	50	15	10	15	20	5	50	0	0	5	0	0	0

TABELA 15 - Composição (média) química e normativo dos elementos maiores (percentagem em peso) abundância (teores médios) de alguns elementos-traço (em ppm) e alguns parâmetros estatísticos correspondentes ao Diabásio Suretama. n - nº de amostras;  $\bar{X}$  - média aritmética; S - desvio padrão

um quimismo equivalente às rochas basálticas, como visualizadas pelo comportamento dos pontos representativos da unidade, quando plotados no diagrama índice normativo de coloração *versus* composição normativa do plagioclásio (CNP) de IRVINE & BARAGAR (1971) (figura 46).

Utilizando-se os dados geoquímicos numa relação binária álcalis *versus* sílica, como materializado na figura 47, por MACDONALD & KATSURA (1964), o comportamento da unidade Suretama denuncia uma natureza subalcalina a alcalina.

Convém ressaltar, que os autores deste trabalho, têm sempre tentado caracterizar algumas unidades ocorrentes na área do Projeto, em termos de alcalinidade ou subalcalinidade. As rochas alcalinas são sempre consideradas, neste trabalho, como uma categoria na classificação das rochas ígneas (associação de rochas) e não como uma classe definida em um sistema petrográfico. A divisão das rochas ígneas em grupos alcalinos e subalcalinos é, atualmente, uma prática corrente na petrologia e esta divisão foi aceita, pela primeira vez, por IDDINGS (1982), sendo esta divisão, posteriormente, adotada por HARKER (1896, 1909), para o qual esses dois grupos representavam dois grandes ramos das rochas ígneas, os quais eram produzidos sob diferentes condições tectônicas. Essas condições que induziriam a formação dos ramos subalcalinos e alcalinos, eram consideradas - enganosamente - como sendo características das regiões Pacífica e Atlântica, respectivamente. Quando rochas, com a mesma percentagem de  $\text{SiO}_2$ , são comparadas, as rochas alcalinas no sentido de HARKER (op. cit.), geralmente são muito mais altas em álcalis do que as rochas subalcalinas. Nesse sentido, as rochas alcalinas são caracterizadas pela ocorrência mais comum de álcali-feldspato e, em alguns casos mais típicos, pela presença de feldspatóides nas rochas subsaturadas e piroxênios e/ou anfibólios alcalinos. Essas típicas rochas alcalinas são usualmente definidas ou

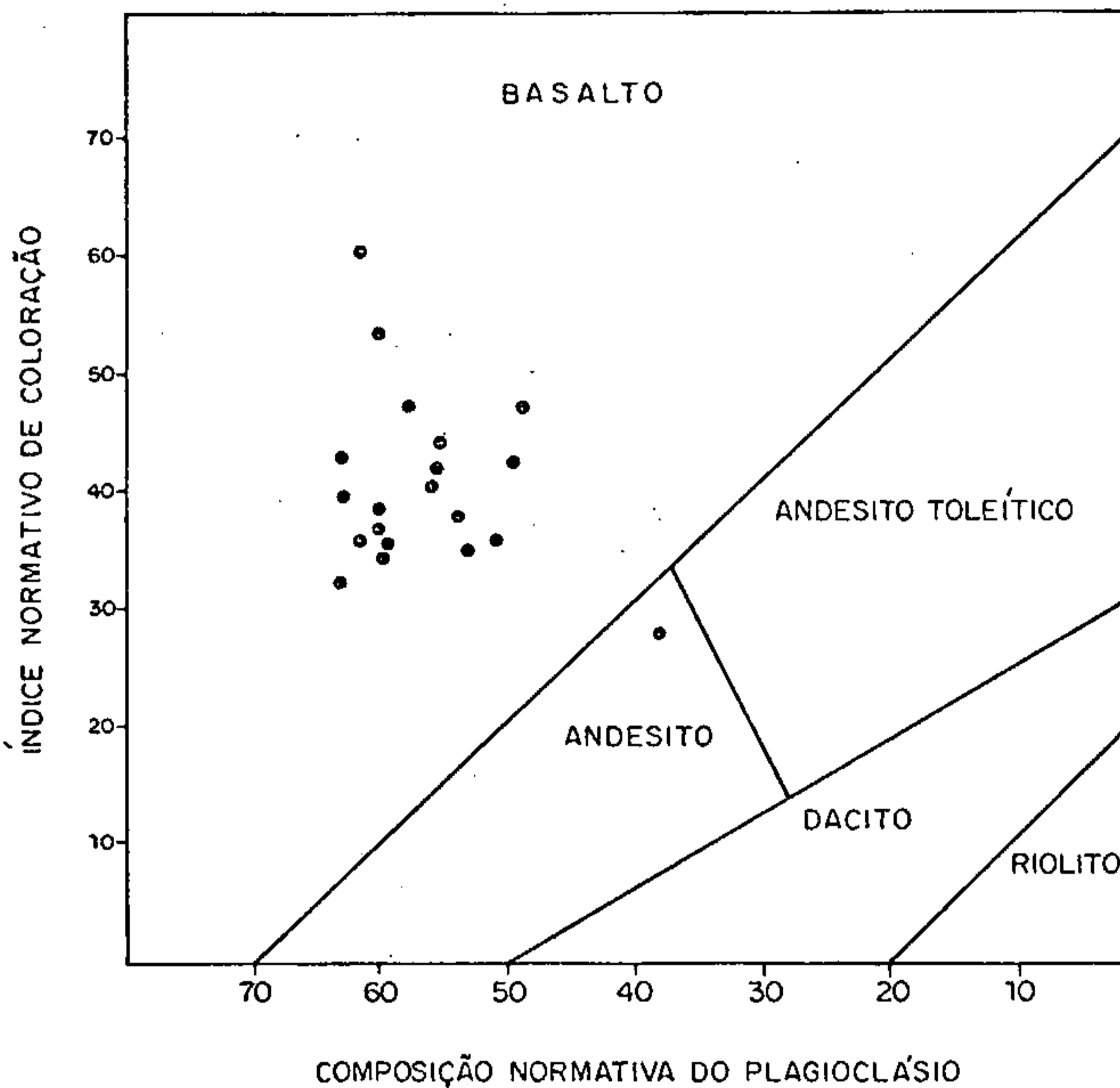


FIGURA 46 – Composição básica do magmatismo Suretama em diagrama INC versus CNP (IRVINE & BARAGAR, 1971)

$$INC = Mt + Il + Hm + Cpx + Opx + Ol$$

$$CNP = \frac{An \times 100}{An + Ab}$$

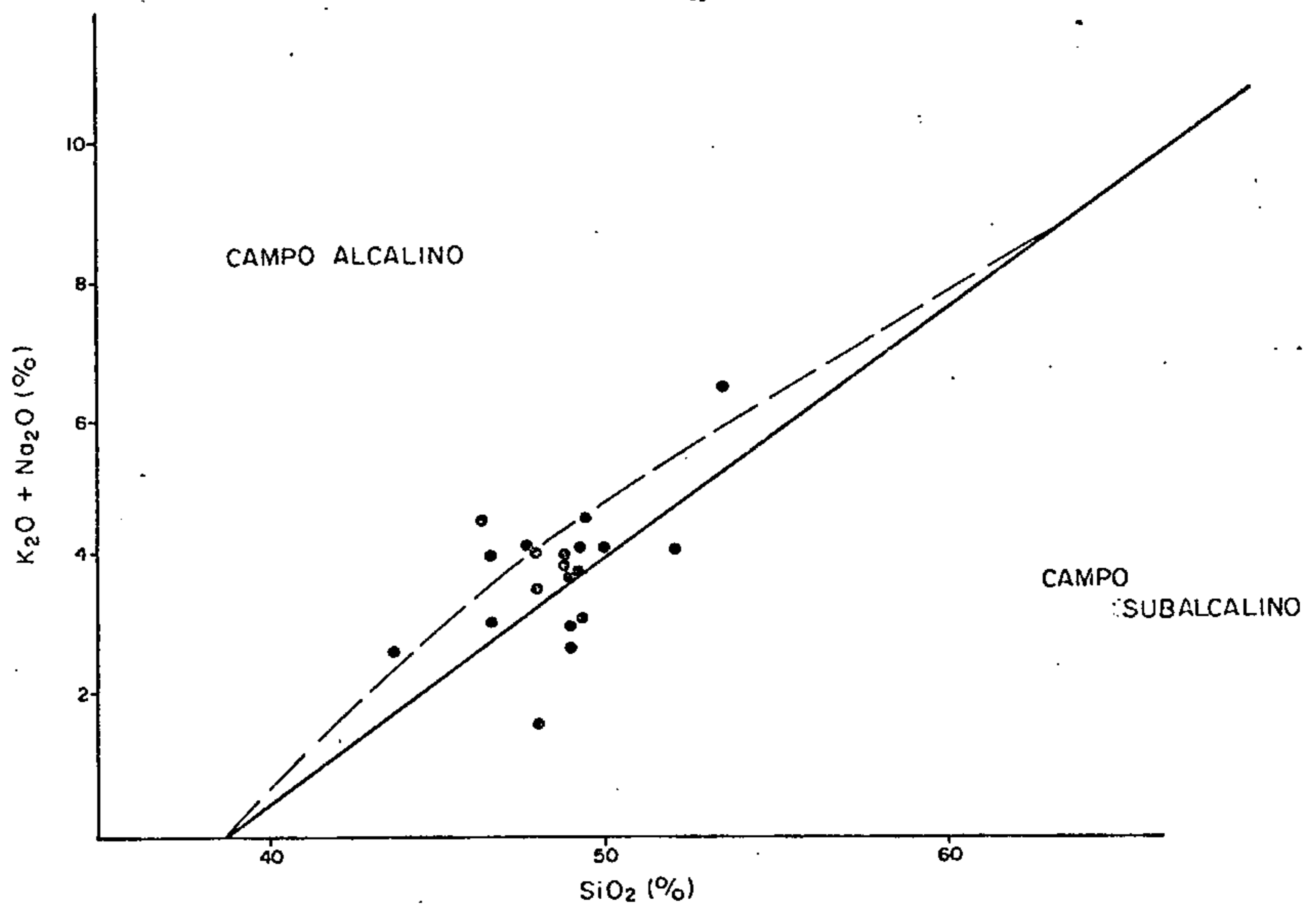


FIGURA 47 - Comportamento dos pontos representativos da unidade Diabásio Suretama em diagrama binário álcalis *versus* sílica. A linha contínua é a proposta por MAC DONALD (1968) e a linha tracejada é a sugerida por IRVINE & BARAGAR (1971).



consideradas em termos petrográficos. Contudo, as rochas alcalinas de HARKER (op. cit.) incluem não somente tais rochas típicas, mas também as menos típicas, que gradam para rochas subalcalinas, e assim conclui-se - sob essa ótica - que as rochas alcalinas e subalcalinas são definidas como um grupo genético e não petrográfico. Posteriormente, alguns autores (DALY, 1914, SHAND, 1933), consideram somente os membros típicos do grupo alcalino de HARKER (op. cit.) (ou seja, aquelas que continham feldspatoides e/ou piroxênio, e/ou anfibólio alcalino), como verdadeiras rochas alcalinas e assim definindo-as, como uma classe da sistemática petrográfica. Essas rochas petrograficamente definidas como alcalinas, contêm - adicionalmente - como já comprovado em outras províncias petrográficas - rochas que não são, nem peralcalinas, nem feldspatoidais, tais como, granitoides normais, o que demonstra que as rochas alcalinas, como petrograficamente definida por esses autores, representam somente parte de um grupo mais amplo de rochas geneticamente relacionadas entre si, artificialmente separadas do conjunto. Como se observa, o conceito de HARKER (op. cit.) de rocha alcalina, é mais consistente e coerente, na classificação das séries de rochas ígneas, com um grupo petrogenético, sendo então aceito e adotado pelos autores deste relatório.

A utilização do diagrama binário álcalis *versus* sílica (KUNO, 1959), mostra o comportamento do Diabásio Suretama, denunciando uma natureza variando de alto alumino sa (calcialcalina a alcalina (figura 48). O Diabásio Suretama pode assim ser considerado, em termo de série ou província, mais como do tipo basito transicional, caracterizado por um mais alto teor de  $Al_2O_3$  do que um toleito, com correspondentes concentrações em  $SiO_2$  e álcalis total, bem como por um mais baixo ou mesmo iguais teores em álcalis, do que o contido nos basaltos alcalinos, na comparação dos tipos afíricos. A natureza transicional alto aluminosa - al

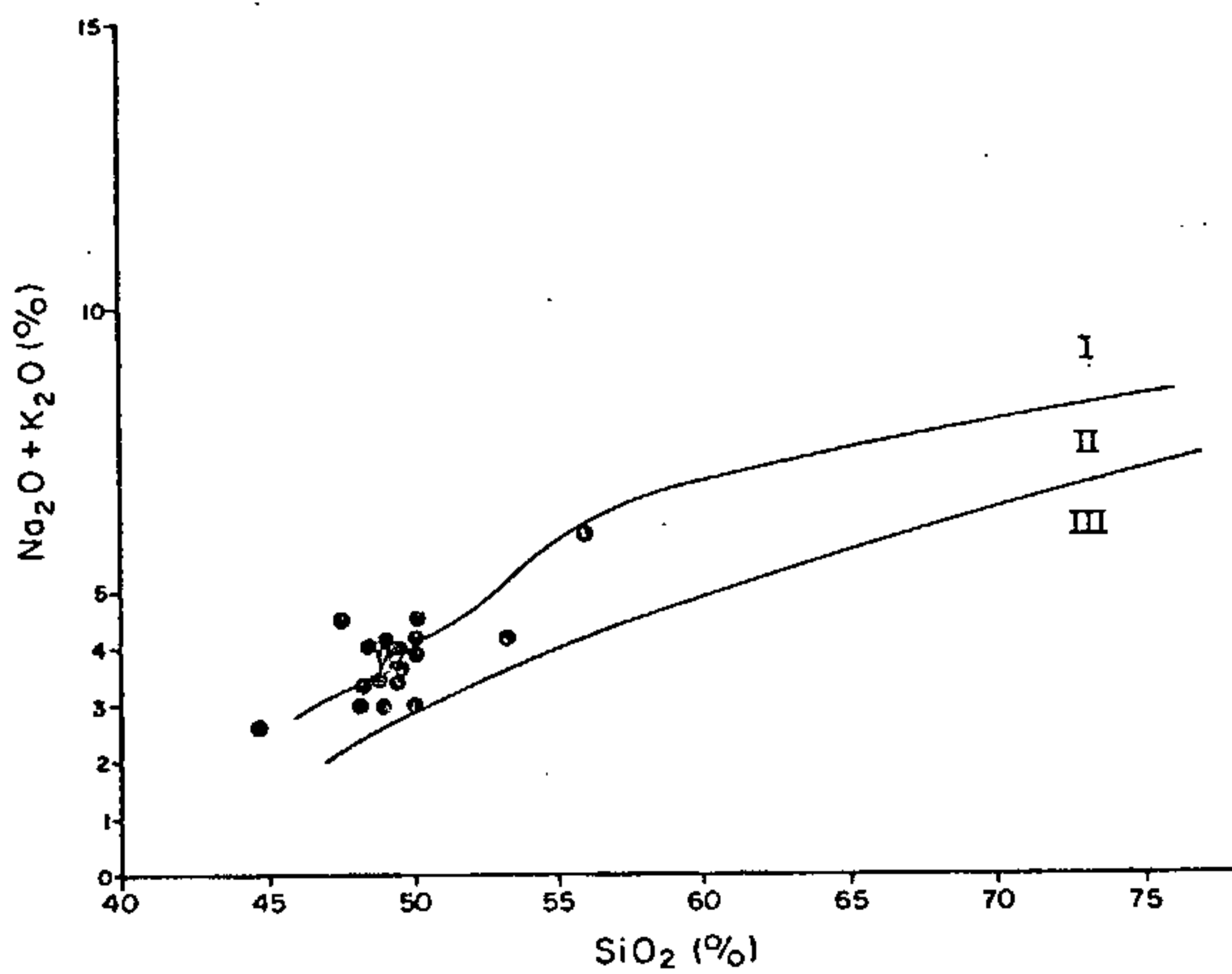


FIGURA 48 - Relação binária álcalis *versus* sílica (KUNO, 1959) para o Diabásio Suretama. As linhas sólidas delimitam os campos (I) alcalino, (II) altoaluminoso e (III) toleítico.



calina pode ser visualizada e corroborada, quando seus pontos figurativos são plotados em diagrama, mostrando as relações  $Al_2O_3 - Na_2O + K_2O - SiO_2$  de KUNO (1960) (figura 49).

A observação petrográfica, na maioria das amostras analisadas, denuncia a existência de frequentes intercrescimentos micrográficos ou granofíricos, de localização intersticial, sendo que as proporções variáveis do componente ortoclásio desses intercrescimentos, deve contribuir diferentemente para as variações na concentração dos álcalis.

Para avaliar as significativas variações no teor em  $K_2O$  e atribuir uma nomenclatura química às rochas componentes do Diabásio Suretama, adota-se, neste trabalho, a classificação de PECCERILLO & TAYLOR (1976), a qual baseia-se na variação de  $SiO_2$  e  $K_2O$ , cuja representação binária diagramática é mostrada na figura 50. Nesta estão plotados os pontos representativos do Diabásio Suretama, cujo comportamento denuncia para o conjunto um *continuum* composicional de natureza calcialcalina alto-potássica de tendência absarokítica.

Em termos de mineralogia normativa, as rochas básicas toleíticas, invariavelmente, contêm quartzo normativo, ao passo que as rochas básicas altoaluminosas (calcialcalinas) a alcalinas, contêm um pouco de quartzo ou olivina alternativamente. A plotação normativa Di - Ol - Hy - Qz - Ne (figura 51) para as rochas da unidade Suretama, indica em termos de saturação de sílica - que essas rochas são dominadas por composições qz-normativa a baixas concentrações, com subordinados tipos caracterizados composicionalmente por Ol - normativa - não obstante, a presença invariável de olivina modal nos espécimes analisados - descaracterizando, sobremaneira, uma natureza toleítica para a unidade Suretama.

As proporções relativas  $TiO_2 - K_2O - P_2O_5$  são mos

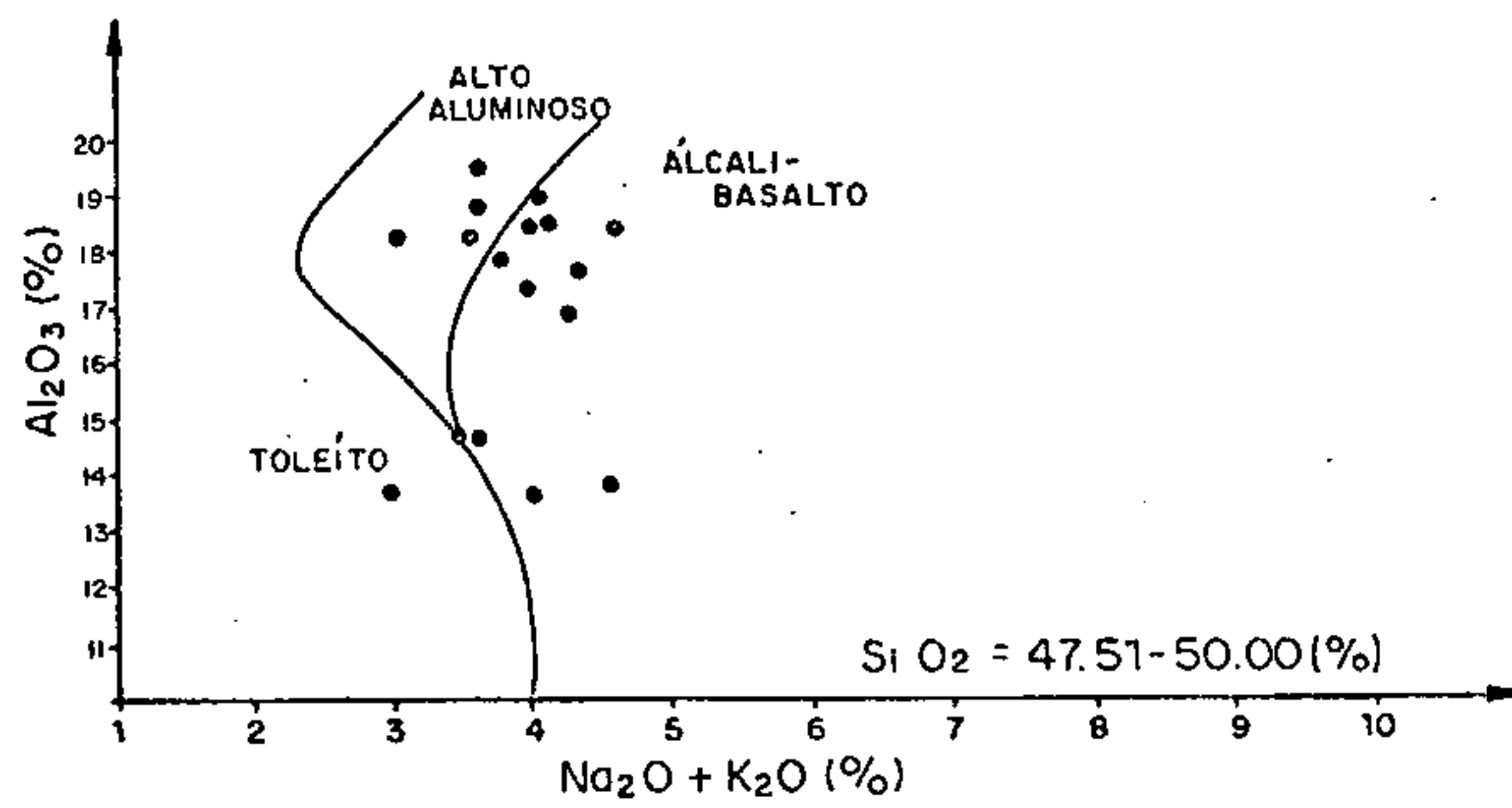


FIGURA 49 - Relação Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - Alcalis + SiO<sub>2</sub> em diagrama elaborado por KUNO (1960).



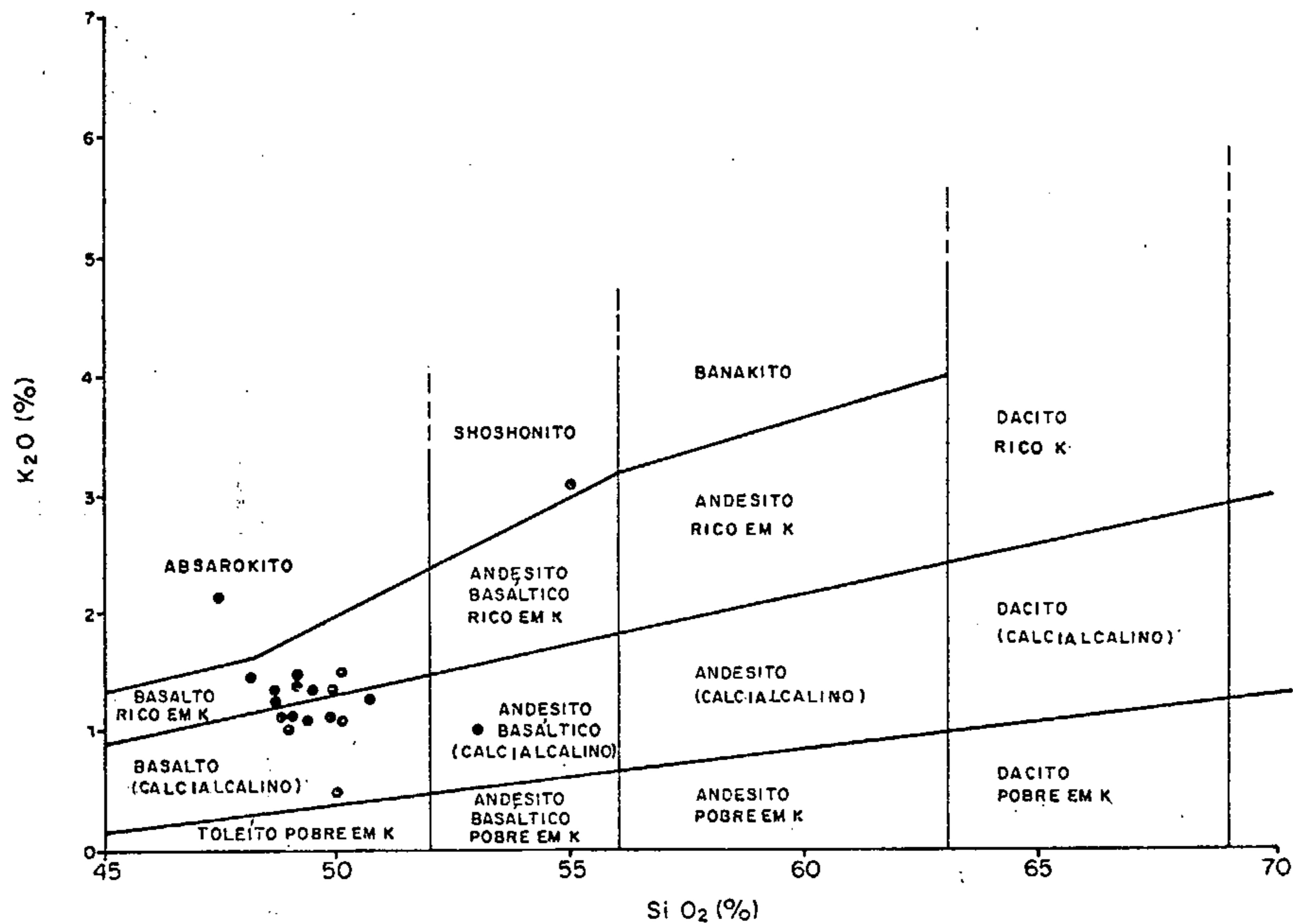


FIGURA 50 - Diagrama de variação binária  $K_2O$  versus  $SiO_2$ , mostrando o comportamento do Diabásio Suretama (PECCERILLO & TAYLOR, 1976).

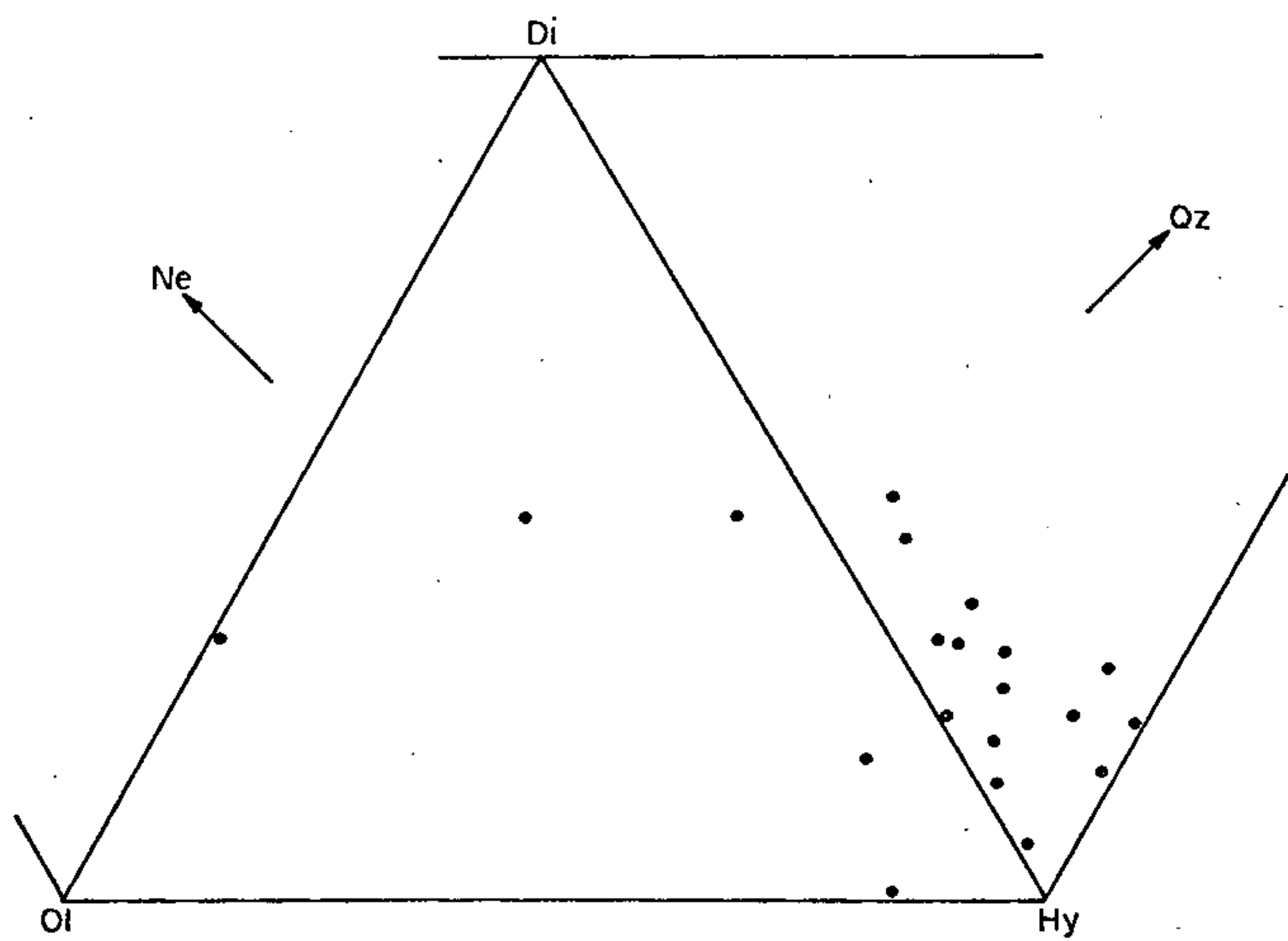


FIGURA 51 - Mineralogia normativa do Diabásio Suretama, plotada em diagrama Di-Hy-Ol-Ne-Qz.



tradas no diagrama triangular, representado na figura 52, o qual é comumente utilizado para separar os basaltos oceânicos dos continentais (PEARCE *et alii*, 1975). Neste diagrama são plotados os pontos figurativos do Diabásio Suretama, com a totalidade dos pontos posicionados no campo continental. A separação entre os dois tipos de basaltos é resultante das diferentes proporções entre o Ti e o K e embora, as concentrações de  $TiO_2$  sejam moderadamente altas, os pontos são, contudo, quase que linearmente desviados rumo ao vértice do  $K_2O$ , refletindo, provavelmente, uma diminuição na razão acima considerada, em função de um estágio de diferenciação algo mais avançado. Entretanto, as observações petrográficas não mostram significativos graus ou estágios de diferenciação, sugerindo sobretudo que o relacionamento entre os três elementos que compõem o diagrama seja sugestivo de uma dependência do ambiente tectônico.

A diferenciação do magma basáltico é controlada, principalmente, pela cristalização fracionada de duas séries minerais contrastantes, definidas por WALKER & POLDEVART (1949), como as séries máficas e félsicas. No Diabásio Suretama, a série máfica, é representada pela olivina e piroxênios e a série félsica, pelos feldspatos. O fracionamento da série máfica, resulta no enriquecimento de Fe em relação ao Mg, e a razão  $\frac{(FeO + Fe_2O_3) 100}{FeO + Fe_2O_3 + MgO}$  definida co

mo índice máfico, é usada como uma medida do grau de fracionamento desta série. O fracionamento na série félsica conduz a um enriquecimento em álcalis em relação a Ca e a razão  $\frac{(Na_2O + K_2O) 100}{Na_2O + K_2O + CaO}$  que define o índice félsico, mostra

o grau de fracionamento dentro desta série. A figura 53, apresenta o diagrama em que são plotados os índices máficos *versus* félsicos, os quais indicam a importância relativa do fracionamento nas duas séries, e que mostra também, os

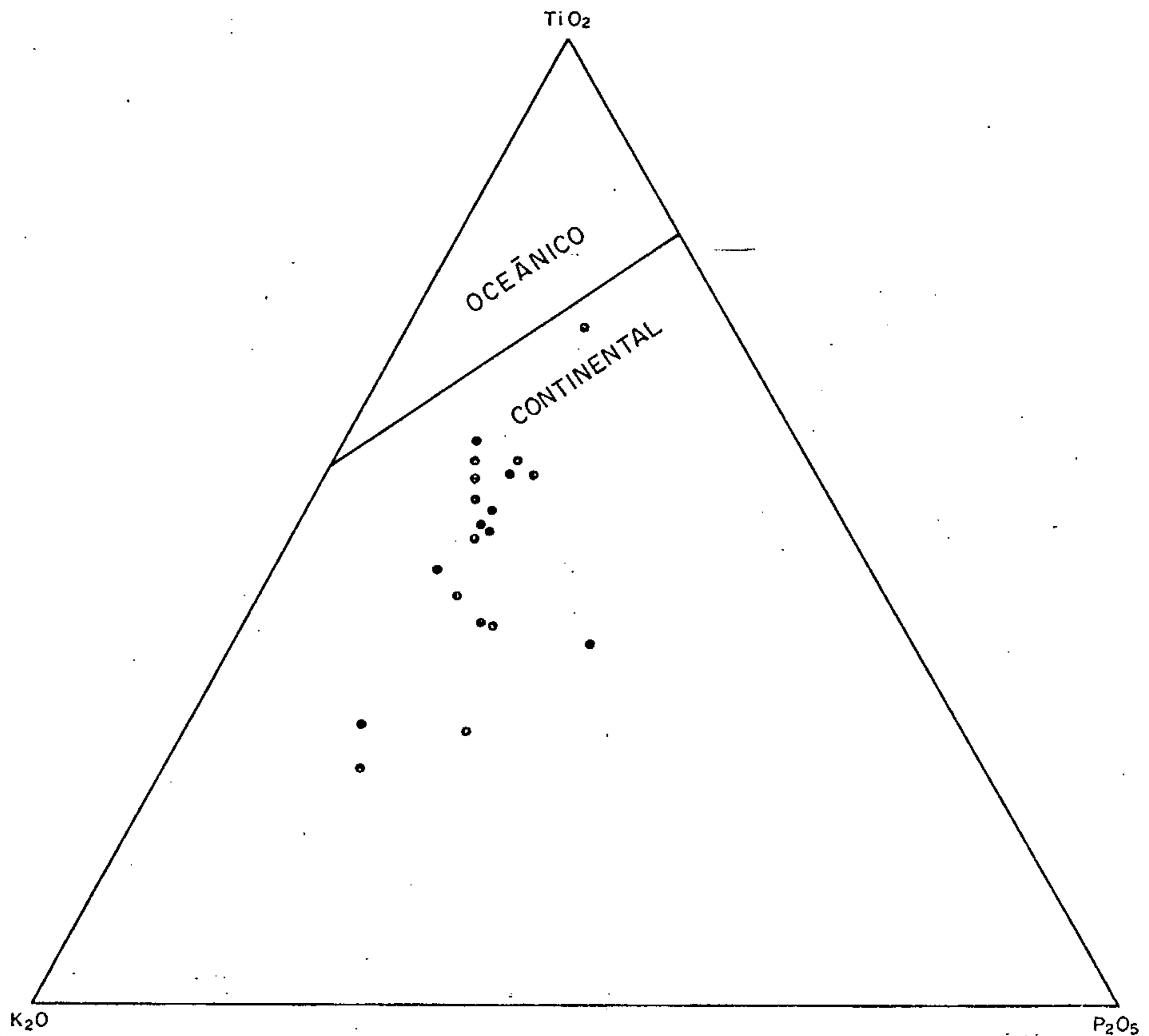


FIGURA 52 - Diagrama de discriminação  $\text{K}_2\text{O}-\text{TiO}_2-\text{P}_2\text{O}_5$  (%) para os diabásios da unidade Suretama.



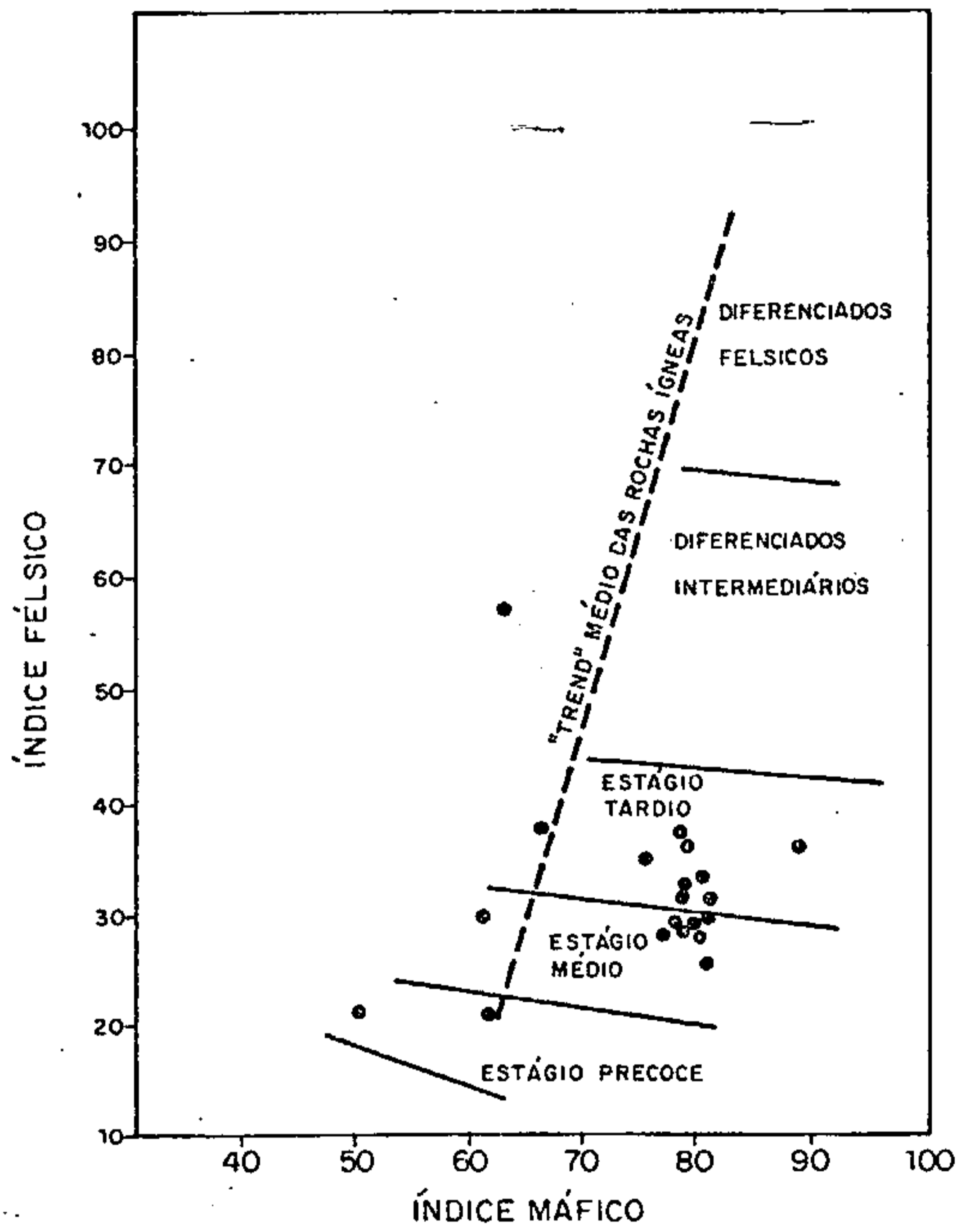


FIGURA 53 - Diabásio Suretama em diagrama índice félsico versus índice máfico.

campos limites dos diferentes estágios progressivos da diferenciação. Como se observa, a maioria dos pontos que representa a unidade Suretama, se situa na transição dos estágios médio e tardio, sem um acentuado domínio, quer no enriquecimento em Fe, quer no enriquecimento em álcalis.

A figura 54 representa o diagrama de variação dos elementos maiores (em %) *versus* índice máfico, sendo este usado, preferencialmente, como uma medida do índice de diferenciação e/ou uma mais balanceada representação do fracionamento, numa aceitação de que o estágio da diferenciação alcançado é indicado pelo grau de fracionamento em ferro. As principais variações, observadas no diagrama, são: (1) o MgO e o Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> mostram um marcante e regular decréscimo durante todos os estágios do fracionamento; (2) o FeO, o TiO<sub>2</sub>, o MnO e P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> mostram um acentuado acréscimo nas suas concentrações, à medida que aumenta o grau de fracionamento; (3) os álcalis exibem um leve acréscimo no estágio precoce (índice máfico 68) e mantêm uma certa constância no estágio médio de diferenciação (índice máfico = 68 - 82); (4) o SiO<sub>2</sub> e o Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> mostram um moderado acréscimo no estágio precoce, com o SiO<sub>2</sub> mantendo uma relativa constância no estágio médio, enquanto o Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> se comporta caoticamente no estágio médio de diferenciação; (5) o CaO mostra um moderado decréscimo e uma certa constância na sua abundância nos estágios precoce e médio, respectivamente, com o acréscimo no índice de diferenciação.

Na figura 55, alguns elementos traço selecionados são plotados contra o índice máfico, para uma visualização do comportamento geoquímico desses elementos no curso do fracionamento. A rigor, os elementos traço selecionados, apresentam um alto desvio padrão, em consequência, provavelmente, do método analítico empregado, para os quais - à exceção do elemento Rb - a espectrografia de emissão semiquantitativa forneceu apenas 68% do grau de confiabilidade, cujas leituras expressam largos intervalos de concen

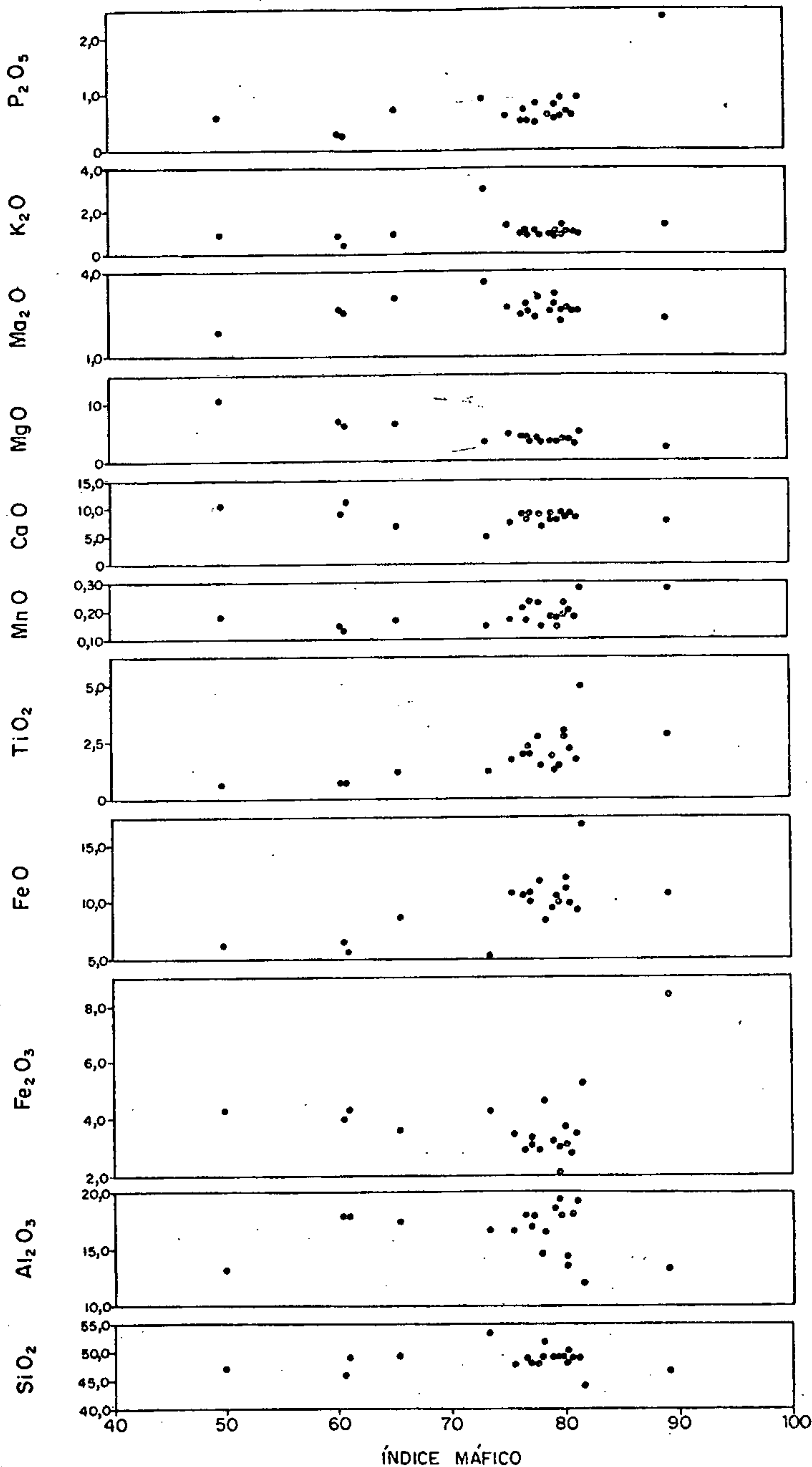


FIGURA 54 - Diagrama de variação dos óxidos maiores (%) versus índice máfico em amostras do Diabásio Suretama.

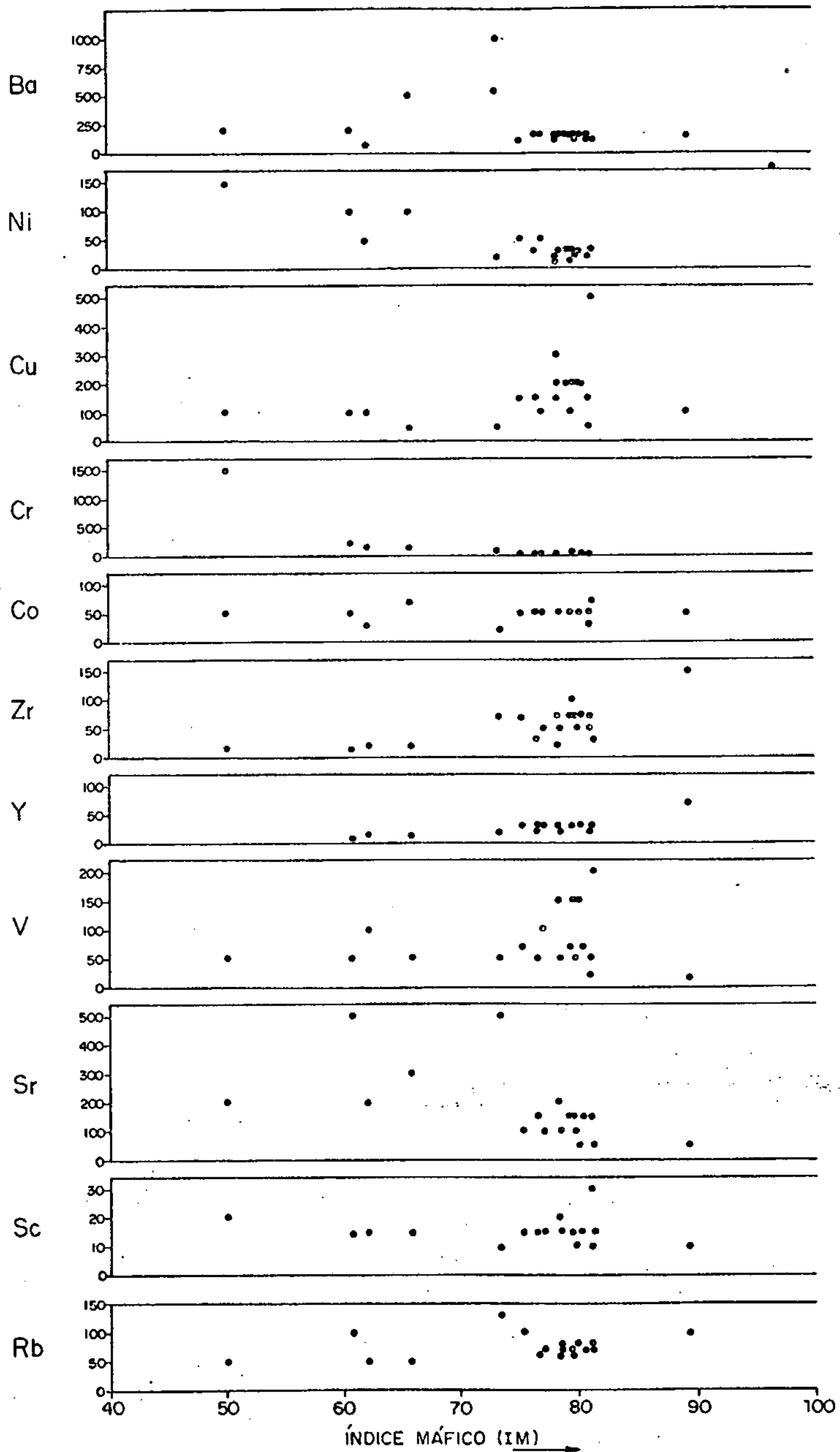


FIGURA 55 - Diagrama de variação dos elementos-traço (ppm) *versus* índice máfico em amostras do Diabásio Suretama.



tração. As principais variações no diagrama são : (1) o Cr e o Ni apresentam um forte declínio no curso de todo o fracionamento; (2) o Ba e o Co mostram extremas variações caóticas e irregulares no estágio precoce, mantendo um comportamento constante a partir do estágio médio da diferenciação; (3) o Zr, o Y, o Rb e o Cu mostram um acréscimo constante e algo regular, durante todo o processo de diferenciação; (4) o Sr sofre um acréscimo no estágio precoce, para, no final do estágio médio, mostrar um rápido e acentuado decréscimo, e então se comportar com relativa constância por todo o resto do fracionamento; (5) o V mostra um comportamento algo errático, atingindo o máximo, e logo em seguida, um rápido declínio no final do estágio médio; (6) o Sc sofre um regular, porém, suave decréscimo no estágio precoce, e a partir do final do estágio médio, exibe um comportamento algo regular e constante por todo o resto do fracionamento.

### 3.6.5 - Idade, Origem e Correlação

A única datação geocronológica, existente, foi obtida por CORDANI (comunicação verbal, in: ARAÚJO *et alii*, 1976), na localidade tipo desta unidade, onde foi obtida uma idade de  $1.420 \pm 32$  m.a.

A natureza litológica da unidade Suretama, envolvendo aspectos texturais, mineralógicos e químicos, reflete - do ponto de vista genético - um processo de anatexia mantélica, com geração de líquidos magmáticos, que ascenderam a níveis crustais mais superiores, consolidando-se em ambiente magma-tectônico anorogênico.

A considerar a idade obtida por CORDANI, de  $1.420 \pm 32$  m.a., não se conhece no domínio do Craton Amazônico, um magmatismo básico anorogênico isocronológico, que pudes

se apresentar uma correlação convincente, com o Diabásio Suretama.

### 3.7 - Formação Trombetas

#### 3.7.1 - Generalidades

Baseado em inúmeros fósseis, dentre os quais destaca-se o *Arthropycux Harlani*, encontrado no outeiro do Cachorro, DERBY (1877), correlacionou as rochas silurianas do rio Trombetas com o *Medina Sandstone*, unidades reconhecidamente do período Siluriano dos geólogos americanos.

O termo Série Trombetas, entretanto, só veio a ser definido em 1878, por DERBY, para designar arenitos e folhelhos aflorantes na cachoeira Vira-Mundo, no rio Trombetas. Em seguida, BREITBACH (1957) subdividiu a Formação Trombetas em três membros (Cajari, Nhamundã e Pitinga), acrescentados do Membro Urubu por LANGE (1967).

A mais recente subdivisão desta unidade, cabe a CAPUTO *et alii* (1971), que consideram, da base para o topo, os seguintes membros : Autás Mirim, Nhamundã, Pitinga e Manacapuru.

Neste trabalho é adotada a consagrada designação de Formação Trombetas face a sua inexpressiva representatividade na área.

### 3.7.2 - Distribuição Geográfica e Relações de Contato

Em fotos aéreas, esta unidade se sobressai pelo seu elevado relevo - com uma superfície tabular sub-horizontalizada e formato de triângulo, como uma área de 1,5 km<sup>2</sup>. Localiza-se no setor sudeste da quadrícula SA.21-V-B-VI, onde se apresenta assentada discordantemente sobre os vulcanitos ácidos do Grupo Iricoumé.

### 3.7.3 - Litologia

Apoiados em critérios exclusivamente macroscópico das rochas coletadas, na posição geográfica, em que se encontra esse testemunho da Formação Trombetas e acatando-se a mais nova subdivisão para esta unidade, poder-se-ia enquadrar este pequeno corpo como pertinente ao Membro Autás-Mirim, face a sequência de arenitos encontrados. Da base para o topo, tem-se um pacote de arenitos finos, micáceos e avermelhados; na sua porção média segue-se um arenito fino, amarronzado e micáceo e, finalmente, no topo, encontra-se um arenito fino, esbranquiçado e micáceo, todos exibindo silicificação variável e matriz caulínica.

## 3.8 - Coberturas Lateríticas

### 3.8.1 - Generalidades

A princípio, em trabalhos de fotointerpretação da área do Projeto, pressupunha-se que aquelas feições, enci



mando as maiores altitudes da área, constituindo platôs tabulares, de superfícies planas, desprovidos de drenagem superficial, com bordos escarpados e bem ravinados, fossem coberturas lateríticas. Partindo desse pressuposto, delimitaram-se então, independentemente da litologia subjacente, vários platôs. Trabalhos de campo, posteriores, constataram que, na realidade, várias dessas feições, ligadas principalmente a rochas graníticas, representavam a própria rocha ou solo *in situ* e não lateritas.

Através principalmente de controles de campo foram delimitados dois platôs lateríticos de dimensões aproximadas, totalizando cerca de 6 km<sup>2</sup>. Tais platôs situam-se na região centro da Folha SA.21-V-B-V, ao sul do rio Mapuera, desenvolvendo-se sobre substrato básico da unidade Suretama.

As lateritas aí ocorrentes, caracterizam-se por uma boa consistência, exibindo cores entre o amarelo-avermelhado e o avermelhado, estrutura cavernosa, pisolítica e concrecionária.

A origem dessas rochas está ligada ao fator clima, ou seja, litotipos subjacentes, submetidos às condições quentes e úmidas, provocam a decomposição química da rocha, através de uma intensa lixiviação da sílica e dos álcalis, com conseqüente concentração dos óxidos e hidróxidos de ferro e alumínio.

As idades atribuídas às coberturas lateríticas na Amazônia, situam-se numa faixa de tempo que oscila entre o final do Cretáceo e o fim do Pleistoceno.



### 3.9 - Aluviões

#### 3.9.1 - Generalidades

Resultante da degradação contínua dos litotipos circunvizinhos, desenvolvida durante o Quaternário, sedimentos fluviais, inconsolidados, foram depositados ao longo dos rios. Na área do Projeto, devido a escala de trabalho, essas aluviões só puderam ser delimitadas, principalmente, nos grandes cursos d'água, como no caso dos rios Mapuera, Cachorro e Cachorrinho, além de um outro igarapé de bom porte.

Estes depósitos constituem dois níveis topográficos distintos, dos quais, os mais elevados referem-se aos mais antigos, enquanto que os níveis mais inferiores pertencem aos mais recentes.

Esta unidade foi delimitada através de fotografia aérea e imagens de radar, caracterizando-se, via de regra, por uma morfologia mais arrasada e plana e tonalidade mais clara comparada com outras unidades litológicas. São áreas sujeitas a inundações periódicas durante o inverno e portadoras de uma vegetação típica de várzea.

Litologicamente, englobam areias, siltes, argilas e cascalhos, inconsolidados a subconsolidados e ocupam cerca de 118 km<sup>2</sup> da área total do Projeto.

### 3.10 - Diques de Diabásio

#### 3.10.1 - Generalidades

Esta unidade é representada, topograficamente, por feições positivas lineares de direções diversas, que são observadas cortando algumas unidades ocorrentes na área trabalhada. Expressam uma manifestação ígnea básica de jazimento hipoabissal, de idade desconhecida, que poderia ser correlacionada tanto à unidade Suretama como a manifestações básicas mais jovens, provocando, sobremaneira, a adoção de uma natureza ou característica indeterminada, quando da tentativa de posicioná-los no contexto geológico da área.

#### 3.10.2 - Petrografia Sumariada

São rochas ocorrentes sob a forma de dique, com espessura de algumas dezenas de centímetros a poucos metros, e que se caracterizam por uma granulação extremamente fina e uma textura variando de ofítica a intergranular, com variações para tipos porfiríticos, amigdalóidais e glomeroporfiríticos.

São representados por uma típica e generalizada associação augita-labradorita, como minerais majoritários e essenciais, em percentual volumétrico aproximadamente iguais entre si. Hornblenda, quartzo e opacos ocorrem em quantidades subordinadas. Nos tipos amigdalóidais, as vesículas são normalmente preenchidas por clorita, calcita, quartzo e epidoto. Nesses tipos, a augita ocorre como grãos subédricos a anédricos, em diferentes graus de transforma

ção para anfibólio. O plagioclásio é geralmente ripiforme, quase totalmente transformado em um aglomerado de finas palhetas de sericita, em associação a ocasionais grãos de epidoto.

#### 4. GEOLOGIA ESTRUTURAL

A situação de vários eventos tectônicos e magmáticos, na região, resultou em um conjunto de elementos estruturais algo desordenados, cuja interpretação é bastante difícil e limitativa, porque as respostas dadas, pelos diversos litotipos, a esses eventos, revelam um comportamento rígido sem impressões estruturais anisotrópicas e, em consequência, as sucessivas fases dínamo - tectono - magmáticas ficam prejudicadas quando da tentativa de uma melhor visualização de suas descrições, gêneses e crono evoluções.

Essas restituições inerentes às especificidades regionais resultam na falta de parâmetros estruturais, fundamentais para o estendimento dos mais importantes sistemas de lineamentos - passíveis de se constituírem em elementos chave.

Em decorrência procurou-se desenvolver apenas o aspecto descritivo das feições dominantes, como visualizadas nas fotos aéreas e sensores, representadas no mapa geológico.

Os sistemas de falhas, ocorrentes na área do Projeto, foram correlacionados ao sistema Tumucumaque/Jari-Falsino, pelo simples fato de apresentarem direções coincidentes às deste sistema, amplamente conhecido na geologia do flanco norte da plataforma amazônica.

Na área em estudo, o lineamento Jari-Falsino, caracterizado pelo sistema de direção  $N 60^{\circ} E$ , é representado por uma série de falhas paralelas ou com inflexões para NNE - SSW. A maior delas, denominada de Falha do Cachorro, possui expressão regional, tendo sido mapeada, pela primeira vez, por ARAÚJO *et alii* (1976). Essa falha atravessa diagonalmente a Folha SA.21-V-B, por vezes truncando as unidades litológicas ocorrentes, de modo contínuo, por apro



ximadamente 170 km.

Duas outras falhas de grande extensão foram denominadas, neste trabalho, de Falha do Acari e Falha do Ambrósio. A primeira atravessa um batólito da unidade Serra do Acari, abrangendo grande parte do setor ocidental da folha, em uma extensão de aproximadamente 120 km. A segunda, denominada de Falha do Ambrósio, situa-se na região leste da folha, atravessando todas as unidades do Supergrupo Uatumã e, por último, cortando e sugerindo deslocar a falha denominada de Água Preta, que faz o contato estratigráfico da Formação Urupi com os vulcanitos.

O outro lineamento denominado de Tumucumaque, caracterizado por LIMA *et alii* (1974) como uma ampla faixa estrutural, orientada na direção NW - SE, corresponde, na área, ao conjunto de falhas paralelas, ou algo inflexionadas para NNW - SSE, aqui denominadas de Assunção, Cair dos Pretos, Cachorrinho e Água Preta. Algumas delas cortam a Falha do Cachorro, formando um ângulo de  $60^{\circ}$ , como no caso da Falha Assunção, que possui uma extensão de, aproximadamente, 48 km. Em realidade, esse trecho constitui-se de uma zona de falhas escalonadas, bordejando uma intrusão granítica.

A Falha do Cachorrinho, com uma extensão aproximada de 50 km, parece orientar o rio homônimo até determinado trecho, quanto este inflete no sentido nordeste.

A Falha Água Preta, que faz o contato tectônico da porção sul de uma exposição da unidade Urupi, encontra-se atravessada e possivelmente deslocada pela Falha do Ambrósio.

Outros lineamentos, menos frequentes, são observados na direção NNW - SSE, alguns deles preenchidos por diques de diabásio de idade indeterminada.

As diáclases apresentam igualmente, um duplo sis

tema de direção, predominantemente  $N 40^{\circ} - 70^{\circ} W$  e  $N 30^{\circ} - 60^{\circ} E$ , permanecendo, entretanto, inconclusivas a origem e a época de formação das diáclases mapeadas, se relacionadas à época de resfriamento dos litotipos, ou superimpostas por um episódio rúptural posterior.

Foram delimitados, na área do Projeto Trombetas-Mapuera, dezesseis corpos graníticos de natureza intrusiva, treze dos quais estão relacionados à Suíte Intrusiva Mapuera e três ao Adamelito Água Branca. Nessas unidades, os corpos graníticos apresentam dimensões diversas, podendo variar desde grandes batólitos até pequenos *stocks*.

Os corpos pertinentes à Suíte Intrusiva Mapuera apresentam forma bastante irregular, seus contatos são nítidos, coincidindo sempre com a variação brusca de relevo, se fazendo predominantemente com as rochas vulcânicas. No que diz respeito aos dois *stocks* e ao batólito pertinentes ao Adamelito Água Branca, estes ocorrem com forma alongada, possivelmente acompanhando as estruturas lineares *Tumucumaque*.

Geneticamente, os corpos graníticos da Suíte Intrusiva Mapuera - que atravessam extensos derrames de vulcanitos ácidos a intermediários - compondo uma associação plutono-vulcânica anorogênica - resultante de uma distensão crustal em larga escala - podem ser atribuídos, preliminarmente, a um mecanismo de ativação tectono-magmática segundo uma concepção fixista ou a balões magmáticos ascendentes na astenofera segundo uma ótica mobilista do tipo atividade *hot spot* subcrustal.

Alguns lineamentos estruturais são destacados nos vulcanitos Iricoumé, no extremo noroeste da área, sendo possivelmente atribuídos a um fraturamento ou resfriamento em escala penetrativa, ou a um relevo por erosão diferencial, de bandas com posicionamento diferentes, de estruturas fluidais. São igualmente individualizadas, várias estruturas

circulares concêntricas, ocorrendo tanto nos plutonitos quanto nos vulcanitos, sendo atribuídas a pequenos corpos graníticos, como diferentes fases consolidadas a curtos intervalos de tempo, ou representando simplesmente, anomalias de drenagem circular, resultantes do cruzamento de pequenos sistemas de fraturas com acentuada erosão nos pontos de intersecção.

Na porção média ocidental e sudoeste da Folha SA. 21-V-B-V, e ainda no canto sudeste da Folha SA.21-V-B-VI, destacam-se duas feições morfoestruturais de formato irregular, originadas por derrames básicos, que por sua extensão geográfica - mais de uma dezena de quilômetros de comprimento e largura variando de 2 a 8 km - indicam tratar-se de duas soleiras individualizadas e relacionadas à unidade Diabásio Suretama.

Com referência aos diques, destaca-se que a maioria dos observados em campo atravessam as rochas ocorrentes posicionando-se, preferencialmente, em falhas que variam de direção  $N 10^{\circ} E$  a  $N 30^{\circ} W$ .

## 5. EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

A história geológica evolutiva da área tem seu registro inicial materializado pelos componentes rochosos da Suíte Metamórfica Guianense, cuja idade de Formação é atribuída ao Arqueo-Proterozóico Inferior. Em época desconhecida, houve a superimposição de um evento, essencialmente dinamometamórfico regionalizado, gerador de uma forte a moderada anisotropia estrutural - materializada pela foliação cataclástica - em escala penetrativa, provavelmente, responsável pela rehomogeneização isotópica - processo gerador das discrepantes idades radiométricas.

Cessados os efeitos relativos ao evento metamórfico regionalizado, atribuída à Orogênese Transamazônica, a região assumiu características de uma ortoplataforma cuja estabilidade teve início no limiar do Proterozóico. Essa quietude tectônica, contudo, teve sua duração até o final do Proterozóico Inferior, quando uma desestabilização dinomocrustal foi processada e materializada pelos fenômenos de ativação tectonomagmática autônoma com a elaboração de distensões crustais, sobre as quais se instalaram granitoides sódicos a sódico-potássicos. Estes são representados pelo Adamelito Água Branca, cujo estudo de radiocronologia Rb - Sr, em rocha total, indica uma idade de formação de  $1.910 \pm 23$  m.a., e, a relativamente baixa razão inicial dos isótopos de estrôncio, sugere, uma formação a partir de fusão parcial do manto ou crosta inferior. Os caracteres petrográficos e mineralógicos indicam, claramente, que estes fatos se processaram em ambiente geodinâmico pós-orogênico a anorogênico e os parâmetros geoquímicos denunciam um magma calcialcalino, de linhagem hiperaluminosa, são especializado metalogeneticamente a estanho, porém, os dados geológicos o caracterizam, por outro lado, como um metaloteto revelador para ouro.





No limiar do Proterozóico Médio, há uma retomada do processo de ativação tectonomagmática, com fusões parciais da crosta superior e conseqüente emanação de um intenso e extenso vulcanoplutonismo representado pelo Supergrupo Uatumã. A elaboração de distensões resultantes de rupturas crustais que teria sua origem através (1) processo generalizado de *rifteamento* ou (2) pela formação de *balões* magmáticos ascendentes (*hot spots*) ou (3) por grandes cisalhamentos litosféricos, evoluiu e serviu de sítio para a instalação primeira de extensos vulcanitos ácidos, seguidos de uma subordinada manifestação de vulcanitos intermediários, como se depreende das proporções líticas mapeadas, relativas ao Riólito Lagoa e Andesito Morro da Trava, componentes - com designação informal - na hierarquia formacional do Grupo Iricoumé.

Na esteira da ativação tectonomagmática em curso, o vulcanismo foi imediatamente sucedido por um plutonismo ácido, de magnitude considerável, tanto em termos de extensão geográfica, como também, pelas dimensões batolíticas únicas, raramente comparáveis a outras ocorrências em outros cratons conhecidos.

A julgar pela razão inicial dos isótopos de estrôncio de  $0,715 \pm 0,005$ , como obtida pelo estudo de radiocronologia Rb - Sr, torna-se sugestiva a admissão da origem dos plutonitos da Suíte Intrusiva Mapuera, como resultante de uma anatexia localizada na parte superior da crosta continental.

O estudo integrado de métodos petrológicos, petrográficos, mineralógicos e geoquímicos atesta uma evolução granítica culminando, circunstancialmente, com o estágio pós-magmático, gerador das mineralizações estaníferas da área. O plutonismo assomante caracteriza-se por uma natureza polifásica, sendo discernível - na escala de trabalho proposto - um fácies granofírico marginal e uma fase dominante equigranular, representados pelo Granófiro Santi



dade e Granito Serra do Acari, cujas relações de idades não são, ainda, muito claras.

Cessada a manifestação do evento Uatumã ocorreu um largo período de relativa quietude tectonomagmática, tendo ao início desse período, se instalado um processo predominantemente erosivo sobre as rochas existentes. Quartzos arenitos micáceos e arcóseos representariam o material erodido, depositado, preferencialmente, nas depressões ou estruturas já abaciadas, tendo o início dessa sedimentação, algum sincronismo com a fase final do evento Uatumã. Não obstante as insignificantes expressões dimensionais da Formação Urupi na área trabalhada, foi observada, no curso do mapeamento, uma íntima associação dos psamitos dessa unidade com delgados leitos de subordinados vulcanitos ácidos.

Sedimentada a sequência essencialmente psamítica da Formação Urupi, houve a recorrência de manifestação tectonomagmática, numa retomada das instabilidades crustais com a implantação de rupturas e, consequentes distensões atingindo profundidades abissais. Isto se depreende da natureza básica do magmatismo instalado, em torno de  $1.420 \pm 32$  m.a. e representado pelo Diabásio Suretama, basito calcialcalino a alcalino, alto alumopotássico de tendência absarokítica.

O intensivo e extensivo processo ruptural, denunciado pelos sistemas de fissuramento ocorrentes como falhas e fraturas, não é muito claro, no que concerne aos seus aspectos genéticos e cronológicos. Diferentes sistemas ou mesmo diferentes fraturas e/ou falhas teriam suas formações em diferentes épocas, intimamente relacionadas aos processos tectônicos cujas faixas de tempo são possíveis de inferir, apenas, parcialmente.

Após um novo período de significativo imobilismo crustal, processou-se a elaboração da sinéclise Amazônica, cuja litologia representativa do início da sedimentação o

corre na região trabalhada, como se observa, no extremo sul, uma diminuta área da Formação Trombetas.

Diques básicos de idade indeterminada são assomantes como resultado de manifestações tectonomagmáticas.

No Terciário, as condições climáticas favoreceram a atuação de um processo de fraca laterização ferruginosa, atualmente observável, nos locais topograficamente mais elevados, como resistatos erosivos, porém, não muito bem preservada.

No Quaternário, a degradação contínua, em função das favorabilidades climáticas e orográficas, possibilitou a formação de depósitos detríticos aluvionares, alguns dos quais contendo acumulações de cassiterita.

## 6. METALOGENIA E PROGNOSE MINERAL

### 6.1 - Considerações Gerais

O Craton Amazônico constitui uma entidade geotectônica cuja evolução é apenas parcialmente compreendida, em função do conhecimento geológico básico ainda insatisfatório. O mapeamento a nível de reconhecimento geológico em escala 1:250.000, executado na Folha SA.21-V-B, constituiu-se numa das poucas investigações sistemáticas objetivando a determinação do potencial mineral na região.

A escala de mapeamento utilizada, aliada às adversidades naturais da Amazônia, forçam, em algumas situações, a adoção de métodos de investigação e análise metalogenética apoiados em base petrográfico-petroológica, endo e exogeoquímica mais do que estrutural e estratigráfica. Nesse sentido, salienta-se que do mapeamento realizado, resultando em diversas e diferentes unidades geológicas - como delineadas e individualizadas no mapa geológico anexo - a área se reveste de grande interesse metalogenético estanífero e subordinadamente, aurífero - como prognose mineral em função dos granitóides Serra do Acari e Água Branca, respectivamente. As demais unidades apresentam um relativo interesse econômico, justificável pela existência de algumas características metalotéticas em função, e na proporção em que a escala de trabalho utilizada permitiu. Nesse sentido destacam-se as unidades Urupi e Morro da Trava, que em função de suas litoambiência e peculiaridades adicionais de sedimentação e vulcanismo, exibem alguma potencialidade para ouro/diamante e cobre, respectivamente, como indicadas na Carta de Previsão de Recursos Minerais.

A prospecção aluvionar não sistemática, por concentrado de bateia em leito ativo, tem indicado a presença





de cassiterita com concentrações variando de  $1 \text{ g/m}^3$  a  $33 \text{ g/m}^3$ , refletindo, sobretudo, a existência de zonas mais promissoras ou interessantes ao nível do cascalho. Os aluviões prospectados, denunciando tais indícios, drenam rochas graníticas da unidade Serra do Acari, particularmente, a porção sul da área trabalhada..

A mineralização Sn - W - Mo - Be - Nb - Ta relacionada ao magmatismo ácido tem sido comprovada em várias partes do Craton Amazônico e a área do Projeto Trombetas - Mapuera - como metalogeneticamente analisada - enfatiza uma mineralização essencialmente estanífera, intimamente relacionada, espacial e geneticamente, aos granitos alaskíticos Serra do Acari.

Um problema assomante diz respeito à distribuição das zonas mineralizadas nos granitóides, pela impossibilidade de uma completa e mais ampla individualização das diferentes fases intrusivas, em massas polifásicas, bem como, das indicações do grau de evolução ou fracionamento e, igualmente, da identificação generalizada dos estágios magmáticos e pós-magmáticos, obliterando e limitando parâmetros ou elementos que constituiriam pré-condições para a detecção da mineralização primária.

O íntimo relacionamento geográfico e cronológico, entre as rochas magmáticas ácidas e a mineralização estanífera, é um fato de reconhecimento universal e as observações efetuadas no curso do mapeamento da Folha SA.21-V-B, não possibilitaram, ainda, o estabelecimento de regras gerais entre o surgimento da mineralização e as rochas graníticas associadas. Contudo, uma observação isolada na estação AT-129, à margem esquerda do rio Mapuera, denuncia a ocorrência de rocha graisenizada com minúsculos cristais de cassiterita, permitindo, pelo menos parcialmente, caracterizar a existência de depósitos pneumatolíticos-hidrotermais, em termos de classificação de depósitos estaníferos, de acordo com a forma de ocorrência e modo de formação.

A admissão preliminar da mineralização estanífera primária - na área trabalhada - como do tipo endograisenizado, associada à intrusão granítica anorogênica Serra do Acari, relacionada à ativação autônoma (SHCHEGLOV, 1968) ou a *hotspots* mantélicos (SILLITOE, 1974) - sugere profundidade de formação e diferenciação, variando de 1 a 4 km segundo métodos de determinação das profundidades de formação de vários depósitos estaníferos de LUGOV *et alii* (1972), através de reconstruções geológicas e estratigráficas diretas para intrusivas meso e cenozóicas. Como essas reconstruções são impossíveis para intrusões precambrianas - como é o caso do granito Serra do Acari - relações indiretas podem dar uma idéia das profundidades de formação, baseadas nas propriedades físicas das rochas e nas propriedades físico-químicas dos processos magmáticos e metamórficos.

OVCHINIKIV (1970) tem demonstrado que abaixo de 4 km, a compactação das rochas é tão forte que os espaços porosos são fechados, não havendo fraturas abertas. Nesse sentido, à profundidades da ordem de 5 km, não haveria o escape contínuo de gases e fluídos do magma e esse mesmo autor considera que profundidades de 4 a 3,5 km seriam o ponto de partida para a migração de gases, fluídos e soluções hidrotermais mineralizantes.

TUTTLE & BOWEN (1958) estimam que já à profundidade de 5 ou 6 km, a granitização pode ocorrer à temperaturas de 650 a 700°C, e que sob estas condições, as rochas já manifestam um grau de plasticidade e a migração dos elementos poderia tomar outras formas.

ARKHANGELSKAYA *et alii* (1964), DAVIDENKO (1971) e RODIONOV *et alii* (1972), após cuidadosos estudos da físico-química dos processos magmáticos e metamórficos, concluíram que as intrusões graníticas, associadas com pegmatitos mineralizados, cristalizaram e diferenciaram à profundidades variando de 6 a 4 km, enquanto as rochas encaixantes sofriam metamorfismo regional do fácies antofilita-

cordierita xisto de textura maculada (*spotted*).

Os pontos que representam os granitóides Serra do Acari como potenciais ou especializados a estanho, são plotados em diagrama triangular Q - Or - Ab de TUTTLE & BOWEN (1958) (figura 56) e se posicionam próximo às linhas cotênticas de 0,5 Kbar e 2 Kbar, indicando profundidades de formação variando de, aproximadamente, 1,5 km a 6 km. Convém ressaltar, que estes pontos representam composições de partes hoje aflorantes, que podem não representar, necessariamente, as pretéritas cúpulas ou partes apicais já erodidas com o fácies hidrotermal-pneumatolítico desintegrado, como se depreende da ocorrência de cassiterita no ambiente aluvionar. Estes fatos mostram a importância do nível crustal de consolidação das rochas graníticas Serra do Acari, em função da correlação existente entre a profundidade de formação e o tipo de depósito primário, no caso, observações que denunciam a presença de rochas graisenizadas estaníferas.

Alguns granitóides Serra do Acari, por suas características químicas e petrográficas, podem ser considerados como metalogeneticamente especializados a estanho. A especialização química é visualizada tanto a nível de elementos maiores como elementos-traço e a natureza estanífera pode ser corroborada pela frequente presença de indícios de cassiterita no ambiente secundário. Nesse sentido, salienta-se que os granitóides Serra do Acari, particularmente, os membros mais altamente diferenciados, mostram uma composição - em termos de elementos maiores - típica dos granitos estaníferos, quando comparados com outros granitos mineralizados e com a média dos granitos, como visualizados na figura 57.

É comumente salientado que os granitos mineralizados, quando comparados com os granitos normais, são enriquecidos em  $\text{SiO}_2$ , em álcalis com  $\text{K}_2\text{O}$   $\text{Na}_2\text{O}$  e empobrecidos

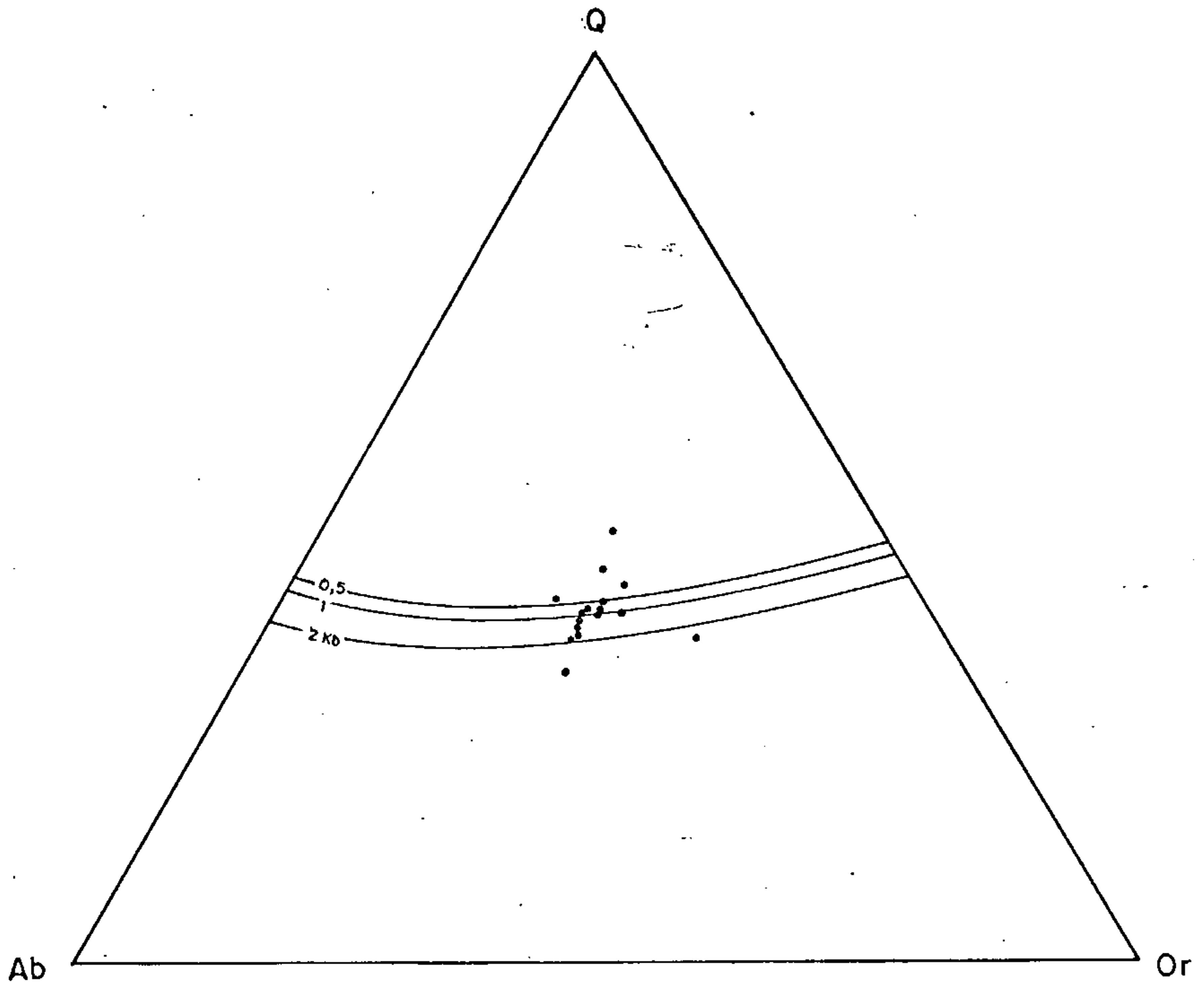
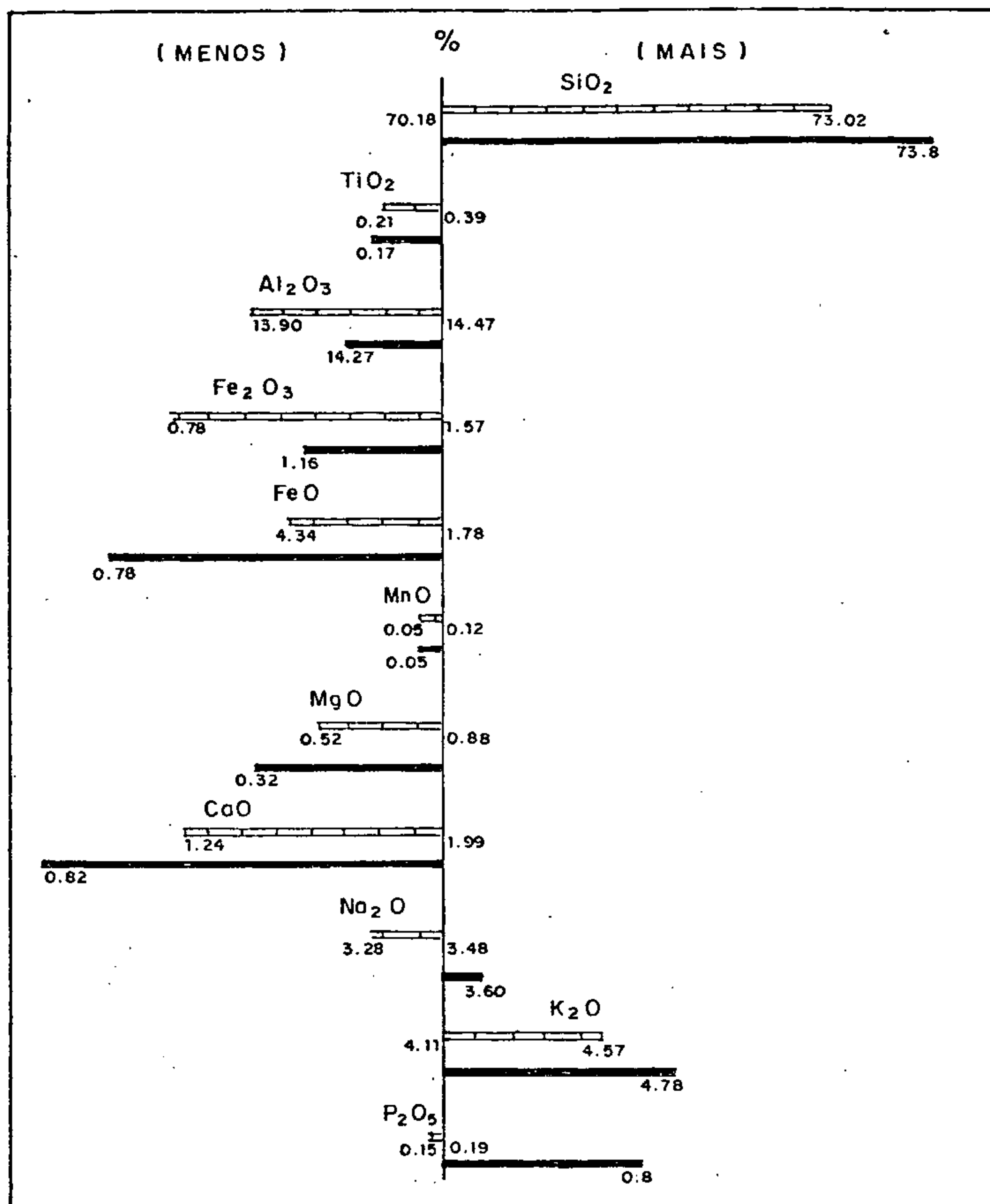


FIGURA 56 - Diagrama triangular Q-Ab-Or ( TUTTLE & BOWEN, 1958 ) onde são plotados os pontos figurativos do Granito Serra do Acari, considerados como especializados a es tanho.







 MÉDIA DOS GRANITOS ESTANÍFEROS  
 MÉDIA DOS GRANITOÍDES SERRA DO ACARI

FIGURA 57 - Comparação das concentrações dos óxidos maiores (em %) entre a média dos granitos (linha central vertical), a média dos granitos estaníferos (STEMPROK & SKUOR, 1974) e a média dos granitóides Serra do Acari.



em  $Al_2O_3$ ,  $MgO$  e  $CaO$ . Certos constituintes individuais, tais como o  $SiO_2$ , têm sido tão enfatizado que EDWARDS & GASKIN (1949) afirmam que os *granitos estaníferos* são conspicua mente ricos em sílica, mesmo entre os granitos ácidos e, mais recentemente, esta característica tem sido salientada por HESP (1971) e FLINTER (1972). Essas particularidades químicas apoiam a teoria generalizada de que os granitos estaníferos se tornam enriquecidos em elementos granitófi los e empobrecidos nos elementos granitófobos.

A correlação entre a mineralização estanífera e a composição em macroelementos, após uma série de investi gações a nível internacional, não é de aplicação universal, pois, à exceção da tendência geral para um aumento nas con centrações de  $SiO_2$  e  $K_2O$ , não existe outra peculiaridade distintiva dos macroelementos. O excesso de  $SiO_2$  e  $K_2O$  re fletiria, apenas, o significativo número de leucogranitos e alaskitos associados à mineralização estanífera e é esta alta proporção de granitóides alaskíticos, fortemente dife renciados (figura 42) na unidade Serra do Acari, que favo rece a obtenção de altos valores de  $qz$ , como visto, no dia grama de diferenciação de KÖHLER & RAAZ (1951) (figura 58). Nesse diagrama são mostradas as posições dos pontos repre sentativos dos granitóides Serra do Acari, refletindo suas proporções relativas de  $qz$ ,  $F$  e  $Fm$ , cujos índices foram calculados a partir da composição dos macroelementos. Como todos os índices  $qz$  foram positivos, somente o lado esquer do do diagrama de diferenciação é mostrado. Da análise do diagrama, pode ser salientado que há uma acentuada disper são dos pontos, porém, existe um notável agrupamento de pon tos em uma área limitada pelos índices  $qz$  de 70 - 80%,  $F$  de 18 - 25% e  $Fm$  de 5 - 15%. A diferença fundamental dos grani tóides Serra do Acari, quando comparados com outros grani tóides estaníferos, é o mais alto valor no índice  $qz$  refle tindo tipos altamente silícicos. Contudo, a utilização des te diagrama é limitativo e restritivo, pois muitas rochas

- GRANITO SERRA DO ACARI
- ADAMELITO ÁGUA BRANCA

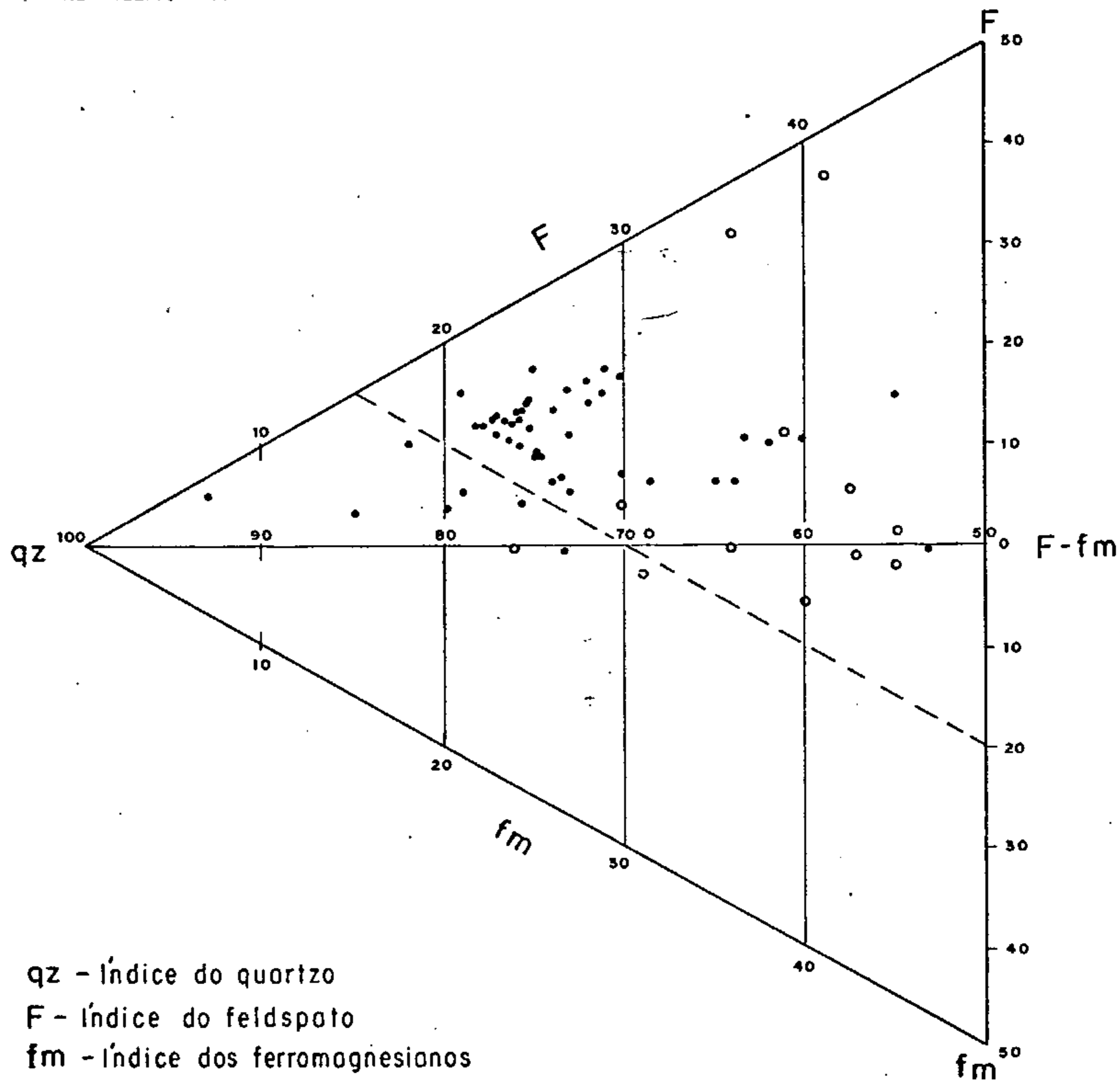


FIGURA 58 — Diagrama de diferenciação (KOHLEK & RAAZ, 1951), mostrando a posição das rochas graníticas da unidade Serra do Acari (circulo fechado) e Agua Branca (circulo aberto).

que não estão associadas com depósitos estaníferos também se posicionam dentro da área do diagrama de diferenciação onde os granitos estaníferos aparecem, ou seja, um índice  $qz$  de 60 - 70%. Esse fato denuncia - sobremaneira - que tais percentuais para o índice  $qz$  não são critérios suficientes para sugerir uma associação de depósitos estaníferos com rochas graníticas.

Outros critérios para a localização de depósitos estaníferos incluem a dosagem de estanho na rocha e/ou na biotita, fundamentados na concepção de que magmas carrean do estanho, produzirão - com maior probabilidade - rochas com mais alto teor neste elemento.

FLINTER (1971) salienta que para o estudo de qualquer granitóide, a iniciativa primeira seria a determinação do seu teor em estanho, e que a diferença entre granitos estéreis e estaníferos, dependeria, unicamente, do teor mínimo em estanho necessário para dar origem a mineralização. BARSUKOV (1967) e FLINTER (1971), baseados em suas próprias observações, estabelecem, arbitrariamente, um valor de 10 ppm como o limite entre os granitos estéreis e os mineralizados.

Um número de 85 amostras do Granito Serra do Acari foi analisado para Sn, por espectrografia de emissão semi-quantitativa, com apenas alguns poucos tipos apresentando teores limites, tendo a maioria concentrações abaixo desse número (10 ppm) ou mesmo não detectados, denunciando - com base nesse critério - baixas favorabilidades para mineralizações estaníferas. Contudo, é discutível a validade universal dessa correlação, pois nas estações JJ-12 e 13, os teores de estanho estão abaixo do limite arbitrário estabelecido de 10 ppm, e o granito aflorante está mineralizado, tendo gerado um depósito aluvionar, atualmente, em exploração rudimentar e com volume, previsionalmente, de médio porte. Além dessas estações, outras, situadas no extre



mo sul da área trabalhada, apresentam um quadro correlativo similar com baixos teores em Sn na rocha, mas com ocorrência de cassiterita no ambiente aluvionar, como se depreende do reconhecimento geoquímico não estratégico realizado.

Outros investigadores têm colocado sérias restrições a essa correlação, pois resultados confusos e conflitantes foram obtidos em Cornwall (HOSKING, 1967) e no nooeste da França (CHAURIS, 1965), onde se conclui que nem o teor de estanho das amostras de granito nem das frações de biotita fornecem evidências do potencial estanífero de uma massa granítica.

A explicação para esta aparente ausência de concordância reside nas dificuldades com a interpretação de dados geoquímicos, sem controle tridimensional, do corpo granítico para examinar suas variações vertical e lateral. Também reside na forma pela qual o estanho estará presente na rocha, pois, diferentes formas, dependerão, primariamente, das condições físico-químicas (pressão, temperatura) e dos fatores geológicos (ambiente tectônico e fatores estruturais) e não da quantidade absoluta de estanho.

Os principais minerais portadores de estanho nas rochas graníticas são titanita, ilmenita, magnetita, biotita e hornblenda. A entrada preferencial do estanho nestes minerais, é função da afinidade cristaloquímica do  $An^{+4}$  para a substituição do  $Ti^{+4}$  e  $Fe^{+3}$ . Sob condições de alta fugacidade de oxigênio, ou seja, uma alta razão  $Fe^{+3}/Fe^{+2}$  (granitóides da série a magnetita de ISHIHARA, 1977), o estanho pode se apresentar em estado tetravalente e ser incoorporado nos minerais acessórios, tais como, magnetita, titanita e ilmenita, durante os estágios precoces da cristalização, gerando, em consequência, uma concentração relativamente baixa em estanho, nos estágios mais tardios da cristalização. Em contrapartida, se as condições forem de bai



xa fugacidade de oxigênio no magma (granitóides da série a ilmenita de ISHIHARA, 1977) o estanho poderá se apresentar em estado bivalente, impossibilitado, então, de entrar nas estruturas dos minerais formadores da rocha e, em consequência, favorecendo a sua acumulação no líquido residual e cristalização como cassiterita - uma fase mineral independente.

Um número de 53 amostras de granito Serra do Acari é plotado em diagrama  $Fe_2O_3/FeO$  contra o índice de diferenciação de THORNTON & TUTTLE (1960) (figura 59), denunciando a existência dominante da magnetita em relação a ilmenita - comportamento químico incoerente para a proposição mineralógica de ISHIHARA (1977). Contudo, os concentrados de bateia, coletados no sistema fluvial que drena os granitóides Serra do Acari, denunciam de forma paradoxal e contrária a essas evidências, uma acentuada dominância de ilmenita em relação à magnetita (tabela 16), tornando obscura e indecifrável - ao estágio atual de conhecimento - as relações de concordância e/ou discordância entre as diferentes evidências química ( $fO_2$ ) e mineralógica. Ressalta-se que COLEMAN (1981) tem demonstrado que em alguns casos, mudanças significativas na fugacidade do oxigênio podem ocorrer durante a cristalização do magma granítico, de tal sorte que uma distinção dos granitos tipo I e S (CHAPPELL & WHITE, 1974) baseada sobre a presença de magnetita ou ilmenita poderia ter aplicação limitada. As tendências observadas na tabela 17 parecem refletir diferenças fundamentais existentes na região ou área fonte dos dois tipos de granitos. A relativa alta fugacidade do oxigênio observada nos granitóides Serra do Acari, contrariando a baixa razão  $Fe_2O_3/FeO$ , atribuída como característica dos granitos tipo S, poderia ser explicada, em parte, pela natureza composicional da crosta continental na área, a qual sendo considerada como predominantemente ortoderivada, não conteria os agentes redutores, tais como os folhelhos grafitosos. Adi

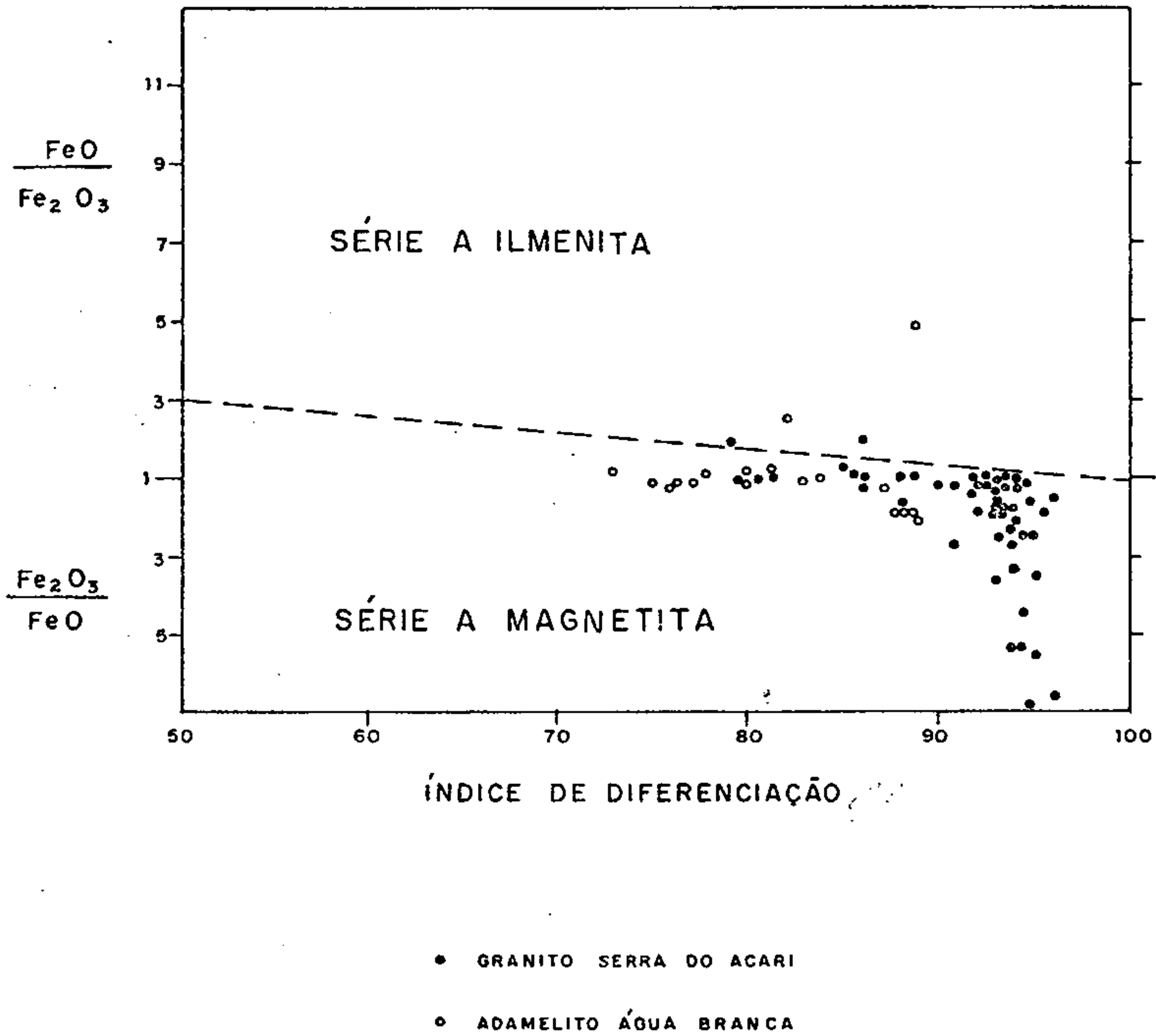


FIGURA 59 - Razões  $Fe_2O_3 / FeO$  (%) *versus* índice de diferenciação para os granitoides Serra do Acari (círculo fechado) e Adamelito Água Branca (círculo aberto) usadas para a caracterização em termos de séries a ilmenita ou magnetita. A linha tracejada separa as duas séries.

MINERAL AMOSTRA	MAGNETITA	ILMENITA	CASSITERITA	TOPÁZIO
AB - 01	3 - 13	135 - 202	3	3
AB - 19	19	467 - 935	19	—
AB - 23	5	23 - 115	5	5
AB - 25	10	260 - 520	10	10
AB - 29	10	10 - 50	10	10
AB - 34	68	340 - 1702	68	68 - 340
AB - 38	60	4492 - 5990	60	60
AB - 42	4 - 22	225 - 337	4	4
AB - 49	14	690 - 1035	14	—
AB - 65	30	2235 - 2980	30	—
AB - 108	6 - 31	315 - 472	6	6
AB - 144	93	7913 - 9310	93	—
AB - 145	6	285 - 427	6	6
AB - 153	116	8667 - 11570	116	—
AB - 155	157	11820 - 15760	157	157
AB - 180	67	5047 - 6730	67	—
AB - 264	89	6712 - 8950	89	89 - 447
AB - 314	23	113 - 567	23	1702 - 2270
AB - 316	13	13 - 66	13	997 - 1330
AB - 321	7	330 - 495	7	7
AN - 01	13	317 - 635	13	13
AN - 02	1	65 - 97	6 - 32	6 - 32
AN - 03	1	5 - 25	1 - 5	50 - 75
AN - 04	1 - 4	45 - 67	1	1
AN - 05	2 - 11	115 - 172	2	2
AN - 06	3	15 - 75	3	3
AN - 09	5	270 - 405	5	5
AN - 12	1	75 - 112	1	7 - 22
AN - 14	3	17 - 87	3	17 - 87
AN - 15	3	17 - 87	3	17 - 87
AN - 16	3	17 - 87	3	17 - 87
AN - 17	7	177 - 355	7	35 - 177
AN - 18	2	10 - 50	2	10 - 50
AN - 19	2	11 - 57	2	2
AT - 33	30	2250 - 3000	30	30 - 150
AT - 64	41	3105 - 4140	41	41
AT - 74	35	2617 - 3490	35	35
AT - 91	3	202 - 270	3	3
AT - 95	47	3510 - 4680	47	47
AT - 144	9 - 125	9 - 125	2	2
AT - 155	19 - 95	950 - 1425	19	19
AT - 156	68	5130 - 6840	68	68 - 342
AT - 166	36 - 178	178 - 892	36	892 - 1785
AT - 167	28 - 142	710 - 1420	28	142 - 710
AT - 172	3	80 - 160	3	3 - 16
CS - 52	13	982 - 1310	13	—
CS - 56	18	1387 - 1850	18	—
CS - 58	6 - 32	487 - 650	6	—

TABELA 16 - Resultados analíticos semi-quantitativos (g/m<sup>3</sup>) em concentrados de bateia coletados em leito ativo, provenientes de 10 litros de material em área de influência do Granito Serra do Acari.



TABELA 17 - PROPRIEDADES DOS GRANITOS CONTRASTANTES  
 (TIPO I E S MODIFICADO DE CHAPPELL & WHITE) COMPARA  
 DAS COM AS DO GRANITO SERRA DO ACARI E ÁGUA BRANCA

TIPO S	SERRA DO ACARI
1. Relativamente baixo teor em Na <sub>2</sub> O, normalmente 3,2% em rochas com 5% K <sub>2</sub> O, decrescendo para 1,2% em rochas com ~ 2% em K <sub>2</sub> O	1. Na <sub>2</sub> O varia de 2,5% a 5,1% em rochas variando de 3,6% a 6,4% K <sub>2</sub> O
2. Mol. Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> / (Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O+CaO) 1.1	2. Mol. Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> / (Na <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +K <sub>2</sub> O+CaO) 1.1 (Média de 1,5)
3. Corindon normativo 1%	3. Corindon normativo variando de 0,2 a 4,7%
4. Composição restrita a tipos com alto SiO <sub>2</sub>	4. Teores de SiO <sub>2</sub> variando de 65 a 78%
5. Diagramas de variação irregular	5. Diagramas de variação irregular
6. Razão inicial Sr <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup> 0.708	6. Razão inicial Sr <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup> = 0.7149 ± 0.0025
7. Biotita e muscovita comuns	7. Biotita é o varietal mais comum
8. Sn associado com tipos alto SiO <sub>2</sub>	8. Sn associado com tipos alto SiO <sub>2</sub>
TIPO I	ÁGUA BRANCA
1. Relativamente alto teor Na <sub>2</sub> O, normalmente, 3,2% nas variedades mais fêlsicas, decrescendo para 2,2% nos tipos mais máficos	1. Relativamente alto teor de Na <sub>2</sub> O, variando de 2,4% a 4,7% em rochas variando de 3,6 a 4,8 K <sub>2</sub> O
2. Mol. Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> / (Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O+CaO) 1.1	2. Mol. Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> / (Na <sub>2</sub> O+CaO) 1.1 (média 1.8)
3. Corindon normativo 1%	3. Corindon normativo variando de 0,4% a 5,7%
4. Larga faixa de variação nos teores de SiO <sub>2</sub> (56% - 75%)	4. Teores em SiO <sub>2</sub> variando de 62% - 76%
5. Diagramas de variação algo regular a linear	5. Diagramas de variação algo regular
6. Razão inicial Sr <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup> variando de 0.704 - 0.706	6. Razão inicial Sr <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup> = 0.70225 ± 0,00031
7. Hornblenda e titanita comuns	7. Hornblenda e titanita comuns
8. Estanho não associado	8. Estanho não associado



cione-se a isto, o fato das razões  $Fe_2O_3/FeO$ , serem susceptíveis de largas variações, em função de possível "breakdown" da biotita, com conseqüente formação de hematita, mineral frequentemente observado em algumas seções polidas dos granitóides Serra do Acari.

Diferentes métodos têm sido sugeridos para a caracterização do potencial estanífero dos granitóides, utilizando-se farejadores mineralógicos (HOSKING, 1967; KLOOSTERMAN, 1967, 1970), usando-se combinações de caracteres mineralógicos, petrológicos e químicos (RATTIGAN, 1964; FLINTER *et alii*, 1972; HESP & RIGBY, 1974), concentrações e dispersões dos elementos (TAUSON & KOSLOV, 1973), índices petrológicos (SATTRAN & KLOMINSKY, 1970; FLINTER *et alii*, 1972) e critérios mineralógicos, geotectônicos e geoquímicos (TISCHENDORF, 1977).

CHAPPELL & WHITE (1974) sugeriram, com base em dados de campo, petrológico e geoquímico que as rochas graníticas do sudeste da Austrália derivaram de uma fonte ígnea (tipo I) ou sedimentar (tipo S). As características petrográficas, mineralógicas e geoquímica do Granito Serra do Acari (tabela 17) sugerem uma formação pela solidificação de um magma derivado por fusão parcial de um parental sedimentar ou crustal. Contrastantemente, o Adamelito Água Branca mostra características inerentes aos granitos do tipo I - não especializados a estanho. As significativas discordâncias observadas entre os granitos do tipo I e o Adamelito Água Branca - nos itens 2 e 3 da tabela 17 - são reflexos da natureza alto aluminosa do Adamelito Água Branca.

Tem sido longamente reconhecido que os elementos-traço, particularmente os voláteis, têm desempenhado um papel extremamente importante na formação dos depósitos associados aos granitóides. Dentre estes, destacam-se o Sn, Li, Rb, W, Mo, Be, F, Nb e Zr como componentes metalogenéticos importantes das rochas graníticas, assim como, são

considerados indicadores no reconhecimento do potencial metalogenético destas rochas. Salienta-se, contudo, que sob a ótica da dispersão primária, as acumulações dos elementos-traço nas diversas fases evolutivas, incluindo o estágio mineralizante, podem representar resultados parciais de um único processo uniforme (diferenciação magmática) ou representar resultados parciais de vários processos independentes (pré-concentração e secreção lateral).

Numerosas investigações têm sido realizadas concernentes aos teores de Sn, bem como ao controle de sua distribuição, objetivando definir o teor limite que permita distinguir os granitos estaníferos dos não estaníferos. Como já frisado, BARSUKOV (1967) e FLINTER (1971) estabeleceram um limite de 10 ppm na distinção desses dois tipos. TISCHENDORF (1977) sugere  $30 \pm 20$  ppm de Sn como a média para os granitos estaníferos e  $10 \pm 5$  ppm de Sn para os precursores dos granitos estaníferos. Para o Granito Serra do Acari, veja tabela 18.

O Li é um importante elemento indicador pela sua afinidade geoquímica com o Sn, e a relação dos depósitos estaníferos com granitóides ricos em Li tem sido uma observação frequente. TISCHENDORF (1977) sugere uma média de  $400 \pm 200$  ppm de Li, que é considerada alta, pela interferência de valores extremamente altos; devido a enriquecimentos anômalos de duas províncias consideradas no cálculo da média. Excluídos esses valores, uma média mais representativa é considerada de  $200 \pm 100$  ppm de Li. O Granito Serra do Acari apresenta valores de concentração variando de 5 a 190 ppm de Li e uma média de 24 ppm. Os parâmetros estatísticos - geoquímicos, calculados numericamente, indicam um limiar de anomalia possível, da ordem de 80 ppm, valor este materializado nos granitóides ocorrentes nas estações AT - 70 (190 ppm), AT - 160 (180 ppm) e AT - 169 (98 ppm).

O Rb é muito similar em caráter iônico e químico

ELEMENTO	VARIAÇÃO DOS TEORES	BACKGROUND	ALTO BACKGROUND	ANOMALIA POSSÍVEL	ANOMALIA PROVÁVEL
Li	5 - 190	24	52	80	108
Rb	70 - 1000	371	529	687	845
Be	0,1 - 20	3	6	9	12
Nb	5 - 50	9	18	27	36
Sn	5 - 15	3	6	9	12
F	60 - 3600	912	1.655	2.398	3.141
Zr	15 - 1000	142	287	432	577
Y	10 - 700	75	176	207	378
La	10 - 1000	159	306	453	600

TABELA 18 — Parâmetros estatísticos - geoquímicos, calculados numericamente, para o Granito Serra do Acari. Os teores são dados em ppm.





ao K, com o qual mostra uma forte coerência. As maiores concentrações de Rb verificam-se, sob condições de extremo fracionamento magmático, embora tais concentrações não permitam a formação de uma fase mineral independente. O seu enriquecimento no ambiente magmático é, particularmente, indicado pela sua relação com o K, manifestando um decréscimo na razão K/Rb. TISCHENDORF (1977) propõe uma média de  $550 \pm 200$  ppm de Rb e de 100 ppm na razão K/Rb para os granitos estaníferos. No Granito Serra do Acari, é obtida uma média de 271 ppm de Rb e uma média de 107 para a razão K/Rb. O valor desta razão, quando comparado com a razão normal K/Rb de 200 para as rochas crustais, pode ser considerado como relativamente baixo e se situaria no grupo dos granitos tardi-diferenciados (TAYLOR, 1965), o que implica num alto grau de fracionamento (BUTTLER *et alii*, 1962). O alto *background* obtido de 529 ppm de Rb para o Granito Serra do Acari e quando comparado com a média de 550 ppm de Rb, mostra a existência - nesta unidade - de ocorrências altamente fracionadas e, conseqüentemente, especializadas, como nas estações AT-70 (1.000 ppm), AT-22 (580 ppm), AT-89 (570 ppm), AT-158 (540 ppm), AT-160 (720 ppm), AT-12 (520 ppm), AT-13 (540 ppm), AT-15 (520 ppm), CS-67 (520 ppm), AB-160 (520 ppm), AB-218 (520 ppm), AN-50 (560 ppm), AN-07 (630 ppm), AN-39 (640 ppm) e AN-21 (590 ppm).

TISCHENDORF (1977) propõe uma média de  $13 \pm 6$  ppm de Be nos granitoides, o que significa um enriquecimento de aproximadamente 2,6 vezes ao se considerar o *clark* de 5 ppm. Para o Granito Serra do Acari foi obtido, numericamente, um *threshold* de 9 ppm de Be, e as amostras com concentrações a partir deste valor têm suas ocorrências nas estações AT-13 (20 ppm), JJ-13 (10 ppm), AN-12 (15 ppm) e valores situados entre o alto *background* e o *threshold* acima, ocorrem, nas estações AN-39 (7 ppm), AT-152 (7 ppm), AT-172 (7 ppm) e AT-158 (7 ppm).

Referências sobre a importância do F são frequen



tes, concernentes ao seu papel no processo concentrador de Sn, pela íntima coerência e correlação positiva existente entre ambos. Nesse sentido, é comum enfatizar-se que altos teores em voláteis, especialmente o F, são pré-requisitos para a formação dos granitos estaníferos, com alguns investigadores afirmando, enfaticamente, que o mais importante critério para a formação dos depósitos de estanho, relacionados às intrusões graníticas, é o alto teor em F e não um alto teor em Sn. Esta afirmação atinge níveis paroxísmicos e tem sua parcela de convencimento e credibilidade, quando se analisam as concentrações de F e Sn nos granitóides Serra do Acari, onde os teores de Sn são baixos e os teores de F relativamente altos, com mineralização estanífera materializada através ocorrências significativas no ambiente aluvionar.

TISCHENDORF (1977) sugere um valor médio de 2.700  $\pm$  1.500 ppm de F para os granitóides estaníferos, o que significa um enriquecimento de, aproximadamente, 4,3 vezes em relação ao *clark* de 850 ppm de F. A extrema variação de valores (60 ppm - 3.600 ppm) no Granito Serra do Acari, é altamente significativa, ocasionando, um grande desvio padrão. O limiar da anomalia possível obtido, traduz um valor de 2.398 ppm de F para o Granito Serra do Acari, o que favorece a identificação de tipos especializados a flúor e, sugestivamente, especializados a estanho, tais como, os o correntes nas estações AT-160 (2.750 ppm), AN-12 (2.300 ppm), AN-48 (2.600 ppm), AT-11 (2.400 ppm), AT-13 (2.800 ppm), AT-94 (3.600 ppm) e AT-169 (2.400 ppm).

Os teores em Zr para o Granito Serra do Acari são baixos, com uma média de 142 ppm e com uma variação de 15 a 1.000 ppm. O valor médio obtido é considerado normal para esses granitóides calcialcalinos a alcalinos de linha gem hiperaluminosa a biotita e hornblenda hastingsítica. A distribuição do Zr é, em parte, refletida pelo mineral zircão - acessório algo frequente entre os granitóides Serra



do Acari. Para os granitos jovens nigerianos, existe uma definida relação entre o teor de Zr e o coeficiente de agpaicidade, sendo este, usado como uma expressão quantitativa da alcalinidade. Esta significativa correlação positiva entre os teores de Zr e o correspondente coeficiente de agpaicidade - observados nos granitos jovens nigerianos - traduz a íntima interrelação entre a distribuição do Zr e as condições de alcalinidade prevalecentes durante a evolução do granito. A tabela 19 contém os valores do coeficiente agpaítico e correspondentes teores de Zr, para 53 amostras do Granito Serra do Acari, e mostra uma muito estreita variação nesse coeficiente com 50 amostras exibindo valores de 0,5 a 0,6 e apenas 3 amostras atingido o valor de 0,7, o que corrobora o caráter não peralcalino dos granitóides em estudo, justificando, assim, a média obtida de 142 ppm de Zr, embora, com um relativo grande desvio padrão de 145.

Os parâmetros estatísticos - geoquímicos são calculados, adicionalmente, para Y, Nb e La como mostrado na tabela 18.

Desde, aproximadamente, 15 anos atrás, as investigações científicas concernentes à caracterização do potencial estanífero, nos granitóides, estão polarizadas para o reconhecimento de padrões geoquímicos, envolvendo, fundamentalmente, as peculiaridades dos macro e traço-elementos. Em consequência tem-se relegado a um plano secundário os critérios petrológicos ou de observação petrográfica, que entendemos - por outro lado - constituírem ferramenta fundamental e significativa para caracterização do potencial estanífero.

Do ponto de vista petrológico, entende-se, que de um modo geral, a evolução das rochas graníticas alcalinas anorogênicas atinja um estágio tardi-pós-magmático, envolvendo fases fluídas residuais, cuja composição influencia e reflete a natureza dos minerais componentes. As transfor



AMOSTRA	AB-11	AB-12	AB-25a	AB-33	AB-118	AB-121	AB-136	AB-154
COEFICIENTE AGPAÍTICO	0,5	0,6	0,5	0,6	0,5	0,5	0,5	0,5
Zr	200	150	70	100	200	70	150	30
AMOSTRA	AB-160	AB-162	AB-166	AB-218	AB-237	AB-273b	AB-321	AN-21
COEFICIENTE AGPAÍTICO	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,6	0,6
Zr	150	70	150	100	70	30	50	150
AMOSTRA	AN-39	AN-07	AN-50	AT-12	AT-13a	AT-15a	AT-22	AT-23a
COEFICIENTE AGPAÍTICO	0,6	0,6	0,6	0,7	0,6	0,6	0,6	0,6
Zr	200	70	150	20	50	100	100	70
AMOSTRA	AT-25	AT-33a	AT-76	AT-89	AT-95	AT-122	AT-153	AT-156
COEFICIENTE AGPAÍTICO	0,6	0,6	0,6	0,6	0,7	0,6	0,6	0,6
Zr	70	70	500	70	50	70	15	1000
AMOSTRA	AT-158	AT-160	AT-165	AT-167	AT-172	AT-172	AT-176	AT-177
COEFICIENTE AGPAÍTICO	0,6	0,6	0,7	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6
Zr	200	70	100	100	150	70	50	100
AMOSTRA	CS-06	CS-65	CS-67	CS-72	CS-86	CS-87	CS-90	CS-155
COEFICIENTE AGPAÍTICO	0,6	0,6	0,6	0,5	0,6	0,6	0,5	0,5
Zr	100	500	70	150	200	200	150	150
AMOSTRA	CS-156	CS-158	CS-159	JJ-12	JJ-13	$K = \frac{Na_2O + K_2O}{Al_2O_3}$		
COEFICIENTE AGPAÍTICO	0,5	0,5	0,5	0,6	0,6			
Zr	50	150	200	300	150			

TABELA 19 - Valores do coeficiente agpaítico (K) e teores de zircônio (ppm) do Granito. Serra do Acari.





mações petrológicas e mineralógicas estão em relação direta com os fenômenos ou processos de substituição autometasomática, a implicar, na recristalização dos minerais, prolongada hidratação e re-equilíbrio dos minerais da fase magmática (preexistentes) com os da fase tardi-pós-magmática (neominerais).

Esses processos provocam, via de regra, um enriquecimento em vários elementos metalíferos importantes, de afinidade granítica, tais como, Sn, W, Be, Mo, N, Ta, e uma conseqüente depleção em Sr e Ba.

Os granitóides da unidade Serra do Acari constituem rochas alcalinas de linhagem hiperaluminosa *subsolvus* a biotita que exibem, frequentemente, efeitos de incipiente a moderada alteração tardi a pós - magmática, indicando a existência pretérita de zonas apicais apograníticas erodidas. Isto se depreende do fato de se considerar o nível atual de exposição do corpo granítico - onde as amostras analisadas foram coletadas - como inerente e a zona subapical na visualização do seu zoneamento mineralógico e geoquímico vertical.

A investigação petrográfica denuncia, entre alguns tipos da unidade Serra do Acari, processos de alteração tardi e pós-magmática, refletida pela presença de neobita periférica ou marginal, clorita e muscovita - sericita como esferulitos fibrorradiados, intersticiais (fotomicrografia 07), rocha graisenizada (fotomicrografia 08), circunstancial fluoritização e uma generalizada argilização e cuja visualização mais globalizada está contida no diagrama triangular Q - Ab - Or (figura 60), que mostra os *trends* das transformações tardi-pós-magmáticas, como uma *tendência* para área em estudo.

É evidente que todas essas observações petrográficas - com destaque para as peculiaridades texturais e mineralógicas que denunciem o tipo de alteração (tipo de mo





CPRM



FOTOMICROGRAFIA Nº 07

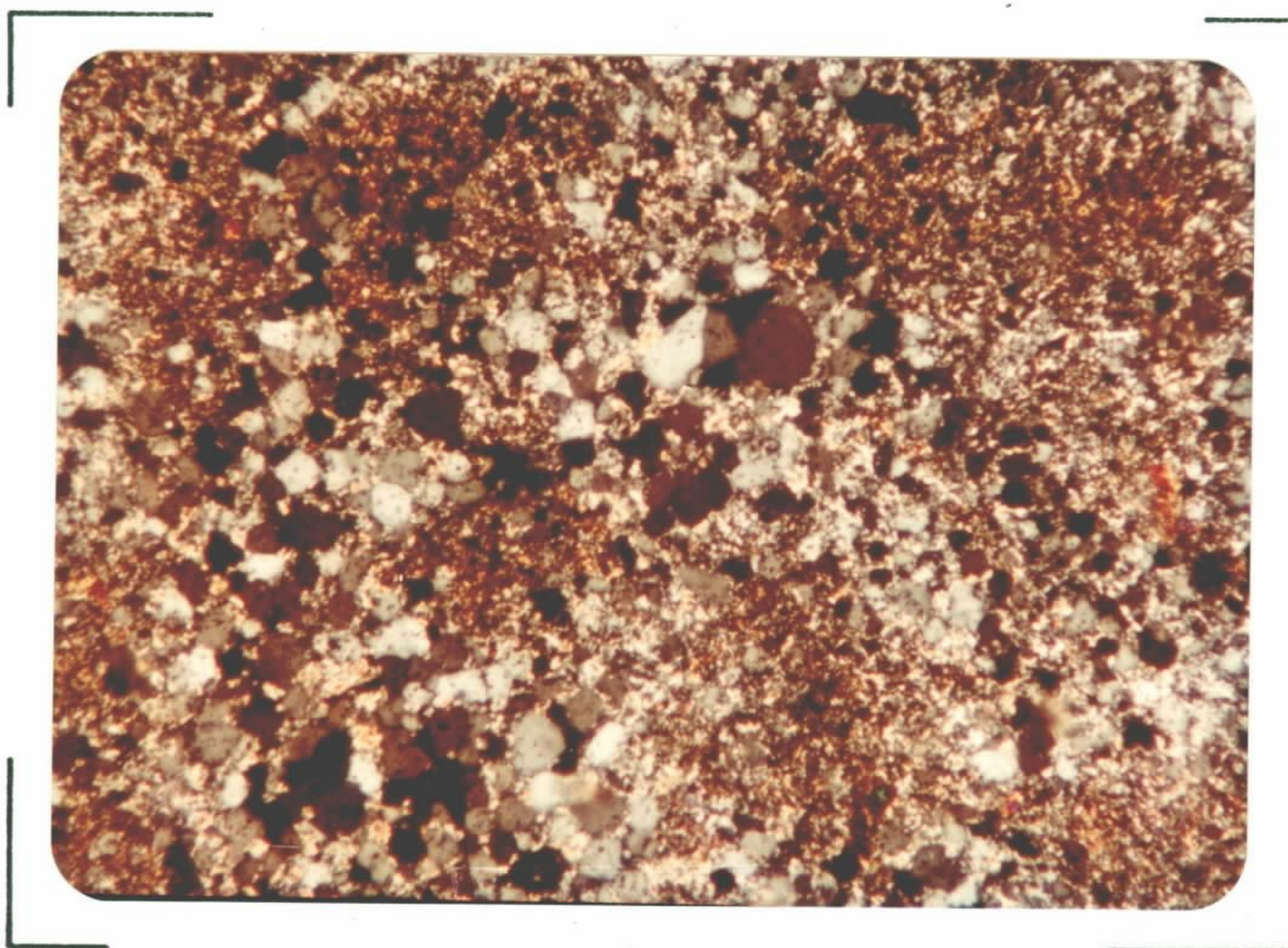
Estação AT-R-70 - Álcali-feldspato granito alas  
kítico - Aumento: 10X-LP - Granito Serra do Aca  
ri - Margem direita do baixo curso do rio Mapue  
ra - Vista parcial em seção delgada em que se  
observa um processo de feldspatização tomando  
forma de albitização. Os cristais ortoclásio  
pré-existentes são parcialmente transformados a  
albita, cuja neoformação se processa primeira  
e preferencialmente ao longo das bordas. Obser  
va-se, igualmente, a biotita parcialmente clori  
tizada, cuja massa é constituída por um aglome  
rado de microesferulitos, de localização inters  
ticial, xenomórfica, refletindo uma inversão na  
ordem de cristalização.

Esse fenômeno ou processo evolutivo é material  
zado pela investigação petrográfica que ajuda  
sobremaneira - na identificação dos apogranitos  
metaloteto litológico estanífero.





C P R M



FOTOMICROGRAFIA Nº 08

Estação AT-R-129 - Graisen - Aumento: 10X-LP -  
Baixo curso do rio Cachorrinho - Vista parcial  
em seção delgada mostrando a associação quartz  
zo + muscovita como fases minerais dominantes.  
Minúsculos cristais idiomórficos de cassiteri  
ta e topázio ocorrem como acessórios em quanti  
dades algo significativas.



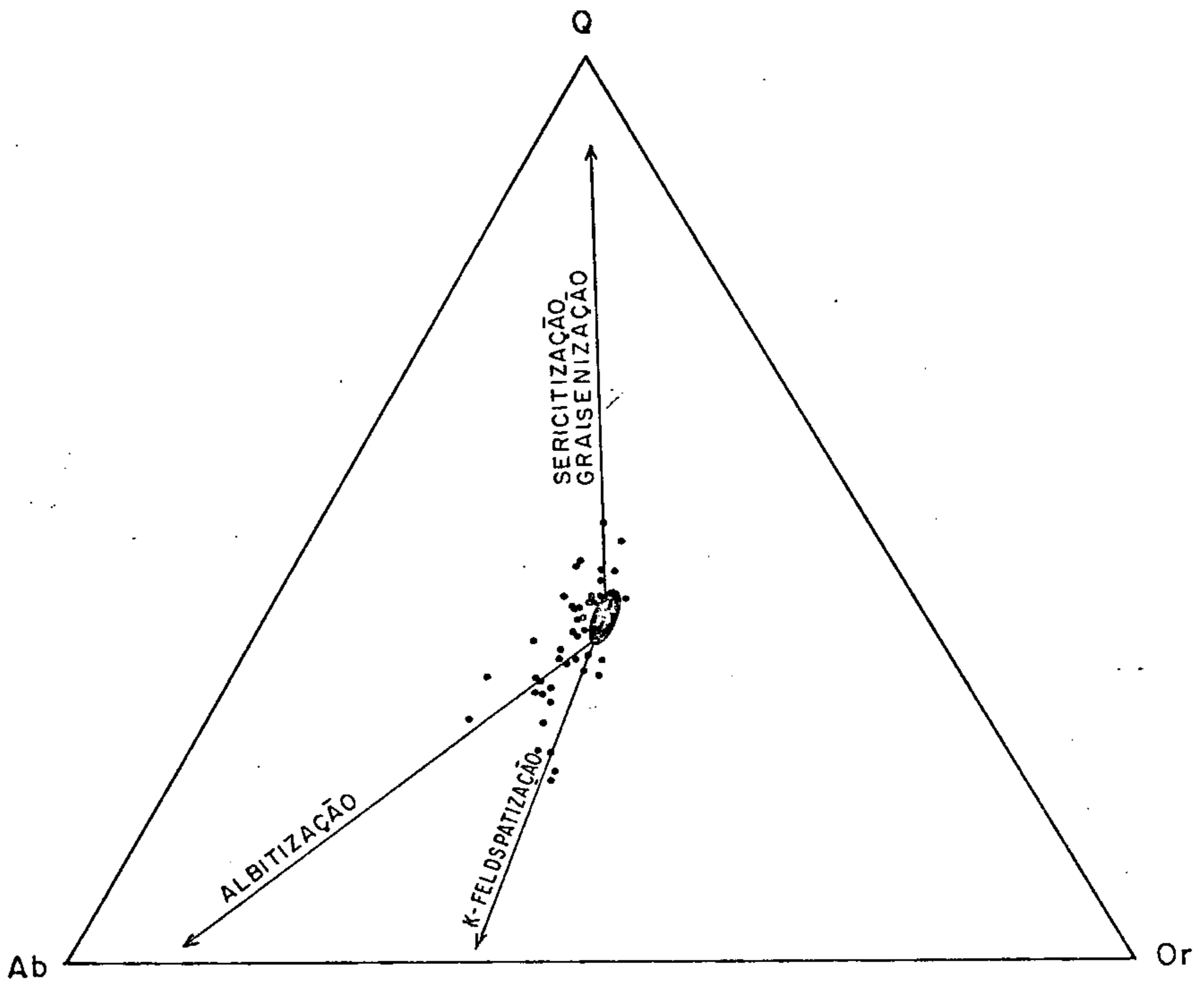


FIGURA 60 — Diagrama triangular Q - Ab - Or normativo mostrando os "trends" de variações composicionais em função das alterações tardi-pós-magmáticas dos granitóides Serra do Acari na área em estudo.





dificação no mineral original) e a profundidade ou intensidade desta alteração - atuarão como valiosíssima ferramenta na caracterização do potencial estanífero de um determinado corpo granítico e - com maior grau de segurança - na seleção de áreas-alvo para prospecção e pesquisa mineral.

Na área em estudo, a mineralização estanífera está materializada pela ocorrência de concentrados de cassiterita, no ambiente aluvial, em função das condições climáticas e orográficas favoráveis. Sob essas condições, os minerais componentes dos granitóides Serra do Acari tais como os feldspatos, as micas, os anfibólios e possíveis sulfetos, são completamente decompostos e dissolvidos pelo processo intempérico químico dominante e, facilmente transportados e eliminados pelo sistema de corrente fluvial instalado e superimposto. Em decorrência, o quartzo e outros minerais opacos pesados e resistentes se depositam e se concentram - a diferentes intervalos de distância da área fonte - nos sedimentos aluvionares aos níveis de cascalho e leito ativo, constituindo depósitos detríticos.

É a integração destes diferentes métodos científicos de investigação que se tenta efetuar neste trabalho de reconhecimento geológico - com ênfase à mineralização estanífera - e que permite a elaboração de uma prognose metalífera indicando áreas com diferentes potencialidades e favorabilidades, a nível qualitativo, visualizadas com base nas hipóteses científicas associadas aos objetos geológicos disponíveis - seus metalotetos reveladores.

Na porção norte da área em estudo, é registrada a existência de granitóides pertencentes à Suíte Metamórfica Guianense (embasamento) e à unidade Adamelito Água Branca (pré-Uatumã), em proximidade espacial, porém, com pequenas diferenças cronológicas. Este relacionamento e contexto geológico assomante na área, conduz à uma prognose metalogenética aurífera, a julgar, pela existência de quadro



similar, em outras porções do Craton Amazônico, com metalização aurífera materializada a níveis econômicos. Esta correlação à mais larga distância, fundamenta-se, assim, no conhecimento e experiência geológica adquiridos, principalmente, no sul do Estado do Pará, onde granitóides do tipo Parauari e Juruena são intrusivos no Complexo Xingu e Suíte Metamórfica Cuiú-Cuiú, gerando mineralizações auríferas, num processo do tipo *ouro emprestado* (Mac GREGOR, 1951). Este processo fundamenta-se na concepção de que os granitóides do embasamento, englobando encraves ou mesoxenólitos de anfibolito, dispersos como fragmentos restíticos e refratários de pretérito *greenstone belt*, seriam portadores de ouro em concentrações anti-econômicas - a nível de ppb.. A subsequente intrusão de granitóides pós-orogênicos/anorogênicos, provocaria um acréscimo no gradiente térmico ambiental, facilitando a remobilização do ouro anti-econômico existente e sua precipitação e concentração - níveis econômicos explotáveis - segundo condições físico-químicas e estruturais favoráveis. Essas condições são obtidas na fase final de consolidação do corpo granítico, quando este atinge o estágio hidrotermal com formação de veios de quartzo aurífero, nas zonas de mais baixa energia livre - as do fissuramento, por resfriamento, nas zonas apicais. A atuação de um sistema de drenagem fluvial superimposto favoreceria uma concentração mecânica aluvionar de mais fácil explotabilidade.

Esse quadro geológico apresenta mais semelhanças do que dissimilaridades, com o existente na porção norte, da área em estudo, envolvendo as unidades Guianense e Água Branca, atuando - sobremaneira - como um metaloteto revelador, o que possibilita uma convincente correlação, a julgar pelo índice aurífero ( $-1 \text{ g/m}^3$ ) resgistado na estação CS - 26, no alto curso do rio Cachorro, permitindo elaborar uma prognose metalífera como medianamente favorável.

O regular relacionamento existente entre a forma



ção dos depósitos minerais e o desenvolvimento da crosta terrestre é refletida nas especificidades metalogenéticas das principais estruturas geológicas e de suas partes componentes. Ressalte-se que, durante o período de emergência da metalogenia, como um novo ramo da ciência geológica, a penas os geossinclinais e as plataformas eram os únicos e lementos estruturais maiores da crosta terrestre, sobre os quais os materiais factuais - concernentes ao potencial mi neral - eram analisados e considerados.

O conhecimento das regularidades na distribuição dos depósitos endógenos na crosta terrestre foi enriqueci do pela identificação de condições geológico-geotectônicas que diferem, fundamentalmente, das existentes nas regiões geossinclinais e de plataforma. Estas condições são inere ntes a um processo específico, desenvolvido em estágio pós-plataformal, no curso do desenvolvimento da crosta terres tre, cujos elementos tectônicos são equiparados, em signi ficância, aos geossinclinais e às plataformas. Essas re giões, envolvidas nestes processos, são denominadas regiões de ativação autônoma (SHCHEGLOV, 1966a, b, 1967), sendo pre cedidas por estágios de evolução geossinclinal - plataforma e consideradas como um elemento estrutural maior da crosta terrestre com peculiaridades metalogenéticas próprias.

A análise do contexto geológico exibido na área da Folha SA.21-V-B, permite visualizar e estabelecer algu mas analogias com as regiões de ativação tectonomagnética autônoma, do ponto de vista geotectônico-metalogenético. A área em estudo, compreende, apenas, uma pequena parte seto rial do trato crustal maior, que é o Craton Amazônico, e é essa visualização regionalizada do craton que possibilita a caracterização tectônica e metalogenética da região.

Considera-se o Craton Amazônico, após sua estabi lização tectônica, como sendo palco de ativações autônomas, envolvendo uma complicada combinação de fenômenos tectôni



cos e magmáticos, que teriam conduzido o craton a reajustamentos estruturais significativos, em vários períodos geocronológicos, denunciando suas mais intensas e extensas atividades no Proterozóico. Para essas novas formas tectônicas, um especial papel é desempenhado pelas deformações rupturais que determinam a formação - em um primeiro estágio - de depressões superimpostas, preenchidas por material pirogênico e continental, materializado, no craton, pelo plutonismo pré-Uatumã e vulcano plutonismo Uatumã, e, individualizado, na área em estudo, pelo Adamelito Água Branca, Rio lito Lagoa, Andesito Morro da Trava, Granófiro Santidade e Granito Serra do Acari. Um segundo estágio é assomante pela elaboração de depressões superimpostas e preenchidas por material terrígeno continental e, portadoras de carvão, como representado - no craton - pelas formações Gorotire e Rio Fresco, e, individualizados na área em estudo - de forma parcial e incompleta - pela Formação Urupi. O magmatismo deste segundo estágio - segundo o modelo de SHCHEGLOV (1966a, b, 1967) - é de natureza básica alcalina, sendo materializado, na área em estudo, pelo Diabásio Suretama, produto do magmatismo básico calcialcalino a alcalino de tendência absarokítica.

Concernente a mineralizações, o processo de ativação tectonomagmática é considerado como gerador de vários e numerosos depósitos endógenos de valor econômico cujos tipos e natureza são peculiares e inerentes às especificidades de cada estágio de ativação. Na região em estudo, a mineração endógena tem sua materialização na existência de depósitos e ocorrências de estanho, como de geração típica do primeiro estágio.

Indubitavelmente, uma análise metalogenética das regiões de ativação autônoma, requer uma visualização mais regionalizada, e, outros conhecimentos geológicos, semelhantes ao realizado na Folha SA.21-V-B, envolvendo setores ou contextos geológicos similares, são condições mini





mas para esse propósito, que certamente resultará numa prog<sub>no</sub>se mineral, polarizando mais científica e conscientemen<sub>te</sub> os pré-investimentos na busca de específicos bens mine<sub>rais</sub>.

Por outro lado, destaca-se a sensibilidade e re<sub>cept</sub>ividade dos autores - nesta preliminar análise metalo<sub>gen</sub>ética regional - para a evolução dos conhecimentos geo<sub>l</sub>ógicos relativos a teoria da tectônica de placas, numa as<sub>sim</sub>ilação da possibilidade de atuação de tais regimes, mes<sub>mo</sub> no Proterozóico, sob uma ótica essencialmente mobilista.

O relacionamento genético e espacial, entre os depósitos minerais e o regime de tectônica de placas, tem sido enfatizado e investigado - nos recentes anos - com cer<sub>to</sub> grau de detalhe e interesse. A atenção maior é polariza<sub>da</sub> para a metalogenia relacionada às placas convergentes, enquanto a metalogenia dos ambientes tensionais, intracon<sub>tin</sub>entais, não tem sido suficientemente detalhada, tornan<sub>do</sub>-se algo mais nebulosa e indecifrável à medida que se re<sub>cu</sub>a no tempo geológico, como é o caso da área em estudo.

BURKE & DEWEY (1973) e SAWKINS (1976) têm discu<sub>tido</sub> vários aspectos explorando os ambientes intracontinen<sub>tais</sub>, envolvendo *rifteamentos* e salientado que inúmeros im<sub>port</sub>antes depósitos minerais têm se formado nesses ambien<sub>tes</sub>, durante o Precambriano e Fanerozóico, exibindo uma as<sub>soc</sub>iação cronoespacial relacionada a atividades do tipo *hot spot* ou plumas mantélicas, como conceituadas por MORGAN (1972). SILLITOE (1974) considera um tipo particular de de<sub>p</sub>ósito estanífero, como formado distante dos limites das placas litosféricas, em ambiente intraplaca, que tem como um dos representantes mais significativos o ocorrente no Estado de Rondônia e circunvizinhos. Considera, em adição, que essês depósitos estão associados com corpos intrusivos de caráter anorogênico e natureza alcalina a hiperalcalina e que a mineralização é sob a forma de cassiterita, acompa

nhada de topázio em graisens e veios de quartzo.

O Granito Serra do Acari tem sua ambiência geotectônica encravada na placa Sul Americana ou, mais precisamente, no Craton Amazônico, tendo como precursor de sua manifestação, um processo de *rifteamento* intracontinental e que possivelmente estaria íntima e geneticamente relacionado a colunas ou plumas verticais, em convecção ascendente de material mantélico. Em adição, a corroborar as considerações de SILLITOE (1974), os granitóides da unidade Serra do Acari constituem *stocks* e batólitos calcialcalinos a alcalinos e exibem uma característica mineralização estanífera, com ocorrência conhecida de cassiterita e topázio, associados a tipos evoluídos e graisenizados.

As regiões de atividade magmática têm sido atribuídas a *altos* termais, *hot spots* ou plumas mantélicas, com manifestações cronológicas intermitentes.

Sob a ótica da tectônica de placas, segmentos crustais, transitando sobre fixos *hot spots*, seriam afetados tectono-magmaticamente numa sequência *rifteamento* - magmatismo, deixando no rastro de uma migração uma linha de centros plutonovulcânicos. Os magmatismos Água Branca, Uatumã, Parguazense e Rondoniense - no Craton Amazônico - poderiam ser visualizados e analisados como resultantes de tal regime, a julgar pela sua larga distribuição geográfica e significativas e discrepantes idades radiométricas, variando de 1.000 a 1.900 m.a., fatores estes a refletirem, presumivelmente, uma migração do magmatismo em função direta do movimento diferencial entre os *hot spots* fixados e a sobrejacente placa litosférica em movimento.

Na trilha dessa proposição, desdobramentos conceituais são assomantes na universal disputa concernente à fonte primária do estanho, elemento tradicionalmente considerado como derivado da crosta continental. A conceituação de mineralização estanífera, localizada acima de balões mag

máticos mantélicos ascendentes, conduziria à pressuposição da atuação do manto, como uma possível fonte para o estanho e elementos afins e associados. A utilização, contudo, de critério geo-isotópico, com base na razão inicial dos isótopos de Sr, para os granitóides Serra do Acari, denuncia uma fonte crustal para esses granitóides e mineralização estanífera associada. É possível que esse critério ainda não tenha suas restrições e limitações convincentemente identificadas ao estágio atual de conhecimento, a julgar pelas ocorrências estaníferas e associadas, reveladas em regiões da dorsal mesoatlântica em que a crosta continental é ausente.

Um problema assomante, na esteira dessa concepção, resulta na dificuldade do reconhecimento de antigos ambientes *riñteados* ou junções tríptices, conectadas a *hot spots*, que pudessem justificar os eventos magmáticos Água Branca, Uatumã, Parguazense e Rondoniense - dos quais, o primeiro e o segundo têm sua parcial representatividade na área em estudo - como consequência de uma epiroforese proterozóica do Craton Amazônico.

## 6.2 - Carta Metalogenética

### 6.2.1 - Divisões estratigráfica e tectono-geológica

No âmbito da folha em foco, cerca de 95% da área relaciona-se a terrenos proterozóicos, correspondendo os demais 5%, às áreas de exposição do embasamento arqueano, aos aluviões quaternários, às coberturas lateríticas terciárias e, à uma modesta exibição da Formação Trombetas (Siluriano), no extremo S - SE.





Sob a denominação "áreas do embasamento arqueano remobilizado ou não" estão caracterizadas tectonicamente as rochas arqueo-proterozóicas que compõem a Suíte Metamórfica Guianense, litologicamente constituída por adamelitos e granodioritos, os quais encontram-se escassamente distribuídos (se os compararmos aos espécimes proterozóicos) no extremo norte da área (anexo IV).

As rochas vulcânicas/piroclásticas ácidas/intermediárias do Grupo Iricoumé, correspondentes à fase vulcânica do evento Uatumã (Proterozóico Médio) e as sedimentares da Formação Urupi (sobrejacente àquelas e também do Proterozóico Médio), estão tectonicamente individualizadas como "bacia do tipo sinéclise". As primeiras estão amplamente distribuídas, constituindo os litotipos mais abundantes na área, enquanto as segundas distribuem-se pelas regiões central, NE e no extremo SW (anexo IV). Na porção SE, já no limite com a Folha SA.21-V-D, observa-se uma pequena exposição da Formação Trombetas (Siluriano), também tectonicamente considerada uma bacia do tipo sinéclise.

Três unidades de natureza ígnea intrusiva estão assinaladas na área : o Adamelito Água Branca, do Proterozóico Inferior e relacionado ao evento Transamazônico (1.900 - 2.100 m.a.), a Suíte Intrusiva Mapuera, do Proterozóico Médio, consistindo de granitóides intrusivos que configuram a fase plutônica do evento Uatumã (Proterozóico Médio/1.700 - 1.900 m.a.) e o Diabásio Suretama, também do Proterozóico Médio, referido ao evento magmático Parguazense (1.450 - 1.600 m.a.). Por não ser definido o caráter tectônico das suítes intrusivas, elas estão agrupadas como "não especificadas", ficando caracterizada em suas representações cartográficas somente o evento a que estão relacionadas e a litologia predominante em cada uma delas.

As coberturas lateríticas terciárias de natureza ferruginosa, ocorrentes em modesta exposição na porção me



ridional da área, sobre rochas básicas, e os aluviões qua  
ternários ao longo dos rios Mapuera e Cachorro, não pos  
suem caracterização tectônica.

#### 6.2.2 - Dados de metalogenia

Sessenta e cinco registros e mineralizações fo  
ram individualizados no âmbito da folha estudada, sendo um  
garimpo em exploração, duas ocorrências e sessenta e dois  
indícios.

A cassiterita é o mineral mais freqüente e de  
maior importância econômica na área, onde um garimpo, duas  
ocorrências e cinquenta e três indícios foram detectados.  
Todas as mineralizações conhecidas são de natureza secundã  
ria, detectadas através de análise mineralógica em amos  
tras de concentrado de bateia. Entretanto, deve ser assina  
lada a franca favorabilidade da área em conter mineraliza  
ção primária, mormente se considerarmos os grandes batôli  
tos graníticos do Supergrupo Uatumã (Proterozóico Médio)  
que, junto com as rochas vulcânicas/piroclásticas do Grupo  
Iricoumé, constituem os litotipos predominantes na folha.  
Além do mais, a presença de topázio em dez amostras de con  
centrado de bateia, em duas delas em quantidades que va  
riam entre 75 a 100% da amostra, pode indicar a existência  
de depósitos primários (formados através de alterações deu  
téricas de granitoides em estágios pós-magmáticos), de cas  
siterita e topázio assim como de wolframita, fluorita, le  
pidolita, etc. que embora não tenham sido detectados, são  
gerados a partir desse mesmo processo, sendo por consequin  
te susceptíveis de ocorrer na área.

Três indícios de mineralizações de cobre sob for  
ma de malaquita, calcosita e cobre nativo, foram registra

dos, ocorrendo como disseminações em rochas vulcânicas intermediárias do Grupo Iricoumé. Um indício de pirita também foi detectado nessas rochas.

Uma amostra de concentrado de bateia, contendo ouro em quantidade inferior a  $1 \text{ g/m}^3$ , foi coletada em aluvião de rio que drena região de contato entre as rochas do embasamento e os granitos intrusivos do Proterozóico Inferior.

Dois indícios de titânio estão assinalados na área, um deles na zona de contato entre a Suíte Intrusiva Mapuera e as rochas básicas da unidade Diabásio Suretama e o outro no âmbito de rochas graníticas. Apesar de se desconhecer o mineral em que o titânio está contido e a natureza das mineralizações, se primárias ou secundárias, pode-se arriscar que os mesmos provavelmente ocorram como anatásio ou ilmenita, de origem secundária.

Um indício de fluorita e um de ametista foram detectados em áreas de rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé.

### 6.3 - Previsão de Áreas para Prospecção Mineral

Em consequência das informações obtidas na Carta Metalogenética, elaborou-se a Carta de Previsão de Recursos Minerais, com objetivo de selecionar áreas favoráveis à determinadas mineralizações, definindo suas potencialidades, bem como o montante de investimento e o tipo de explotabilidade a ser aplicados em cada uma delas.

Deste modo, foram individualizadas quinze áreas consideradas propícias às diversas mineralizações, com variados níveis de potencialidades, sendo sete a cassiterita, uma a ouro, cinco a ouro e/ou diamante e duas a cobre. Três

das sete áreas favoráveis a cassiterita também são aqui consideradas susceptíveis de conter molibdênio, em decorrência deste elemento ser detectado, em quantidades inferiores a 5 ppm, em doze amostras de rochas graníticas, e em quantidades de 7 ppm, em uma amostra.

Das sete áreas julgadas propícias a encerrar mineralizações estaníferas, uma é considerada altamente favorável (potencialidade I), envolvendo um batólito granítico, no âmbito da qual existe um garimpo a céu aberto em exploração, de onde se extrai cassiterita de origem secundária, acumulada em aluviões do igarapé Santidade e alguns de seus afluentes. Essa área localiza-se na porção SE da folha, contendo partes das bacias hidrográficas dos igarapés Trama lhete Grande, Tramalhetinho, Enseada e Santidade, onde o teor de cassiterita em uma amostra de concentrado de ba teia coletada em aluvião deste último igarapé, equivale a  $33 \text{ g/m}^3$ . Embora os dados das mineralizações de lá provenientes sejam todos de origem secundária, não se pode desconhecer a possibilidade de existência de concentrações primárias, originadas a partir de alterações deutéricas de rochas graníticas, em estágio pós-magmático, o que condicionaria a formação de cassiterita e demais minerais afins com este ambiente, como wolframita, columbita/tantalita, fluorita, topázio, lepidolita, etc. pois, embora não detectados, não devem ser considerados ausentes. A área também é indicada a conter, como segunda prioridade, mineralizações de molibdênio, devido este elemento se fazer presente em uma amostra de rocha, em quantidade inferior a 5 ppm.

Duas áreas são individualizadas e caracterizadas como medianamente favoráveis (potencialidade 2) à exploração de cassiterita, uma (ÁREA II), estendendo-se da porção NW até a parte meridional da folha, atingindo o setor SE. O contorno dessa área foi definido usando-se como critério as rochas fontes das mineralizações e, como se trata de concentração detrítica, afastando-se delas até o máximo de 15





km ao longo das drenagens que cortam tais rochas. Trinta indícios e uma ocorrência de cassiterita foram registrados, sendo que em dois dos indícios ela está associada a topázio. Todas as mineralizações foram detectadas em afluentes ou subafluentes do rio Mapuera. A outra área considerada como medianamente favorável (III), situa-se na porção centro-setentrional, contendo partes de batólitos graníticos e porções de rochas vulcânicas, cujo contorno foi definido utilizando-se o mesmo critério estabelecido para a ÁREA II, acima mencionado. Vinte e três indícios e uma ocorrência estão presentes, todos coletados em aluviões de afluentes ou subafluentes dos rios Cachorrinho e Cachorro. Nessas duas áreas, os igarapés cujos aluviões não possuem representatividade na escala trabalhada, mas que revelaram presença de cassiterita, têm suas potencialidades convenientemente assinaladas, de acordo com convenção cartográfica definida na legenda.

Quatro áreas (V, VI, VII e VIII) estão indicadas como fracamente favoráveis (potencialidade 3) a conter mineralização de cassiterita. Estas indicações são devidas à falta de trabalhos apropriados, no âmbito das mesmas, que pudessem revelar, com maior segurança, suas verdadeiras potencialidades. Todavia, como elas contêm a mesma ambiência geológica, isto é, as mesmas rochas e estruturas, das outras áreas aqui consideradas (devido a existência de registros de mineralizações), de maior favorabilidade, devem ser ressaltadas e admitidas como susceptíveis, a encerrar concentrações de cassiterita.

Uma área (IV) situada no extremo norte da folha está limitada e caracterizada como medianamente favorável (potencialidade 2) a incluir mineralizações auríferas. O único indício de ouro, conhecido, foi detectado através de análise mineralógica em concentrado de bateia, coletado em aluvião de um afluente do rio Cachorro, cujo teor é infe





rior a  $1 \text{ g/m}^3$ . Apesar deste único indício ser de origem secundária, não se deve descartar a possibilidade da referida área conter mineralizações primárias deste metal, pois as zonas de contato de granitos intrusivos proterozóicos com as rochas do embasamento, à semelhança do que se observa na ÁREA IV, constituem importantes metalotectos de tais mineralizações. Os igarapés cujos aluviões foram considerados propícios à concentração de ouro, estão devidamente sinalizados.

Cinco áreas (IX a XIII) estão individualizadas e julgadas como fracamente favoráveis (potencialidade 3) a conter mineralizações de ouro e diamante. Apesar de não haver qualquer registro dessas concentrações em nenhuma delas, o fato das mesmas conterem rochas sedimentares da Formação Urupi (Proterozóico Médio), cuja unidade correlata na F. F. de Roraima (Grupo Roraima) é mineralizada a ouro e diamante, faz com que se admita ser elas passíveis de conter tais mineralizações. Em Roraima, os depósitos auríferos e diamantíferos, atualmente explorados, são de natureza aluvionar e mais restritamente coluvionar/eluvionar, oriundos do retrabalhamento dos níveis conglomeráticos do Grupo Roraima. Deste modo, os aluviões, coluviões e eluviões, existentes nessas áreas, devem ser admitidos como susceptíveis de encerrar diamante e ouro.

As rochas vulcânicas intermediárias do Grupo Iricoumé (Proterozóico Médio) contêm alguns indícios de minerais de cobre disseminados, principalmente sob forma de malaquita, calcosita e cobre nativo. Por este motivo, duas áreas encontram-se selecionadas e indicadas como favoráveis à existência desses minerais. Uma, considerada medianamente favorável (XV) e a outra fracamente favorável (XVI), pois, embora não se conheçam registros de mineralização, possui condicionamento geológico que propicia sua ocorrência.

#### 6.4 - Previsão de Áreas para Pesquisas Complementares

As dificuldades de acesso dentro da área, a qual é isenta de qualquer infra-estrutura, tais como localidades, rodovias, aeródromos, portos, etc., que pudessem facilitar o deslocamento e, conseqüentemente, possibilitar um melhor e mais seguro conhecimento geológico/metalogenético da mesma, fez com que os trabalhos desenvolvidos, quando da execução do Projeto Trombetas - Mapuera, se restringissem, praticamente, a mapeamento e reconhecimento geoquímico dos rios Mapuera, Cachorro, Acari, Cachorrinho e alguns de seus afluentes. Deste modo, uma grande parte da área não foi efetivamente reconhecida, sendo sua caracterização geológica efetuada, predominantemente, através de interpretação de imagens de RADAR e de fotografias aéreas.

A fim de suprir a carência de informações imposta pelas condições naturais e objetivando-se obter um conhecimento geológico mais seguro e preciso, que permita fazer uma avaliação do potencial metalogenético da área, foram selecionadas dezesseis áreas consideradas potencialmente favoráveis a mineralizações e definidos os trabalhos que se fazem necessários, a serem realizados através da execução de projetos criados por órgãos governamentais.

Nove áreas foram selecionadas (I, II, III, IV, V, VIII, X, XI, XII) e recomendadas a pesquisa de cassiterita. Oito dessas áreas envolvem grandes batólitos ou corpos intrusivos de rochas granitoides relacionadas à fase plutônica do evento Uatumã (1.900 - 1.700 m.a. / Proterozóico Médio), o qual representa um magmatismo anorogênico, pós-cinemático, consistindo em metalotecto de mineralizações de Sn, Nb, Ta, W e demais minerais afins com este ambiente. Nas áreas I, II, X e XI, além da cassiterita, recomenda-se pesquisa para Mo, uma vez que em algumas amostras de rocha



coletadas no interior dessas áreas, este elemento foi detectado através de análise espectrográfica 30 elementos padrão. Deste modo, é proposto mapeamento geológico na escala 1:100.000, a fim de que se possam caracterizar os possíveis fácies mais favoráveis a tais mineralizações. Simultaneamente ao mapeamento, sugere-se prospecção geoquímica em concentrado de bateia (pois a grande maioria das jazidas de cassiterita da Amazônia é de natureza aluvionar) e em sedimento de corrente, a fim de que se possa observar o comportamento de molibdênio. Prospecção litogeoquímica é também recomendada, visando-se obter um conhecimento detalhado do comportamento do Sn e do Mo, no âmbito dos granitoides, para avaliação de possíveis concentrações primárias. Nas demais áreas, susceptíveis de conter cassiterita, foi proposta a execução de mapeamento geológico e prospecção geoquímica em concentrado de bateia, pois entende-se que, caso haja presença de depósitos secundários, deve-se estabelecer programas apropriados para apreciação de prováveis jazimentos primários. A área IV não contém rochas graníticas, envolvendo apenas vulcânicas do Supergrupo Uatumã e aluviões quaternários. Entretanto, a grande densidade de indícios de cassiterita leva a admitir que corpos granitoides intrusivos existam em profundidade ou em dimensões não cartografáveis na escala trabalhada (1:250.000). Para a área VIII, além do mapeamento geológico e da prospecção em concentrado de bateia, é recomendada prospecção litogeoquímica, como levantamento estratégico na definição de depósitos primários, uma vez que tal área envolve um batólito de razoável expressão areal.

Cinco áreas estão selecionadas (VI, VII, VIII, IX, XVI) e indicadas para pesquisa de ouro e diamante. Embora esses minerais não tenham sido detectados em nenhuma delas, a semelhança entre o condicionamento geológico nestas e em várias áreas do Território de Roraima, onde eles são extraídos e explorados economicamente, permite conside





rã-las potencialmente favoráveis a encerrar concentrações de tais minerais. Essas áreas envolvem rochas sedimentares do Proterozóico Médio, formadoras da Formação Urupi (sobrejacente ao Supergrupo Uatumã), litologicamente constituída por quartzo-arenitos, siltitos, argilitos, arcóseos, subarcóseos, conglomerados e piroclásticas intercaladas, a qual é correlacionável ao Grupo Roraima. Os depósitos de ouro e diamante de Roraima são extraídos dos aluviões e, mais raramente, dos coluviões e eluviões que resultam do retrabalhamento dos níveis conglomeráticos da referida unidade. Em decorrência disto, propõem-se mapeamento geológico na escala 1:100.000 (na tentativa de delimitar os fácies conglomeráticos) e prospecção geoquímica em concentrado de bateia, para uma avaliação das possíveis acumulações secundárias.

A área XV compreende rochas do embasamento, cortadas por granitoides intrusivos do Proterozóico Inferior e relacionados à unidade Adamelito Água Branca. Este condicionamento propicia a formação de depósitos primários de ouro, o qual pode ser concentrado secundariamente, em quantidades econômicas, em aluviões cenozóicos. Sugere-se a execução de mapeamento geológico na escala 1:100.000 para se ter maior controle das zonas de contato entre essas rochas, consideradas metalotectos de mineralizações auríferas primárias. Como a maioria das regiões auríferas do Craton Amazônico, atualmente conhecidas, é de origem secundária, propõem-se a execução de prospecção geoquímica em concentrado de bateia para identificação de possíveis depósitos.

As áreas XIII e XIV contêm rochas vulcânicas intermediárias e, subordinadamente, rochas vulcânicas ácidas, pertencentes ao Grupo Iricoumé, o qual corresponde à fase extrusiva do evento Uatumã (Proterozóico Médio/1.900-1.700 m.a.). Na área XIV, foi registrado um indício de cobre sob forma de malaquita, crisocola, calcosita e cobre nativo,





C P R M

disseminados em tais rochas. É proposto, para essas áreas, mapeamento geológico na escala 1:100.000, com intuito de separar as zonas propilitizadas, consideradas metalotectos de tais mineralizações. Em decorrência do intenso intemperismo químico e do caráter geoquímico do cobre, recomenda-se também a execução, simultânea ao mapeamento, de prospecção geoquímica em sedimento de corrente e solo.

## 7. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

1. O reconhecimento geológico efetuado demonstrou a existência de um contexto geológico, cujas rochas componentes refletem a dominante atividade vulcanoplutônica ácida, manifestada no decorrer do Proterozóico Inferior a Médio. Um subordinado magmatismo intermediário e básico, bem como, inexpressivas - em área - sedimentações continentais e, uma restrita ocorrência do substrato metamórfico, completam o quadro estratigráfico elaborado e proposto para a área trabalhada.
2. No curso do mapeamento, dois expressivos plutonismos são identificados e individualizados, como intrusivos e instalados em ambiente geodinâmico pós-orogênico a anorogênico. São bem caracterizados e distintivos em base radiocronológica, petrológica, petrográfica, geoquímica e metalogenética, resultando num significativo avanço no conhecimento geológico. Adamelito Água Branca e Granito Serra do Acari são as designações formalizadas para materializar esses plutonitos assomantes na área.
3. O estudo da radiocronologia Rb - Sr, em rocha total, permitiu a separação cronológica entre o Adamelito Água Branca ( $1.910 \pm 23$  m.a.) e o Granito Serra do Acari ( $1.750 \pm 16$  m.a.), assim como, estabeleceu diferenças genéticas em função das razões iniciais obtidas. Nesse sentido, o Adamelito Água Branca ( $RI = 70225 \pm 0,00031$ ) teria sua formação a partir de fusões parciais do manto superior ou da crosta inferior, enquanto o Granito Serra do Acari ( $RI = 0,715 \pm 0,0005$ ) seria originário de a natexia localizada de partes da crosta superior.
4. Uma intensa e extensiva investigação petrográfica denunciou marcantes e distintivas peculiaridades para os dois plutonitos, tendo como dissimilaridades maio



res, a associação mineralógica (paragênese) e o padrão textural (arranjo mútuo entre os grãos minerais), considerados como constantes e invariáveis em todas as estações geológicas. A petrografia, com os parâmetros e critérios de observação e análise utilizados, foi um fator decisivo na caracterização e definição dos dois granitoides, bem como, na separação - algo mais difícil - entre o Adamelito Água Branca e a Suíte Metamórfica Guianense.

5. A utilização de parâmetros geoquímicos e petroquímicos, salientou, diferentes naturezas comportamentais, reforçando distinções já visualizadas em etapas anteriores. A rigor, o Adamelito Água Branca compreende granitoides subalcalinos do tipo calcialcalino, fracamente diferenciados ou fracionados, de linhagem hiper (per) aluminosa. O Granito Serra do Acari compreende granitoides subalcalinos a alcalinos, fortemente diferenciados ou fracionados, de linhagem hiper (per) aluminosa.
6. Do mapeamento efetuado, resultou o enriquecimento do Grupo Iricoumê e da Suíte Intrusiva Mapuera, pela separação e individualização geológica e cartográfica das unidades Andesito Morro da Trava e Granófiro Santidade, respectivamente. O estudo integrado da petrografia, geoquímica e petroquímica denunciaram, para o Andesito Morro da Trava, um conjunto do tipo augita - andesito basáltico calcialcalino a alcalino, alto alumopotássico com tendência evolutiva shoshonítica. Para o Granófiro Santidade, as observações de campo e petrográficas constituíram um fator contributivo para a sua individualização.
7. Observações acuradas e mais amplas, em tipos representativos da unidade Suretama, descaracterizaram a prévia designação gabrônica e possibilitaram a sua substituição pelo tipo petrográfico existente e dominante, com base, fundamentalmente, em sua invariável textura o

fítica a subofítica, em larga extensão espacial. As análises geoquímica, petroquímica e petrográfica, integradas, tipificaram os basitos Suretama como compreendendo olivina diabásios, quimicamente, variando de tipos calcálicos alto alumopotássicos para tipos alcalinos de natureza absarokítica.

8. Permanecem inconclusivas - em função da difícil e limitativa interpretação inerente às especificidades regionais - a gênese e cronoevolução das sucessivas fases dínamo-tectono-magmáticas, ocorrentes na área. O dominante vulcano plutonismo assomante seria resultante de distensões, em larga escala, geradas por rupturas crustais de profundidades variáveis, originárias por (1) um processo de riftingamento, ou (2) balões magmáticos ascendentes (hot spots), ou (3) grandes cisalhamentos litosféricos, ou (4) por um mecanismo do tipo ativação tectono-magmática superimposta à já estável Plataforma Amazônica.
9. Do mapeamento realizado, resultando em diferentes unidades geológicas, conclui-se que a área trabalhada se reveste de grande interesse metalogenético, predominantemente estanífero e, subordinadamente aurífero, em função, principalmente, do acréscimo de informações obtidas sobre o Granito Serra do Acari e Adamelito Água Branca. As unidades Urupê e Morro da Trava denunciam favorabilidades litoambientais para ouro/diamante e cobre, respectivamente na forma como indicada na Carta de Previsão de Recursos Minerais.
10. Em sincronismo ao mapeamento geológico, uma prospecção aluvionar não sistemática foi realizada, comprovando a presença de cassiterita com concentrações variando de  $1 \text{ g/m}^3$  a  $33 \text{ g/m}^3$ . Como essas concentrações foram obtidas a partir do bateamento de 10 litros de material em leito ativo, interessante se torna - como consequência reflexa - denunciar a grande possibilidade da existência de zonas altamente promissoras ao nível do



cascalho subjacente. Os aluviões, não sistematicamente prospectados, indicadores de tais indícios, drenam no chas graníticas da unidade Suretama do Acari, particularmente, a porção sul da área trabalhada.

11. A mineralização estanífera revelada em partes da área - no ambiente secundário - motivou um estudo científico integrado, objetivando a identificação e caracterização dos granitóides, como metalotetos reveladores primários. Os índices petrológicos e mineralógicos bem como, os parâmetros geoquímicos e petroquímicos, utilizados, mostraram mais semelhanças do que dissimilaridades dos granitóides Serra do Acari, quando comparados com outros granitóides reconhecidamente mineralizados, o que resultou na concepção generalizada de uma especialização metalogenética estanífera.
12. A ocorrência de topázio, associado, frequentemente, a cassiterita, no ambiente detrítico aluvionar, aliada à presença de graisens estaníferos, comprova a mineralização primária como relativa a um estágio pneumatolítico-hipotermal, processado e instalado nas cúpulas ou partes apicais dos stocks e batólitos, atualmente moderadamente preservados, em função da forte erosão ocorrida. Esta desintegração e decomposição foi facilitada pelas condições climáticas que aliadas a uma orografia favorável, possibilitaram - em consequência - a formação de depósitos significativos, como se depreende do existente, na parte sudeste da área trabalhada, atualmente em processo de exploração rudimentar.
13. A prognose mineral, como embasada e edificada ao estágio atual de conhecimentos, delineou uma potencialidade aurífera de favorabilidade qualificadamente mediana de uma restrita área dominada pelo Adamelito Água Branca e pela Suíte Metamórfica Guianense. Essa dualidade litológica permitiu prever - com base em outras conhecidas na região Amazônica - uma mineralização aurífera, a julgar pelas concepções teóricas existentes e



quase sempre materializadas, como se depreende do indí  
cio ( $-1 \text{ g/m}^3$  de Au) revelado em leito ativo em concen  
trado de bateia.

14. A análise do contexto geológico da área trabalha  
da, assim como a visualização mais regionalizada do Cra  
ton Amazônico, permitiu o estabelecimento de algumas a  
nalógicas geotectônicas e evolutivas com as regiões de a  
tivação tectono-magmática autônoma, num estudo compara  
tivo, na tentativa de uma melhor caracterização metalo  
genética da área. Contudo, essas analogias e compara  
ções não ficaram confinadas e polarizadas ao modelo so  
viético fixista e imobilista, sendo igualmente analisa  
das sob a ótica da epiroforese, modelada na teoria da  
tectônica da placa, envolvendo a atividade do tipo hot  
spot subcrustal. Depreendeu-se dos modelos considerados,  
que qualquer tentativa de uma adoção preferencial, não  
encontraria suporte, face a escassez de elementos geo  
lógicos, identificadores e convincentes, em função do  
atual nível de conhecimento geológico.
15. A elaboração das Cartas Metalogenéticas, de Pre  
visão de Recursos Mínerais e de Previsão para Planeja  
mento de Ações Governamentais - como extensão do mapea  
mento geológico - contribuiu, significativamente, para  
uma antevisão e prognose mineral, com a delimitação de  
diferentes áreas com diferentes potencialidades, como  
suporte para investimentos privados. Igualmente, funda  
mentados na adição de conhecimentos adquiridos no curso  
do mapeamento, a carta destinada ao planejamento de a  
ções governamentais ofereceu alternativas complementa  
res para um estágio a mais, na nobre ânsia salutar do  
domínio geológico e científico - acervo precursor do de  
senvolvimento regional.
16. Como resultante, RECOMENDA-SE a continuidade do  
mapeamento geológico básico - em igual escala - nas fo  
lhas adjacentes, como elaborado o Projeto Trombetas - Ma  
puera, na sua forma e concepção original objetivando a

elaboração de Cartas Metalogenéticas e de Previsão de Recursos Minerais na forma como vem sendo executado o Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais, pelo convênio DNPM/CPRM. Para a Folha SA-21.V-B, RECOMENDAÇÕES adicionais e complementares estão contidas, escrita e graficamente, na CARTA DE PREVISÃO PARA PLANEJAMENTO DE AÇÕES GOVERNAMENTAIS, anexa ao presente relatório.

8. BIBLIOGRAFIA

- ALBUQUERQUE, O. R. - Reconhecimentos geológicos do vale do Amazonas. Rio de Janeiro, DNPM/SGM, 1972. 84 p. (Boletim, 3).
- ALMEIDA, F. F. M. de - Origem e evolução da plataforma brasileira. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 1967. 36 p. (Boletim, 291).
- ARAÚJO, F. F. V. *et alii* - Geologia. In: BRASIL. DNPM - Projeto RADAMBRASIL - Folha SA.21 - Santarém. Rio de Janeiro, 1976. (Levantamento de Recursos Naturais, 10).
- ARAÚJO NETO, H. & MOREIRA, H. L. - Projeto estanho de Abonari; relatório final. Manaus, Convênio DNPM/CPRM, 1976. 2 v., il.
- ARKHANGELSKAYA, V. *et alii* - Geology of rare elements ore deposits. In: - Questions related to the geology and the genesis of pegmatites. Moscow, 1964. v. 22, 134 p.
- BARBOSA, O. - Tectônica na bacia Amazônica. In: SIMPÓSIO SOBRE A BIOTA AMAZÔNICA, GEOCIÊNCIAS, 1, Rio de Janeiro, 1967, Atas do... Rio de Janeiro, CVP, 1967. p. 83 - 86.
- BARSUKOV, V. L. - Source of ore substance of tin deposits. Symposium of the International Association on genesis of ore deposits. Abstracted in: Transaction of the Institution of Mining and Metallurgy, Section B. (Applied Earth Science), 76 : B 220, 1967.
- BASEI, M. A. S. & TEIXEIRA, W. - Considerações geocronológicas e estratigráficas da Folha SA.21 - Santarém. Belém, Projeto RADAMBRASIL, Nov. 1975a. 15 p. (Relatório Interno RADAMBRASIL, 62 - G).
- BASEI, M. A. S. & TEIXEIRA, W. - Geocronologia do Território de Roraima. In: CONFERÊNCIA GEOLÓGICA INTERGUIANAS, 10, Belém, 1975. Anais da... Belém, DNPM, 1975. p. 453 - 473.
- BERLIN, R. & HENDERSON, C. M. B. - The distribution of Sr and Ba between alkali feldspar, plagioclase and groundmass phases of porphyrites. Geochimica et Cosmochimica Acta. 33 : 247 - 255, 1969.
- BERRANGÉ, J. P. - The geology of Southern Guyana, South America. London, Institute of Geological Sciences, 1977. 112 p., il (Overseas Memoir, 4).





C P R M

- BOMFIM, L. F. C. *et alii* - Projeto Roraima; relatório final. Manaus, Convênio DNPM/CPRM, 1974. v. 1A, il.
- BONIN, B. - Les granites des complexes annulaires. 1982. (Bureau de Recherches Géologiques et Minières - Manuel et méthodes, 4).
- BOSMA, W. & ROEVER, E. W. F. de - Results of recent geological studies in Suriname. Geol. Mijub. Dienst Surinam Med., Paramaribo, 23 : 9 - 25, 1975.
- BRAUN, O. P. G. - Projeto Roraima, 2.<sup>a</sup> fase; levantamento geológico integrado; relatório de mapeamento preliminar ao milionésimo correspondente à "Fotointerpretação Preliminar". Manaus, Convênio DNPM/CPRM, Jul. 1973. 218 p.
- BREITBACH, J. W. - Geology of the Rio Cajari. Belém, PETROBRÁS - RENOR, 1957. /Relatório Técnico Interno 210 - A/.
- BURKE, K. C. S. & DEWEY, J. F. - Plume - generated triple junctions: Key indicators in applying plate tectonics to old rocks. Journal Geology. 86 : 406 - 433, 1973.
- BUTTLER, I. R. *et alii* - K/Rb ratios in the evolution of the younger granites of northern Nigeria. Geochimica of Cosmochimica acta. 26 : 89 - 100, 1962.
- ✓CAPUTO, M. T.; RODRIGUES, R.; VASCONCELOS, D. N. N. de - Litoestratigrafia da bacia do rio Amazonas. Belém, PETROBRÁS - RENOR, 1971. (Relatório, 641A).
- CHAPPEL, B. W. & WHITE, A. I. R. - Two contrasting granite type. Pacific Geology. 8 : 143 - 149, 1974.
- CHAURIS, L. - Les minéralisations pneumatolitiques du massif Armoricaïn. 1965 (Memoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 31).
- CHAYES, F. - Statistical petrology. Carnegie Inst. Wash. Yaerb. 74 : 542 - 550, 1975.
- CHUBERT, B. - Le Pré-cambrien des Guyanas. 1974. 213 p. (Memoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 81).
- COLEMAN, M. L. - Isotopic analysis of trace sulphur from some S - and I - type granites : heredity or environment? In : ATHERTON, M. P. and TARNEY, N. (Editors) - Origin of Granite Batholiths. Geochemical Evidence. Mineralogical Society, Geochemistry Group. 1981, p. 129 - 133.
- DALY, R. A. - Igneous rocks and the depths of the earth. New York, Mc Graw - Hill, 1933. 598 p.



C P R M

- DAVIDENKO, I. V. - The mode of formation of pegmatite bearing granites. In : INTERNATIONAL GEOCHEMICAL CONGRESS, Moscow, July 20 - 25, 1971. p. 676 - 677.
- DERBY, O. A. - Contribuição para a geologia da região do baixo Amazonas. Arch. Mus. Nac., Rio de Janeiro. 2 : 77 - 104, 1877.
- DERBY, O. A. - O rio Trombetas. B. Mus. Paraense Hist. Natural Ethnogr., Belém, 2 '3) : 366 - 382, 1898.
- EDWARDS, A. B. & GASKIN, A. I. - Ore and granitization. Economic Geology. Lancaster, Pa., 44 : 234 - 241, 1949.
- EL BOUSEILY, A. M. & EL SOKKARY, A. A. - The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks. Chemical Geology. 16 : 207 - 219, 1975.
- FLINTER, B. H. - Tin in acid granitoids; the search for a geochemical scheme of mineral exploration. Canadian Institute of Mining and Metallurgy. Special volume, 11 : 323 - 330, 1971.
- FLINTER, B. H. *et alii* - Selected geochemical, mineralogical and petrological features of granitoids of the New England complex, Australia and their relation to Sn, W, Mo and Cu Miner. Economic Geology. 67 : 1241 - 1262, 1972.
- FORMAN, J. M. A. - Projeto Trombetas/Maecuru; reconhecimento geológico detalhado do rio Trombetas. Rio de Janeiro, GEOMINERAÇÃO/DNPM, 1969. 59 p.
- FREYDANK, H. G. - Geology of rio Jatapu and rio Capu - Capu. Belém, PETROBRÁS - RENOR, 1957a. n. p. /Relatório Técnico Interno, 156 - A).
- GILL, J. B. - Orogenic andesites and plate tectonics. Chicago, P. I. Wyllie, 1981.
- GEOMINERAÇÃO LTDA. - Projeto Mapuera; reconhecimento geológico/geoquímico. S.I./ICOMI, 101 p., 1972.
- HARKER, A. - The natural history of igneous rocks. New York, MacMippan, 1909.
- HARKER, A. - The natural history of igneous rocks. I. Their geographical and chronological distribution. Science Progress. 6 : 12 - 33, 1896.
- HEIER, K. S. & ADAMS, J. A. S. - The geochemistry of alkali metals. In: AHRENS, L. H.; RUNCORN, S. K.; VREY, H. C. - Physics and chemistry of the earth. London, Pergamon, 1963.



- HESP, W. R. - Correlations between the tin content of granitic rocks and their chemical and mineralogical composition. In: BOYLE, R. W. - Geochemical Exploration. London, Institute of Mining and Metallurgy, 1971. p. 341 - 353. (Special volume II).
- HESP, W. R. & RIGBY, D. - Some geochemical aspects of tin mineralization in the Tasman geosyncline. Mineralium Deposita. 9 : 49 - 60, 1974.
- HOSKING, K. F. G. - The relationship between primary tin deposits and granitic rocks', Internat. Tin Council, Tech. Conf., March 1967, The Hague.
- IRVINE, T. N. & BARAGAR, W. R. A. - A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences. 8 : 523 - 548, 1971.
- ISHIHARA, S. - The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. Mining Geology. 27 : 293 - 305, 1977.
- ISSLER, R. S. *et alii* - Geologia. In: BRASIL. DNPM. Projeto RADAM - Folha SA.22 - Belém. Rio de Janeiro, 1974. (Levantamento de Recursos Naturais, 5).
- JAKES, P. & WHITE, A. J. R. - K/Rb ratios of rocks from islands arcs. Geochimica et Cosmochimica Acta. 34 : 849 - 856, 1970.
- JOHANNSEN, A. - A descriptive petrography of the igneous rocks. Chicago, University of Chicago Press, 1938.
- JORGE JOÃO, X. da S. *et alii* - Projeto Sudoeste do Amapá; relatório final. Belém, Convênio DNPM/CPRM, 1978. I v.
- JORGE JOÃO, X. da S. *et alii* - Projeto Falsino; relatório final. Belém. Convênio DNPM/CPRM, 1979. I v.
- KLEEMAN, A. W. - The origin of granitic magmas. Journal of Geological Society of Australia. 12 : 35 - 52, 1965.
- KLOOSTERMAN, J. B. - A tin province of the Nigerian type in Southern Amazônia - a technical conference on tin. London, 1967. v. 2, p. 383 - 398.
- KLOOSTERMAN, J. B. - A two fold analogy between the Nigerian and the Amazonian tin provinces; a second technical Conference on tin. In: INTERNATIONAL TIN COUNCIL, 1, Bangkok, 1970. p. 193 - 221.
- KÖHLER, A. & RAAZ, F. - Über eine neue Berechnung und graphische Darstellung von Gesteins - anhydren, Neues Jahrbuch für Mineralogie. Monatshefte : 247 - 263, 1951.





- KUNO, H. - Petrology of Hakone volcano and the adjacent areas, Japan. Geological Society of America Bulletin. 61: 957 - 1020, 1950a.
- KUNO, H. - Origin of Cenozoic petrographic Provinces of Japan and surrounding areas. Bulletin Volcanologique. 20: 37 - 76, 1959.
- KUNO, H. - High alumina basalt. Journal of Petrology. 1 : 121 - 145, 1960.
- KUNO, H. - Differentiation of basalt magmas. In: HESS, H. H. & POLDEVAART, A. ed. - Basalts, New York, Intersciences. 1968a. v. 2, 624 - 688.
- LAMBERT, R. St. John & HOLLAND, J. G. - Yttrium geochemistry applied to petrogenesis utilizing calcium - yttrium relationships in minerals and rocks. Geochimica et Cosmochimica Acta. 38 : 1393 - 1414. 1974.
- LANGE, F. W. - Subdivisão bioestratigráfica e revisão da Coluna siluro - devoniana da bacia do baixo Amazonas. Atas Simp. Biota Amazônica, Geoci., Rio de Janeiro, 1 : 215 - 326, 1967.
- LEMAITRE, R. W. - The Chemical variability of some common igneous rocks. Journal of Petrology. 17 : 589 - 637. 1976a.
- LIMA, M. J. C. da *et alii* - Geológica. In: BRASIL. DNPM. Projeto RADAM - Folha NA/NB.22 - Macapá. Rio de Janeiro, 1974. (Levantamento de Recursos Naturais, 6).
- LUGOV, S. A. *et alii* - Lois de la formation et de la répartition des gisements d'étain du nord-est de l'URSS - Nedra. Moscow, 1972.
- LYONS, P. C. - IUGS classification of granitic rocks: a critique. Geology, 4 : 425 - 426, 1976.
- MACDONALD, G. A. & KATSURA, T. - Chemical composition of Hawaiian lavas. Journal Petrology. 5 : 82 - 133, 1964.
- MACDONALD, G. A. - Composition and origin of Hawaiian lavas. Geol. Soc. Amer. Mem., 116 : 477 - 522, 1968.
- MACGREGOR, A. M. - The primary source of gold. South African Journal of Science. 10 (9) : 157 - 161, Jan. 1951.
- MELO, A. F. F. de *et alii* - Projeto Molibdênio em Roraima; relatório final. Manaus, Convênio DNPM/CPRM, 1978. 6 v., il.





- MELO, A. F. F. de *et alii* - Projeto Tapajós - Sucunduri; relatório final. Manaus, Convênio DNPM/CPRM, 1980. 85.
- MIYASHIRO, A. - Nature of alkali volcanic rocks series. Contributions to Mineralogy and Petrology. 66 : 91 - 104, 1978.
- MONTALVÃO, R. M. G. de - Esboço geológico - tectônico do craton Guianês. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, Porto Alegre, 1974. Resumo das Comunicações. Porto Alegre, SBG. 1974. 224 p. (Boletim, 1) p. 541 - 547.
- MONTALVÃO, R. M. G. - Grupo Uatumã no craton Guianês. In : CONFERÊNCIA GEOLÓGICA INTERGUIANAS, 10, Belém, 1971. Anais da... Belém, DNPM, 1975. p. 286 - 339.
- MORGAN, W. J. - Deep mantle convection plumes and Plate Motions. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin. v. 56, nº 2. 203 - 213, 1972.
- NOCKOLDS, S. R. & ALLEN, R. - The geochemistry of some igneous rocks series, I, II, III. Cheochimica et Cosmochimica Acta. 4 : 105 - 192, 1953.
- OLIVEIRA, A. I. de & LEONARDOS, O. H. - Geologia do Brasil. 2. ed. rev. atual. Rio de Janeiro, Serviço de Informação Agrícola, 1943. 813 p. (Série Didática, 21).
- OLIVEIRA, A. de S. *et alii* - Geologia. In: BRASIL. DNPM. Projeto RADAMBRASIL - Folha NA.21 - Tumucumaque e parte da Folha NB.21. Rio de Janeiro, 1975. (Levantamento de Recursos Naturais, 9).
- OVCHINNIKOV, L. N. *et alii* - The geochemistry of magmatic rocks. Geokhimiya : 446 - 459, 1970 (in Russian).
- PAIVA, G. de - Vale do rio Negro; fisiografia e geologia. Rio de Janeiro, DNPM/SGM, 1929. 62 p. (Boletim, 40).
- PEACOCK, M. A. - Classification of igneous rocks series. Journal of Geology. 39 : 54 - 67, 1931.
- PEARCE, T. H. *et alii* - The  $TiO_2$ - $K_2O$ - $P_2O_5$  diagram; a method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts. Earth and Planetary Science Letters. 24 : 419 - 426, 1975.
- PECCERILLO, A. & TAYLOR, S. R. - Geochemistry of Eocene Calc-alkaline volcanic rocks from ore Kastamom area, northern Turkey. Contributions to Mineralogy and Petrology. 58: 63-81, 1976.
- PESSOA, M. R. *et alii* - Projeto Jamanxim; relatório final. Manaus, Convênio DNPM/CPRM, 1977. 8 v.



- PINHEIRO, S. da S. *et alii* - Geologia. In: BRASIL. DNPM. Projeto RADAMBRASIL - Folha NA.19 - Pico da Neblina. Rio de Janeiro, 1976. (Levantamento de Recursos Naturais, 11).
- POLDARVAART, A. - Chemical definition of alkali basalts and the tholeiites. Geological Society of America Bulletin. 25 : 229 - 232, 1964.
- PROVOST, Ariel *et alii* - Adamelito Água-Branca, Radiocronologia Rb - Sr. Belém, NCGG/UFPa - Laboratório Paraense de Geologia Isotópica. Maio/Nov. 1983. /Relatório Interno I nédito/.
- PROVOST, Ariel *et alii* - Granito Serra do Acari; Radiocronologia Rb - Sr. Belém, NCGG/UFPa - Laboratório Paraense de Geologia Isotópica, Maio/Nov. 1983. /Relatório Interno I nédito/.
- RAMGRAB, G. E. & DAMIÃO, R. N. - Reconhecimento geológico dos rios Anauã e Baraúna. Belém, DNPM, 1970. 40 p.
- RATTIGAN, J. H. - Characteristics of granitic rocks in relation to the occurrence of tin. (Thesis. University of New South Wales, Australia). 1964.
- RIOS, J. H. F. - Geologia de la region Upata-el-Palmar-Villa Lola. In: CONFERÊNCIA GEOLÓGICA INTERGUIANAS, 9, Puerto Ordaz, 1972. Memoria de... Puerto Ordaz, 1972. p. 354-371.
- RITTMAN, A. - Volcanoes and their activity. Interscience Publ., New York. 305 p. 1962.
- RODIONOV, G. G. *et alii* - Peculiarities of the pegmatites deriving from the conditions of their formation. In: Geology of ore deposits. Moscow, 1972. p. 17 - 29.
- SANTOS, D. D. dos *et alii* - Geologia. In: BRASIL. DNPM. Projeto RADAMBRASIL - Folha SB.21 - Tapajós. Rio de Janeiro, 1975. (Levantamento de Recursos Naturais, 7).
- SANTOS, J. O. S. *et alii* - Projeto Norte da Amazônia; domínio baixo rio Negro - relatório integrado. Manaus, Convênio DNPM/CPRM, 1974. 15 v., il.
- SATTRAN, V. & KLOMINSKY, I. - Petrometallogenic series of igneous rocks and endogenous ore deposits in the Czechoslovak part of the Bohemian massif. Sbornik Geologikýdr Věcl (Journal of Geological Science). Lozinskova Geologie (Economic Geology). 12 : 65 - 154, 1970.
- SAWKINS, F. J. - Metal deposits related to intracontinental hotspot and rifting environments. Journal of Geology, 84: 653 - 671, 1976.



- SHAND, S. I. - Zusammensetzung und Genesis der Alkaligesteine Sudafrikas. Mineralogische und Petrographische Mitteilungen. 44 : 211 - 216, 1933.
- SHAW, D. M. - A review of K - Rb fractionation trends by covariance analysis. Geochimica et Cosmochimica Acta. 32: 573 - 601, 1968.
- SHCHEGLOV, A. D. - Metallogeny of regions with autonomous activation. Leningrad. 1968.
- SHCHEGLOV, A. D. - (1966a, 1966b, 1967) - in: SHCHEGLOV, A. D. - Endogenous Deposits of the Regions of Autonomous Activation. XXIII International Geological Congress, 7: 43 - 55, 1968.
- SILLITOE, R. H. - Tin mineralization above mantle hot spots. Nature. 248 : 497 - 499, 1974.
- SILVA, G. D. de *et alii* - Geologia. In: BRASIL. DNPM. Projeto RADAM - Folha SC.22 - Tocantins. Rio de Janeiro, 1974. (Levantamento de Recursos Naturais, 4).
- SOHL, N. F. - Stratigraphic commission; note 45 - application for amendment concerning terminology for igneous and high-grade metamorphic rocks. The American Association of Petroleum Geologist Bulletin. 61 (2) : 248 - 252, Fev. 1977.
- STRECKEISEN, A. - To each plutonic rock its proper name. Earth Science Reviews. 12 (1) : 1 - 33, Mar. 1976.
- TAUSON, L. V. & KOSLOV, V. D. - Distribution function and ratios of trace-element concentrations as estimators for the ore bearing potential of granites. In: Geochemical Exploration. London, Institute of Mining and Metallurgy, 1973. p. 37 - 44.
- TAYLOR, S. R. - The application of trace element data to problems in petrology. Phys. Chem. Earth. Oxford, 6 : 133-213, 1965a.
- TAYLOR, S. R. - Trace element chemistry of andesites and associated calc-alkaline rocks. Proceeding of the Andesite Conference Bulletin. 65 : 43 - 64, 1969.
- THORNTON, C. P. & TUTTLE, O. O. - Chemistry of igneous rocks I. Differentiation index. American Journal of Sciences. 258 : 664 - 684, 1960.
- TILLEY, C. E. - Some aspects of magmatic evolution. J. Geol. Soc. 106 : 37 - 61, 1950.





- TISCHENDORF, G. - Geochemical and petrographic characteristics of silicic magmatic rocks associated with rare - element mineralization. In : STEMPROK, M.; BUENOL, L; TISCHENDOORF B. - Metallization Associated with Acid Magmatism, MAWAM. Prague, Geological Survey, 1977. N 2, p. 41 - 56.
- TURECKIAN, K. K. & WEDEPOHL, K. H. - Distribution of the elements in some major units of the earth's crust. Geological Society of American Bulletin. 72 : 175 - 192. 1961.
- TUTTLE, O. F. & BOWEN, N. L. - Origin of granite in the light of experimental studies the system  $\text{Na Al Si}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ . Geological Society of America Mem. New York, 74, 1958. 153 p.
- VEIGA JR., J. P. *et alii* - Projeto Sulfetos de Uatumã; relatório final. Manaus, Convênio DNPM/CPRM, 1979. 500 p., il.
- VON BUCH, L. - Über Erhebungskrater und Vulkane. Ann. Phys. and Ser. 37 : 169 - 190, 1936.
- WAGER, L. R. & DEER, W. A. - The petrology of the Skaergaard intrusion. Kagerd-lugssuaq, east Greenland. Meddecelser on Greenland, 105 (4) : 4335, 1939.
- WALKER, F. & POLDEVAART, A. - Karroo doletires of the Union of South Africa. Bulletin of the Geological Society of America. 60 : 591 - 706, 1949.
- WRIGHT, J. B. - A simple alkalinity ratio and its application to the question of non - orogenic granite genesis. Geological Magazine. 106 (4) : 370 - 384, 1969.
- YODER, C. H. S. & TILLEY, C. F. - Origin of basalt magmas; an experimental study of natural synthetic rock systems. Journal of Petrology. 3 : 342 - 532, 1962.