

TESE
021



UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA

CURSO DE PÓS - GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

GEOLOGIA E GEOQUÍMICA DO COMPLEXO
GRANITÓIDE DE MASSANGANA E SUA
RELAÇÃO COM AS MINERALIZAÇÕES
DE ESTANHO.

Sérgio José Romanini

SALVADOR - BAHIA

FEVEREIRO - 1982

GEOLOGIA E GEOQUÍMICA DO COMPLEXO GRANITÓIDE DE
MASSANGANA E SUA RELAÇÃO COM AS MINERALIZAÇÕES
DE ESTANHO.

SÉRGIO JOSÉ ROMANINI

Geólogo, Instituto de Geociências da
Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 1971

Orientador: Prof. Pierre Sabaté

TESE DE MESTRADO

Submetida em cumprimento parcial aos requisitos para
o Grau de Mestre em Geociências, Opção Geoquímica.

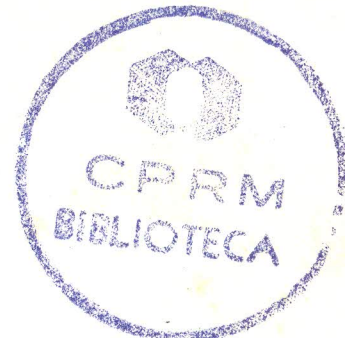
À CÂMARA DE ENSINO DE PÓS-GRADUAÇÃO E
PESQUISA DA UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA

APROVAÇÃO

COMISSÃO EXAMINADORA

Data de Homologação pelo Colegiado

____/____/____



551.9
R 1658

RESUMO

O Complexo Granitóide de Massangana, cuja edificação evoluiu em quatro episódios magmáticos sucessivos, denominados de Fase Massangana, Fase Bom Jardim, Fase São Domingos e Fase Taboca, estratigraficamente estabelecidas nesta sequência, ^{MA}exibe características petrológicas e químicas, que permite relacioná-lo a duas manifestações ígneas distintas.

A Fase Massangana com afinidade calco- alcalina representa o evento mais antigo, sendo correlacionável ao Granito Serra da Providência, com idade proposta, no intervalo 1.400 a 1.200 milhões de anos. As demais fases, relacionadas às suites alcalinas, compreendem evento posterior, contemporâneo ao "emplacement" dos Granitos Rondonianos, a maioria deles estaníferos, datado em 980 ^{MA}+ 20 milhões de anos. As mineralizações de estanho Sm estão associadas unicamente às fases Bom Jardim e São Domingos.

O quimismo destas fases identifica alguns contrastes entre as mineralizadas e ^{as} aquelas estéreis. Assim, o Si, Be, Nb, Li e Rb exibem enriquecimento nas fases mineralizadas, enquanto Fe, Mg, Ba, Zr e Sr, depleção. Entretanto, os contrastes são significativos, somente quanto ao Rb, Ba, Sr e Zr. As concentrações de estanho Sm são geralmente erráticas e ^{mas diferenciam} não evidenciam diferenças nítidas entre as fases mineralizadas ^{das} e estéreis.

As razões K/Rb, Ca/Sr, Ba/Rb, Rb/Sr e Rb/Zr são os parâmetros que distinguem com maior propriedade as fases mineralizadas das estéreis, sendo as primeiras claramente identificadas por valores menores das razões Ba/Rb e K/Rb e maiores das razões Rb/Sr, Rb/Zr e Ca/Sr. A extensão da variabilidade refletida através da variância ou desvio padrão consti

tui outro parâmetro que ^{distingue} permite ~~diferenciar~~ ^(1/1/1/1/1/1) diferenciar claramente as fa-
ses mineralizadas das estéreis; mesmo para alguns elementos cu-
jas concentrações médias foram pouco conclusivas a esse respei-
to, como o flúor e o nióbio.

A B S T R A C T

The Massangana Granitoid Complex is edified in four successive episodes called Massangana Phase, Bom Jardim Phase, São Domingos Phase and Taboca Phase, ordered, stratigraphically in that sequence. Show petrologic and chemistry characteristics that make possible its relation on two distinct igneous manifestations.

The Massangana Phase, of calco-alkaline affinity, represent the more ancient event and is correlate to the Granite Serra of the Providência, with proposal age in the 1400-1200 million year interval. The other phases, connected to the alkaline series, understand later event, contemporaneous to the emplacement of the Rondonianos Granites, frequently staniferouns, dated in 980 ± 20 million years. The tin mineralizations only are related to the Bom Jardim and São Domingos Phases.

Some geochemistry differences are identified between the mineralized and barren phases. Thus, Si, Be, Nb, Li and Rb show enrichment in the mineralized phases, while Fe, Mg, Ba, Zr and Sr are depleted. However, the contrasts are significative solely in respect to the Rb, Ba, Sr and Zr. The tin concentrations are generally erratics and no clear displayed differences between mineralized and barren phases.

The ratios K/Rb, Ca/Sr, Ba/Rb, Rb/Sr e Rb/Zr are the parameters with mostly accuracy discerns the mineralized phases at the barren phases. The firts are clearly identified by smaller values of the ratios Ba/Rb and K/Rb, and higher of the ratios Rb/Sr, Rb/Zr and Ca/Sr. The variability extension reflected through the variance or standard deviation represent other parameter that permit discriminate clearly the minerali

zed phases to the barren phases, even to some elements whose mean concentrations were little decisive in that respect, as the F and Nb.

S U M Á R I O

	Pag.
I - INTRODUÇÃO	1
I.a - Considerações Gerais	1
I.b - Aspectos Fisiográficos	2
II - GEOLOGIA REGIONAL	5
III - GEOLOGIA DO COMPLEXO GRANITÓIDE DE MASSANGANA ..	9
III.a - Fase Massangana	11
III.b - Fase Bom Jardim	15
III.c - Fase São Domingos	18
III.d - Fase Taboca	21
IV - METODOLOGIA	24
V - MINERALIZAÇÕES DO COMPLEXO GRANITÓIDE DE MASSAN- GANNA	27
VI - GEOQUÍMICA DO COMPLEXO GRANITÓIDE DE MASSANGANA..	31
VI.a - Elementos-principais	31
VI.b - Elementos-traço	43
VII - PETROLOGIA E GEOQUÍMICA E SUA RELAÇÃO COM AS MI- NERALIZAÇÕES DE ESTANHO	51
VIII - CONSIDERAÇÕES SOBRE A GÊNESE E EVOLUÇÃO DO COM- PLEXO GRANITÓIDE DE MASSANGANA.....	64
IX - CONCLUSÕES	76
X - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	77

ANEXOS:

Mapa Geológico do Complexo Granitóide de Massanga
na.

I.a. - Considerações Gerais

Existe uma considerável literatura acerca da associação do estanho com corpos graníticos intrusivos ou vulcânicos (sumarizada por HOSKING, 1967; FLINTER, 1971; HESP, 1971, entre outros). Essa íntima associação dos depósitos de estanho com rochas graníticas tem suscitado vários estudos petrológicos e/ou geoquímicos no sentido de identificar características contrastantes entre as estaníferas e as estéreis (RATIGAN, 1963; HESP, 1971; FLINTER, 1971; TAUSON e KOSLOV, 1973; SHERATON e BLACK, 1973; BURNOL, 1973; OLADE, 1980). Entretanto, apesar desses esforços, nenhum método com aplicação universal, foi determinado. Isso pode ser parcialmente atribuído ao fato de que muitos estudos prévios falharam ao tentar determinar as variedades de tipos genéticos de granitos, e também, ao considerar que todas as intrusões evoluem de uma única maneira (TAUSON e KOSLOV, 1973; SHMITH e TUREK, 1976). Outro fator que deve contribuir com apreciável parcela é a ausência de técnicas padronizadas de amostragem e análise (BARSUKOV, 1967), considerando que métodos distintos fornecem resultados também distintos, dificultando assim os estudos comparativos de diferentes regiões. É possível, entretanto, que a contribuição maior para essa quebra de padrões, quando se compara rochas graníticas genética e evolutivamente similares, se relacione predominantemente à diferença de teor dos elementos principais e traços, no material original responsável pela formação das rochas graníticas (HESP, 1971).

Este estudo representa uma tentativa para definir características geoquímicas e petrológicas que permitam

diferenciar as rochas graníticas mineralizadas em estanho da aquelas não mineralizadas do Complexo Granitóide de Massangana, situado na região centro-norte do Território Federal de Rondônia, mesopotâmia dos rios Candeias e Jamari (figura I).

I.b. - Aspectos Fisiográficos

A região abrangida pelo Complexo Granitóide de Massangana exhibe relevo fortemente ondulado, de formas variadas, predominando os morros abobadados de vertentes íngremes e desnudas, onde são comuns desníveis locais da ordem de 200 a 300 metros. Sobressai-se das zonas circundantes, de relevo mais suave, em intervalo altimétrico de 100 a 300 metros, constituindo topografia de colinas e raros conjuntos isolados de morros e serras, relacionados às rochas do Complexo Xingu.

Tanto os tratos de relevo mais acidentados como aqueles parcialmente peneplanizados estão incluídos na Encosta Setentrional do Planalto Brasileiro, definida por RAMALHO (1972), encontrando-se em avançado estágio de aplainamento.

A drenagem superficial é efetuada principalmente pelo rio Massangana, que corta a área na direção sudoeste-nordeste, cujo curso é marcado por inúmeras corredeiras e algumas cachoeiras. Os cursos d'água a leste, estão subordinados ao rio Jamari, do qual o rio Massangana também é tributário. Os afluentes desses rios, nos terrenos estudados, tem forte controle estrutural, tanto a noroeste como a nordeste, imprimindo padrão de drenagem sub-retangular. O rio Jamari desemboca no rio Madeira, sendo este o maior tributário, pela margem direita, do rio Solimões.

O clima característico da área é do tipo equatorial úmido, do domínio de floresta tipo hiléia. Pela classificação de Köppen corresponde ao tipo Am, com estação de eleva

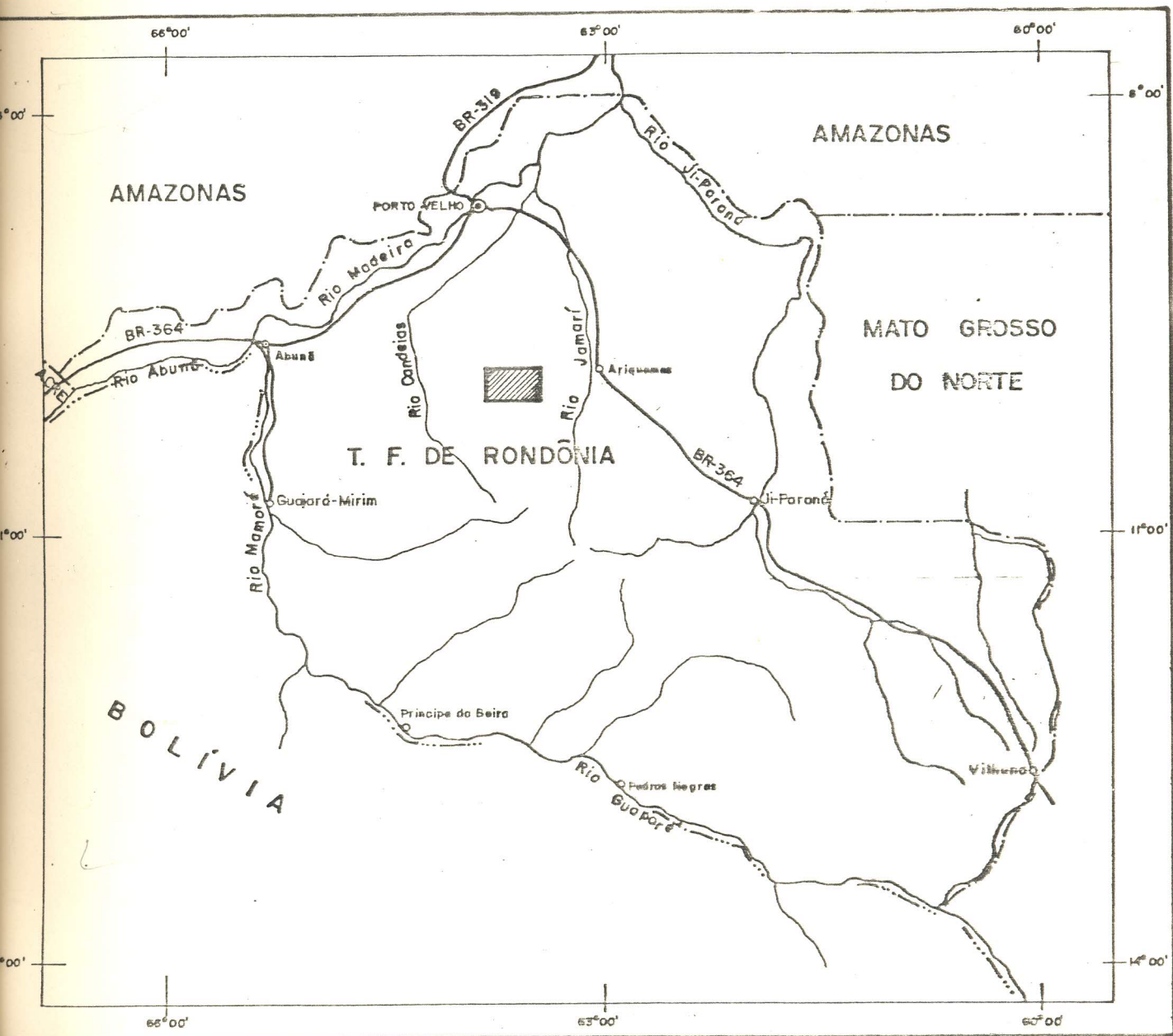


FIGURA 1: MAPA DE LOCALIZAÇÃO DO COMPLEXO GRANITÓIDE DE MASSANGANA



ESCALA 1:5.000.000



1981

 Área do Complexo Granitóide de Massangana.

das precipitações, compensando correspondente estação seca. As precipitações anuais variam, em média, em torno de 2.250 mm, concentradas principalmente nos meses de dezembro a março. Esta distribuição irregular das precipitações condiciona a vazão dos cursos d'água, a qual atinge volume máximo nos meses de janeiro a abril, e mínima nos meses de setembro e outubro.

A cobertura vegetal é densa - excetuando-se nas vertentes e cristas dos morros, onde se desenvolve manchas de vegetação xerófita - e complexamente estratificada, com indivíduos destacáveis pelo seu grande porte, e emaranhados por rica população de epífitas e trepadeiras heliófilas, identificando-se três estratos. O estrato superior pode atingir até 50 metros de altura, sendo constituído principalmente por espécimes das famílias Sapotácea, Lecitidácea, Morácea e Leguminosa. No estrato arbóreo médio predominam as palmáceas, com porte médio de 20 a 30 metros, enquanto o nível inferior é formado por indivíduos emergentes dos estratos anteriores.

Os solos de um modo geral, são profundos, porosos, bastante lixiviados, com horizontes pouco diferenciados e com baixa troca iônica e conseqüente baixa fertilidade. Tem como característica comum, cobertura de detritos orgânicos com 2 a 5 centímetros de espessura.

II - GEOLOGIA REGIONAL

O Território Federal de Rondônia faz parte do "Craton do Guaporé", definido por ALMEIDA (1967), e posteriormente adotado por SILVA et alii (1974), ISSLER (1977), LEAL et alii (1978) e outros. O arranjo geológico-tectônico desta superfície cratonizada, é ainda mal conhecido, e as interpretações envolvem seguidamente controvérsias conceituais. Representa segundo ISSLER (1977), megabloco muito antigo da crosta terrestre, as vastas regiões do qual são constituídas por associações litológicas de uma sucessão geossinclinal pré-cambriana, com intenso magmatismo anorogênico subsequente, precedido e seguido de amplo recobrimento sedimentar.

O Complexo Xingu proposto por SILVA et alii (1974), para designar associação metamórfica de médio a alto grau das regiões dos rios Tocantins e Araguaia, aceito a seguir por ISSLER (1977), LEAL et alii (1978), SILVA et alii (1980), FREITAS et alii (1981), MONTALVÃO e BEZERRA (1980), para rochas similares expostas em terrenos rondonianos e regiões limítrofes, representa a unidade basal. Litologicamente compreende granulitos, kinsigitos, anfibolitos, migmatitos, granitos e granodioritos gnáissicos, além de outras rochas de ocorrência local. As direções estruturais dominantes dessa unidade são E-W, W-NW e E-NE, ocorrendo variações locais para NE e NW.

TEIXEIRA e TASSINARI (1977), apresentam 41 datações radiométricas em rochas do Complexo Xingu, pelos métodos Rb/Sr e K/Ar, tendo estabelecido através do primeiro, isócrona de 1.470 ± 54 milhões de anos. Quanto ao método K/Ar, observam variações entre 1.500 e 1.100 milhões de anos. Por outro lado, AMARAL (1974) cita idade anômala de 2.027 ± 26 milhões de anos, na região central de Rondônia, obtida em rocha poste

riormente englobada no Complexo Xingu. LEAL et alii (1978), admitem amplo rejuvenescimento isotópico das rochas desta unidade. MONTALVÃO e BEZERRA (1980), concordam com os mesmos e colocam o Complexo Xingu no Arqueano.

Sobreposto à unidade anterior, ocorre o Grupo Uatumã, de CAPUTO et alii (1971), proposto para a categoria de Super Grupo Uatumã por SANTOS (1974), o qual, engloba no Território Federal de Rondônia, a Formação Roosevelt e o Grupo Beneficiente. A Formação Roosevelt, descrita detalhadamente por LEAL et alii (1978), apresenta isócrona, pelo método Rb/Sr, de 1.600 milhões de anos. Limita-se quase que exclusivamente à região do rio Roosevelt, e constitui-se predominantemente de rochas vulcânicas e piroclásticas. Dentre os tipos vulcânicos dominam rochas de composição dacítica e riodacítica, ocorrendo o mesmo com a composição predominante das rochas piroclásticas.

O Grupo Beneficiente, exibe ampla distribuição em Rondônia e compreende sequência psamito-pelítica, de deposição marinha rasa, intercalando frequentemente camadas de piroclásticas. Exibe metamorfismo incipiente devido a efeitos dinâmicos e/ou termiais, conforme SANTOS (1977). Petrograficamente são descritos arenitos, arenitos arcoseanos, conglomerados, arenitos ^{quartzos arenitos} ortoquartzíticos e ardósias. São englobadas nesta unidade as rochas relacionadas a Formação Mutum-Paraná de LOBATO et alii (1966), segundo LEAL et alii (1978).

A Formação Palmeiral definida por LOBATO et alii (1966), constitui unidade de posicionamento estratigráfico e extensão ainda controvertidas. LOBATO, SOUZA et alii (1975), LIMA et alii (1977), PINTO FILHO et alii (1977), consideram-na posterior ao Grupo Beneficiente (ou a Formação Mutum-Paraná, que representa a mesma unidade), enquanto LIMA et alii (1978), engloba-a no referido Grupo. Segundo LOBATO et alii (1966), a

Formação Palmeiral constitui-se predominantemente de arcóseos e conglomerados com seixos de vulcânicas que ocorrem na região noroeste de Rondônia. Posteriormente SOUZA et alii (1975), PINTO FILHO et alii (1977) e TORRES et alii (1979), estendem a designação para sedimentos similares, alojados em estruturas do tipo "graben", distribuídas nas regiões central e centro-ocidental de Rondônia. A estas últimas ocorrências LEAL et alii (1978), criam sem justificar, a designação de Formação Pacaás Novos e situam-na posteriormente as intrusões graníticas Pré-cambrianas que ocorrem em Rondônia.

Seguindo-se a edificação das unidades supra mencionadas, Rondônia foi palco de, pelo menos, dois eventos ígneos félsicos, predominantemente intrusivos, conforme proposto por AMARAL (1974). O mais antigo, seria representado pelos granitos tipo Serra da Providência de LEAL et alii (1976), cujos tipos petrográficos dominantes compreendem granitóides com texturas porfiróides e/ou pegmatóides a ortoclásio e/ou microclina, e afinidade calco-alcalina. A idade estabelecida está compreendida no intervalo 1.400 a 1.200 milhões de anos. Corresponde aos "granitos mais antigos" de VERSCHURE e BON (1972) e WAGHORN (1974).

O último evento ígneo em terrenos rondonienses compreende os Granitos Rondonianos, segundo definição de LEAL et alii (1978), os quais tem recebido diversas designações, destacando-se "granitos mais jovens" (KLOOSTERMAN, 1967), Complexos Vulcano-plutônicos (VERSCHURE e BON, 1972), Granitos Anorogênicos (SOUZA et alii, 1975 e PINTO FILHO et alii, 1977) e Suite Intrusiva Rondônia (ISOTTA, et alii, 1978). PRIEM et alii (1971), datam esses granitos em 977 ± 20 milhões de anos, enquanto AMARAL (1974), reporta idade isocrônica para os mesmos de 919 ± 20 milhões de anos. Os Granitos Rondonianos, entre os quais está incluído o Complexo Granitóide de Massangana

(pró-parte), constituem-se essencialmente de biotita - granitos com granulação média a grossa, alguma tendência porfirítica, a ortoclásio peritítico e/ou microclina. Excepcionalmente ocorrem tipos com hornblenda e equivalentes extrusivos, sendo rochas de afinidade com as séries alcalinas. KLOOSTERMAN (1968), identifica em Rondônia cerca de 20 intrusões com essas características.

Outras unidades geológicas, anteriores aos Granitos Rondonianos, de extensão e posicionamento estratigráfico muitas vezes discutível, são citadas. Assim, LEAL et alii (1978), propõem a designação informal de Epimetamorfitos do Comemoração, às ocorrências esporádicas de xistos, quartzitos, jaspilitos e metavulcânicas, dobrados, que ocorrem na região sudeste de Rondônia, sendo anteriores ao Grupo Uatumã. Esses autores citam ainda as Básicas e Ultrabásicas de Ciriquiqui, Alcalinas do Teotônio e Efusivas Ácidas do Caripunas, todas com posicionamento estratigráfico posterior aos Granitos Serra da Providência. Entretanto, o autor admite que as Efusivas Ácidas de Caripunas representem equivalentes extrusivos dos granitóides tipo Granito Serra da Providência, em função de seu qui mismo similar, e idades observadas por LIMA et alii (1977), de aproximadamente 1.200 milhões de anos.

Estratigraficamente mais jovens que os Granitos Rondonianos, são descritos os Magmatitos Nova Floresta (Pré-cambriano superior), constituído de derrame basáltico situado nas cercanias da Serra dos Pacáas Novos (TORRES et alii, 1979), e a extensa sedimentação paleozóica e mesozóica distribuída na região Sudeste de Rondônia, descrita com algum detalhe por PINTO FILHO et alii (1977), LEAL et alii (1978) e FREITAS (1980).

III - GEOLOGIA DO COMPLEXO GRANITÓIDE DE MASSANGANA

O Complexo Granitóide de Massangana exhibe forma grosseiramente elipsoidal com alongamento na direção nordeste-sudoeste, e bordos interpenetrativos com litotipos do Complexo Xingu, principalmente a sudeste, constituindo amplo batólito com cerca de 900 quilômetros quadrados de superfície. As rochas deste complexo, essencialmente granitos e sienitos, normalmente afloram como extensos lajeados, notadamente nas vertentes e cristas dos morros, ou então, na forma de blocos e matacões arredondados, por vezes gigantescos, sendo frequentes diâmetros superiores a 10 metros.

Fraturas circulares são claramente destacáveis em fotografias aéreas e imagens radargamétricas. Não obstante as referências a diques anelares e núcleos diferenciados (KLOOSTERMAN, 1967; WAGHORN, 1974), não existe nenhuma evidência de campo de que tal ocorra. ISOTTA et alii (1978), já assinalam a ausência desses diques anelares. As fraturas circulares, e principalmente a forma tendendo a circular das sucessivas intrusões, determinam que os altos topográficos exibam conformação estrutural neste padrão, tendo gerado dessa maneira, provavelmente, a falsa impressão de diques anelares.

As lineações dos fraturamentos principais afetam indiscriminadamente todo o complexo - excetuando-se as rochas sieníticas - bem como os litotipos do Complexo Xingu, e desenvolvem-se segundo duas direções gerais - $N50^{\circ}$ a $70^{\circ}E$ e $N130^{\circ}$ a $140^{\circ}E$. Os sistemas principais de diaclases, veios de quartzo, veios pegmatíticos, orientam-se segundo essas direções. Superimpõem-se inclusive, aos fraturamentos anelares. Deslocamentos dos fraturamentos dispostos a noroeste, por aqueles orientados a nordeste são frequentes, sugerindo que o últi

mo é mais jovem. Indicação similar sugerem as rochas sieníticas, cuja conformação estrutural permite admitir sua colocação em falhamentos de direção nordeste-sudoeste, os quais interrompem seguidamente as fraturas alinhadas segundo noroeste-sudeste.

Contatos abruptos, rochas brechadas, frequentemente silicificadas, junto ao bordo, bem como texturas microfaneríticas e enclaves, superposição de fraturas circulares em granitos, além de aspectos petrográficos e químicos, testemunham que o alojamento do Complexo Granitóide de Massangana evoluiu a partir de vários episódios magmáticos. Esses episódios magmáticos são denominados neste trabalho de fases Massangana, São Domingos, Bom Jardim e Taboca, todas homônimas às denominações geográficas de maior destaque dos terrenos onde ocorrem (anexo I). A Fase Massangana é representada por granitos porfíroides/pegmatóides e granular grossa a microclina e eventualmente ortoclásio; a Fase São Domingos por granitos granulares a microclina; a Fase Bom Jardim por granitos granulares a ortoclásio e raramente microclina e a Fase Taboca por rochas sieníticas.

O granito da Fase Massangana envolve completamente o granito da Fase Bom Jardim, e, está em contato com o granito da Fase São Domingos, ocorrendo como enclaves em ambos. Considerando que a Fase Taboca atravessa a Bom Jardim e a São Domingos, conclui-se que a Fase Massangana representa o episódio magmático mais antigo do maciço. Não foi observada nenhuma relação direta de contato entre as fases Bom Jardim e São Domingos.

BOWEN (1954), por meio de dados experimentais, verificou que os granitos eutectóides, apresentam-se com teores de K_2O , notavelmente maiores que os de Na_2O . Assim, os re

sultados analíticos médios (mais de uma dezena de amostras para cada fase) para estes óxidos, obtidos nas fases Bom Jardim e São Domingos (4,57% de K_2O e 4,45% de Na_2O na primeira e, 5,23% de K_2O e 3,53% de Na_2O , na segunda) são altamente sugestivos de que a última fase se apresenta consideravelmente mais diferenciada, representando portanto episódio tardio. Além do mais, os feldspatos potássicos observados, predominantemente ortoclásio pertítico na Fase Bom Jardim e microclina (com manchas de ortoclásio, vistas ao microscópio) na São Domingos, indicam que nesta última, os processos de cristalização se desenvolveram a partir de temperaturas menores e de uma fusão mais rica em fluidos (MENNERT, 1971), cuja compatibilidade com os processos magmáticos tardios é maior.

AMARAL (1974), apresenta para os granitóides de Massangana três determinações geocronológicas, distintas, pelo método K/Ar. 1058 \pm 33 MA, 966 \pm 25 MA e 934 \pm 24 MA. Embora a escala reduzidíssima do mapa de localização das amostras daquele autor não permita que se distinga, a qual fase as mesmas pertencem, pode-se supor que a hierarquia cronológica, da mais antiga para a mais jovem, se correlacione diretamente com a ordenação apresentada acima. Ademais, estudiosos do assunto, entre eles VOLICOV e NEGUEY (1973), admitem que a inserção de um maciço granitóide pode se processar através de várias pulsações de uma única câmara magmática, podendo essas pulsações se distribuírem no tempo por mais de uma centena de milhões de anos. SABATÉ (1979), também concorda que um ciclo magmático pode ter duração superior a 100 milhões de anos.

III.a. - Fase Massangana

Esta fase representa em superfície mais de 80 por cento do Complexo Granitóide de Massangana. Ocorre intrudi

da nos metamorfitos de médio a alto grau do Complexo Xingu, sendo o seu contato brusco com as feições cataclásticas e as silicificações comuns. Destaca-se ainda certa orientação do granito, junto ao contato, imprimindo-lhe aspecto gnáissico, principalmente no bordo sudoeste, proximidades do rio Massangana, onde a granulação diminui consideravelmente numa faixa de 200 a 300 metros. Interpenetrações entre granitos e rochas do Complexo Xingu, são frequentes. Observa-se esporadicamente orientação linear de direção nordeste-sudoeste dos fenocristais de feldspato alcalino, principalmente no domínio norte-nordeste do maciço. Vestígios de arranjo estrutural anelar impressos nas rochas do Complexo Xingu, são observados nos bordos sudoeste e noroeste.

KLOOSTERMAN (1967), VERSCHURE e BON (1972), WAGHORN (1974) e SOUZA et alii (1975), consideram esta fase granitóide como resultante de granitização, e corresponderia aos granitos sincinemáticos de MARMO (1971). Entretanto, nenhuma característica comum a tais granitos foi observada. ISOTTA et alii (1978), a incluem nos granitos de periferia, e consideram que o alojamento do Complexo Granitóide de Massangana se desenvolveu polifasicamente a partir de uma única câmara magmática. Admite-se todavia, que no desenvolvimento de maciços polifásicos, as fases mais jovens tendem a se alojar na parte central dos maciços, e destroem parcialmente as fases anteriores (TURNER, 1963, TURNER e BOWEN, 1979). Em Massangana as fases mais jovens se alojaram na extremidade sudoeste ou externamente à primeira manifestação magmática, a qual não apresenta qualquer modificação que possa ser relacionada às fases posteriores.

Os granitóides da Fase Massangana, exibem cor rósea clara, textura porfiróide ou pegmatóide, sendo comum a presença de megacristais tabulares ou ovóides de feldspato

Nº DA AMOSTRA	KAS 422	KAS 423	KAS 429	KAS 431	KAS 432	KAT 591	KAT 597
Microclina	40 %	35 %	38 %	36 %	25 %	34 %	—
Quartzito	39 %	30 %	26 %	20 %	36 %	25 %	38 %
Plagioclásio	15 % (An 17)	25 % (An 25)	23 % (An 26)	22 % (An 26)	8 % (An 20)	29 % (An 25)	10 % (An 30)
Ortoclásio perfitico	—	—	—	—	24 %	—	49 %
Biotita	3 %	7 %	10 %	11 %	5 %	9 %	1 %
Fluorita	1 %	1,5 %	0,5 %	1,5 %	0,5 %	1 %	0,5 %
Zircão							
Opacos							
Sericita							
Clorita	2 %	1,5 %	2,5 %	1,5 %	1,5 %	2 %	1,5 %
Minerais argilosos							
Epidoto-zoisita							
Óxido de ferro							
TOTAL	100,0 %	100,0 %	100,0 %	100,0 %	100,0 %	100,0 %	100,0 %

TABELA I : Composição modal dos granitóides da Fase Massangana.

alcalino com até 10 centímetros de diâmetro. Variações locais para tipos de granulação grossa são frequentes. A composição mineral essencial compreende feldspato potássico, quartzo, plagioclásio e biotita. Fluorita, zircão, opacos são os componentes acessórios, enquanto a sericita, clorita, minerais argilosos, epidoto-zoisita e óxido de ferro, os minerais secundários. A tabela I apresenta a composição modal das setes amostras analisadas em secção delgada.

O feldspato potássico constitui a fase mineral dominante sendo representada por microclina pertítica de triclinicidade baixa a moderada, estimada ao microscópio - seguidamente variável numa mesma lâmina -, associada ou não a ortoclásio pertítico. Essas características estruturais da microclina, bem como as manchas não microclinizadas ou em processo de microclinização dos feldspatos monoclinicos, sugerem que a fase triclinica tenha sua origem ligada à transformação do ortoclásio inicial, quando submetido a condições de baixa temperatura, incompatíveis com a estabilidade do mesmo (MARMO, 1971). Apresenta-se em cristais idiomórficos, geralmente bem desenvolvidos. Observa-se ainda, em algumas lâminas, uma segunda geração de feldspatos potássicos, constituída por grãos de microclina límpida e inalterada, xenomórfica, ocupando espaços intersticiais.

O quartzo ocorre como grãos individualizados de contornos idiomórficos e terminação piramidal hexagonal, definindo cristalização a relativamente altas temperaturas. Aparece ainda como inclusões nos feldspatos e biotitas, mantendo sempre contornos idiomórficos. O plagioclásio, com teor de anortita oscilando entre 25 e 27 por cento, tendo um único exemplar atingido 30 por cento, representa outro componente mineral de proporções relativamente elevadas (tabela I). Os grãos deste

mineral tendem ao idiomorfismo e exibem alguma alteração à sericita e epidoto-zoisita.

A biotita se constitui no único mineral máfico desta fase ocorrendo em percentual baixo e bastante variável (entre 1 e 11 por cento), e disposição esparsa. Apresenta-se em palhetas com contornos xenomórficos, extremamente corroídos, e aspecto poiquilítico sendo as inclusões notadamente de quartzo, zircão, e óxido de ferro. Enriquecimento em opacos são comuns ao longo dos planos de clivagem. Exibem fraca alteração a clorita e algumas palhetas de biotita tem os planos de clivagem totalmente retorcidos, sugerindo movimentação de massa granítica quando em processo de cristalização.

III.b. - Fase Bom Jardim

A Fase Bom Jardim constitui "stock" elipsoidal, tendendo a circular, de contornos irregulares, cujos diâmetros máximo e mínimo medem dez e oito quilômetros, respectivamente, orientando-se o maior a norte (anexo I). Apresenta-se intrudida nos granitóides da Fase Massangana através de contatos abruptos e interpenetrativos, contendo grande quantidade de enclaves da mesma, nas zonas de bordo, alguns medindo vários metros de diâmetro. Emite apófises nas rochas encaixantes e apresenta variações texturais marginais para tipos microgranulares e porfiríticos, em faixas descontínuas, paralelas ao contato. Enclaves, variações texturais e apófises são comuns no local denominado de Bom Jardim e em algumas partes do contato norte-nordeste. Ainda na margem norte-nordeste, é comum a presença de enclaves de forma arredondada e contornos nítidos de microgranito ou granito porfirítico, indicando retomada de movimento da fusão granítica, após iniciada a cristalização (DIDIER,



1973). Diques de microgranito, principalmente na parte central do "stock", com espessura máxima de 20 centímetros são frequentes, orientando-se tanto a noroeste como a nordeste. A injeção dos granitóides da Fase Bom Jardim imprimiu intenso fraturamento circular na Fase Massangana.

Seguindo-se à faixa de granito microgranular ou porfirítico (quando presente), marginal ao maciço, os granitos da Fase Bom Jardim passam para tipos com textura granular grossa, média ou mesmo fina, em direção ao centro. Não se observou todavia, nenhum relacionamento entre estes tipos texturais interioranos do "stock". Como química e mineralogicamente são similares, é possível que essas variações texturais tenham relação com um resfriamento desigual, ou fusão com distribuição desigual de água na câmara magmática, dando origem consequentemente a velocidades distintas de cristalização.

As rochas graníticas desta fase, apresentam coloração rósea, textura granular grossa, média ou fina, com alguma tendência a porfiróide, determinada por raros fenocristais tabulares de feldspatos. A tabela II, ilustra a composição modal das nove lâminas estudadas. Observa-se que o ortoclásio pertítico constitui-se no componente mineral dominante, ocorrendo uma única amostra, onde a microclina predomina. Como a mesma é de uma provável apófise (as relações de campo não permitiram definição muito clara), situada na zona de contato, é possível que se relacione a evento distinto ao responsável pela formação do "stock" de Bom Jardim. Quartzo, plagioclásio e biotita são os demais constituintes essenciais, enquanto fluorita, zircão, titanita e opacos são os minerais acessórios, e sericita, minerais argilosos, clorita e óxido de ferro os produtos de alteração.

O ortoclásio pertítico apresenta-se em cristais idiomórficos, por vezes bem desenvolvidos, poiquilíticos, sen

Nº DA AMOSTRA	KAS 420	KAS 433	KAT 568	KAT 570	KAT 572	KAT 573	KAT 575	KAT 576	KAT 579
Microclina	—	%	—	—	—	—	—	—	—
Ortoclácio peritítico	33 %	—	65 %	67 %	68 %	62 %	43 %	45 %	59 %
Quartzó	29 %	24 %	24 %	23 %	24 %	28 %	36 %	36 %	32 %
Biotita	10 %	5 %	5 %	4 %	4 %	5 %	4 %	2 %	1 %
Plagioclásio	24 % (An 25)	32 % (An 20)	3 % (An 26)	3 % (An 27)	2 % (An 25)	2 % (An 26)	13 % (An 27)	14 % (An 28)	4 %
Fluorita	1 %	1 %	1 %	1 %	0,5 %	0,5 %	2 %	1 %	1 %
Zircão									
Titanita									
Opacos									
Sericita	3 %	4 %	2 %	2 %	1,5 %	1,5 %	2 %	2 %	3 %
Óxido de ferro									
Minerais argilosos									
Clorita									
TOTAL	100,0 %	100,0 %	100,0 %	100,0 %	100,0 %	100,0 %	100,0 %	100,0 %	100,0 %

TABELA II : Composição modal dos granitóides da Fase Bom Jardim.

do as inclusões mais comuns de biotita, quartzo e plagioclásio. Estão frequentemente circundados por cordões de minerais de granulação mais fina, formados de quartzo, biotita, plagioclásio, fluorita e auréolas de biotita. O quartzo ocorre em cristais idiomórficos, característico de altas temperaturas, e principalmente como constituinte da massa de granulação mais fina, dispostos nos interstícios dos minerais de maiores dimensões (principalmente ortoclásio). O plagioclásio representa um componente de proporções algo variável. Predomina entretanto como um constituinte subordinado. Geralmente aparece na forma de pequenos cristais, destacando-se todavia, em algumas lâminas, como cristais bem desenvolvidos, similares aos do ortoclásio, tendo inclusões minerais idênticas. A biotita também subordinada, apresenta-se em lamelas xenomórficas, poiquilíticas e contornos corroídos, cujas inclusões compreendem quartzo, zircão, opacos e fluorita. Mostra incipiente alteração à clorita. São pleocroicas e o pleocroismo variável, bem como o índice de refração.

III.c. - Fase São Domingos

O "stock" granítico que constitui a Fase São Domingos, apresenta forma grosseiramente circular, desvirtuada pelos contornos irregulares e protuberantes, tendo diâmetro máximo de cerca de dez quilômetros, dispostos semi-paralelamente à lineação regional dos metamorfitos do Complexo Xingu (anexo I), nos quais encontra-se quase que inteiramente implantado à exceção de diminuto trecho, no bordo sudeste, onde faz contato com rochas da Fase Massangana. Os contatos com as encaixantes são irregulares e abruptos, e enclaves destas, principalmente de granitóides da Fase Massangana, migmatitos, gnais

se e anfibolitos são comuns. Apófises da Fase São Domingos, com mais de uma dezena de metros de espessura, se intrometem na Fase Massangana, nomeadamente nos altos topográficos existentes às cabeceiras do igarapé João Soares. Esta fase, juntamente com a Taboca e a Bom Jardim corresponde aos "granitos mais jovens" de KLOOSTERMAN (1967), aos Complexos Vulcano-Plutônicos de VERSCHURE e BON (1972), aos granitos de núcleo de ISOTTA et alii (1978) e aos Granitos Rondonianos de LEAL et alii (1978).

Imprime intenso fraturamento circular nas rochas circundantes e algumas vezes na borda do próprio "stock" granítico. Destaca-se também intensa greisenização, principalmente no bordo norte e em menor proporção nos bordos sudoeste e nordeste, afetando indiscriminadamente os granitóides e metamorfitos encaixantes, sendo mais intensa nos últimos, em razão da maior favorabilidade à percolação de fluidos. É frequente ainda, junto às margens, o aspecto de migmatito da rocha encaixante, caracterizado pela penetração de diminutas apófises e lentes de composição granítica, paralela ou discordantemente à foliação dos metamorfitos. Embora KLOOSTERMAN (1969), faça referência a pelo menos três variedades texturais de granitos neste "stock", arranjados concentricamente, observou-se apenas, numa massa constituída predominantemente de granitos de granulação grossa, variações marginais, em faixas estreitas e descontínuas, para tipos de granulação fina e porfirítica.

A composição mineralógica dos granitóides róseos da Fase São Domingos, compreende essencialmente microclina pertítica, quartzo, plagioclásio e biotita (tabela III). Os acessórios são fluorita, zircão, opacos, allanita, topázio e por vezes muscovita, sendo óxido de ferro, sericita e clorita os produtos de alteração. A microclina é sempre pertítica. Ocorre em cristais idiomórficos, bem desenvolvidos, e exhibe manchas de ortoclásio não microclinizado ou em processo de mi

Nº DA AMOSTRA	KAS 424	KAS 425	KAS 426	KAS 427	KAS 428	KAS 430	KAT 595
Microclina	29 %	36 %	37 %	36 %	40 %	36 %	44 %
Quartzo	38 %	29 %	30 %	26 %	28 %	28 %	29 %
Plagioclásio	20 % (An 26)	19 % (An 25)	26 % (An 30)	30 % (An 17)	24 % (An 28)	22 % (An 25)	23 % (An 25)
Biotita	9 %	12 %	4 %	5 %	5 %	10 %	1 %
Fluorita	1,5 %	2 %	0,5 %	1 %	1 %	1,5 %	1,5 %
Zircão			(muscovita: 1%)	(muscovita: 1%)			
Topázio							
Opacos							
Sericita	2,5 %	2 %	1,5 %	1,5 %	2 %	2,5 %	1,5 %
Clorita							
Minerais argilosos							
Óxido de ferro							
Allanita							
TOTAL	100,0 %	100,0 %	100,0 %	100,0 %	100,0 %	100,0 %	100,0 %

TABELA III : Composição modal dos granitóides da Fase São Domingos.

croclinização, sendo a triclinicidade baixa a moderada e variável numa única lâmina. Apresenta como inclusões quartzo e diminutos cristais de plagioclásio. São observados ainda, cristais xenomórficos e menores de microclina de disposição intersticial.

O plagioclásio geralmente ocorre em cristais euédricos a subédricos, fracamente zonados, tendo teor médio de anortita de 25 por cento. Apresenta-se comumente sericitizado e envolvido por auréolas de albita, a qual envolve também a microclina. O quartzo ocorre como cristais idiomórficos, bipiramidados, bem desenvolvidos ou então na forma xenomórfica constituindo a trama intersticial, juntamente com a microclina, albita, topázio, zircão, fluorita e opacos. A biotita se apresenta na forma de palhetas xenomórficas e bordos corroídos, tendo halos pleocróicos devido as inclusões de zircão. Uma feição comum destes granitos é a constante associação da biotita com o zircão e fluorita. Destaca-se ainda, na parte norte do "stock", a existência de espécimes com muscovita e/ou topázio, os quais juntamente com a fluorita, constituem tipos morfos de pneumatólise e hidrotermalismo, que podem ou não estar ligados a mineralizações.

III.d. - Fase Taboca

Como já citado anteriormente a Fase Taboca é representada por rochas sieníticas, filoneanas, orientadas na direção norte-nordeste, que ocorrem por intrusão dentro dos granitóides da Fase Bom Jardim e provavelmente na Fase São Domingos. Nesta última as relações de campo não são inteiramente conclusivas, sendo a forma filoneana sugerida pelo sistema de fraturamento ortogonal. A espessura desses corpos filoneanos osci

la entre menos de um metro a cerca de 1.000 metros, sendo o contato marcado por abundantes enclaves dos granitóides encaixantes, parcialmente digeridos e interpenetrados pela massa sienítica, e por diminuta faixa de sienitos com textura microfane rítica, cuja parte mais externa se apresenta afanítica. Alguns enclaves atingem a escala de "roof pendants" com diâmetro superior a uma centena de metros. Rochas hornféisicas são esporadicamente observadas nas zonas marginais.

As variações petrográficas são comuns, observando-se num único corpo sienitos, quartzo-sienitos e quartzo-monzonitos (WAGHORN, 1974), predominando os dois primeiros. É possível que a assimilação da rocha encaixante pelo líquido sienítico, seja a principal responsável por essas variações. Texturalmente também exibem algumas oscilações, sendo os tipos granulares, microgranulares e porfiríticos os mais comuns. A composição mineralógica essencial compreende ortoclásio peritítico, plagioclásio, hornblenda e quartzo, sempre em proporções variáveis (tabela IV).

NÚMERO DA AMOSTRA	KAT 571	KAT 594
<u>Comp. Mineralógica:</u>	(%)	(%)
Ortoclásio	58	44
Oligoclásio-Andesina	15 (An 30)	25 (An 37)
Quartzo	14	16
Hornblenda	10	10
Biotita	-	2
Fluorita	2	1,5
Allanita		
Zircão	1	1,5
Opacos		
Apatita		
Total	100	100

Tabela IV - Composição Modal das rochas sieníticas da Fase Ta boca.

Quantidades menores de fluorita, allanita, zircão, opacos e apatita são também observadas. Nos tipos texturais porfiríticos os fenocristais são de ortoclásio.

O ortoclásio peritítico e o plagioclásio apresentam-se em cristais euédricos a subédricos. O teor de anortita ao plagioclásio oscilou de 30 a 37 por cento. Nos quartzo-monzonitos o plagioclásio predomina em relação ao ortoclásio. O quartzo normalmente apresenta-se em cristais xenomórficos, bem como a hornblenda (ferrobastingisita).

IV - METODOLOGIA

Cinquenta e sete amostras de rocha foram coletadas no Complexo Granitóide de Massangana, compreendendo tanto exemplares das fases mineralizadas em estanho, como daquelas estéreis. Apesar da amostragem não ter caráter sistemático, em razão do difícil acesso, procurou-se através do precário sistema viário disponível, como rodovias, varadouros e mesmo picadas abertas na mata, distribuir os pontos de amostragem com certa uniformidade, principalmente no que concerne aos granitos mineralizados, no sentido de que sua caracterização petroquímica fosse mais efetiva.

Ressalta-se por outro lado, face a inexistência de qualquer meio de acesso à região norte-nordeste do maciço, que a amostragem ficou condicionada às proximidades da Mineração Taboca S/A, detentora das jazidas de cassiterita da área. Assim, a Fase Massangana, que se estende preferencialmente a essa região teve sua amostragem prejudicada. O peso médio de cada exemplar de rocha coletada foi de um quilograma, evitando-se sempre amostras afetadas por qualquer tipo de alteração.

O mapa geológico da área (anexo I) resultou de estudos fotogeológicos, observações de campo e análises petrográficas, somadas as informações extraídas de SOUZA et alii (1975) e ISOTTA et alii (1978), em cujos trabalhos se teve a participação do autor.

Para as determinações analíticas as amostras foram britadas a menos de 10 "mesh", quarteadas e pulverizadas em moinho de discos de porcelana a menos de 150 "mesh". Porções dessas amostras pulverizadas foram fundidas, pelotizadas, e analisadas por fluorescência de raio-X para Rb e Sr, utilizando-se espectrômetro Philips, modelo PW 1 540, equipado com

contador proporcional e de cintilação, e com discriminação de energia. Curvas de calibração foram obtidas através de padrões internacionais. Ba, Be, Nb, Sn, La, Y, Zr e B foram determinados por espectrografia de emissão, queimando-se 10 miligramas de amostra misturada a grafita quimicamente pura. O equipamento constou de espectrógrafo Jarrel-Ash, Wadsworth 1,5 m e comparadores Jarrel-Ash.

Determinou-se o Si e P por espectrofotometria de absorção molecular. Para o primeiro utilizou-se 0,05 gramas de amostra e abertura por fusão alcalina, e para o segundo, uma grama de amostra e fusão ácida, constituindo-se o equipamento de espectrofotômetro de absorção Beckman - modelo 25. Al, Mn, Ca, Mg, Na, K, Pb, Zn, Mo, W e Li foram analisados por espectrofotometria de absorção atômica, após abertura por fusão ácida de 0,2 de grama de amostra. Fe^{2+} e Fe^{3+} e Ti, cuja abertura foi efetuada por fusão ácida de 0,5 gramas de amostras para o primeiro e de 0,2 gramas para os dois últimos, foram determinados por volumetria (Fe^{2+} e Fe^{3+}) e colorimetria visual (Ti). Analisou-se o F por eletrodo-íon-seletivo. A totalidade das análises foi executada no Laboratório de Análises Mineraias da Companhia de Pesquisa de Recursos Mineraias - CPRM, sediado no Rio de Janeiro.

A escolha para análise dos elementos-traço supracitados baseou-se em suas características cristalo-químicas, as quais estabelecem, seguidamente, conforme citações da literatura, diferenças significativas entre fases granitóides mineralizadas e estéreis. Enquadram-se dessa maneira, nos objetivos deste trabalho.

As discussões apresentadas quanto ao comportamento e distribuição dos elementos principais e elementos-traço, baseiam-se em parâmetros matemáticos como: média aritmética

ca, variância, desvio padrão e coeficiente de correlação, cujas fórmulas para cálculo são apresentadas por TILL (1974). Os diagramas apresentados e discutidos visam também analisar tanto os elementos-traço como os principais. Alguns elementos como o W e o B não são discutidos, por não terem sido detectados na maioria das amostras.

Análises comparativas com outros corpos graníticos mineralizados da região quanto a elementos-traço não puderam ser desenvolvidas, face a indisponibilidade de dados analíticos.

V - MINERALIZAÇÕES DO COMPLEXO GRANITÓIDE DE MASSANGANA

As mineralizações de estanho do Complexo Granitóide de Massangana relacionam-se espacialmente às fases São Domingos e Bom Jardim, tendo sido intensas, especialmente na primeira, e dado origem a volumosos e ricos depósitos tipo placer. Quanto as fases Massangana e Taboca não se conhece até o momento, em seus domínios, qualquer mineralização diretamente vinculáveis às mesmas.

Não obstante, o intenso intemperismo atuante sobre a região, mineralizações primárias de cassiterita são seguidamente observadas, notadamente na Fase São Domingos, a maioria delas expostas quando do desmonte hidráulico das aluviões estaníferas. Ocorrem em veios de quartzo e greisens, tendo sido sucessivamente referenciadas por KLOOSTERMAN (1967, 1969), MARTINS et alii (1973), WAGHORN (1974), SOUZA et alii (1975) e ISOTTA et alii (1978). No que concerne à Fase Bom Jardim, a única referência quanto a existência de mineralizações primárias foi efetuada por MARTINS et alii, que citam veios de quartzo com cassiterita, na parte central da intrusão. Entretanto, seixos e blocos de quartzo e greisens, com incrustações e disseminações deste mineral metálico, em aluviões e coluviões, sugerem que as concentrações primárias de cassiterita são similares em ambas as fases. As considerações desenvolvidas a seguir resultam de observações efetuadas no "stock" de São Domingos.

As mineralizações primárias relacionadas à Fase São Domingos, se distribuem tanto no "stock" granítico, como em seu exocontato, notadamente nos metamorfitos do Complexo Xingu, algumas das quais ocorrem afastadas em cerca de um qui

lômetro do contato da intrusão, tendo resultado provavelmente do aporte de voláteis através de descontinuidades tectônicas, como fraturamentos e planos de xistosidade, considerando a conformação estrutural dessas deposições minerais com as referidas feições (ISOTTA et alii, 1978).

Disseminações de cassiterita são frequentemente reportadas ao endocontato de intrusões graníticas (SAINSBURY e HAMILTON, 1967; HOSKING, 1967; CHAROY, 1979). Neste caso o granito reflete vários tipos de alterações deutéricas, tais como turmalinização, formação de topázio ou fluoritização, podendo conter minerais raros como columbita-tantalita, zircão e minerais de terras raras. Entretanto, nos granitos marginais da Fase São Domingos, parcialmente greisenizados, caracterizados pela formação tardia de albita, topázio e muscovita, não se observou qualquer vestígio desse tipo de mineralização de cassiterita, a qual se desenvolve unicamente em veios de quartzo e greisens.

Na rocha encaixante, a mineralização se processou com muito maior intensidade, em faixa disposta marginalmente à intrusão, onde se apresenta intensamente alterada por episódios hidrotermais pós-magmáticos, destacando-se forte argilificação e greisenização. A mineralização se desenvolveu, à semelhança do endocontato em greisens e veios de quartzo, os últimos preenchendo, além de juntas e fraturas, tramas de fissuras irregulares constituindo depósitos do tipo "stockwork". Devido ao fácil intemperismo essas massas de rochas deutericamente alteradas, só podem ser observadas no leito dos vales minerados por desmonte hidráulico, sendo sua espessura, nessas condições, indefinível superficialmente.

Os enriquecimentos estaníferos em bordas graníticas relacionadas, tanto ao endocontato como ao exocontato,

segundo STEMPLROK (1967), devem-se ao escape de volatéis das partes profundas da massa granítica ao longo de juntas e fraturas do escudo granítico e das encaixantes.

As mineralizações que ocorrem mais afastadas do "stock" granítico provavelmente se relacionam a falhas, as quais permitem a migração dos fluidos mineralizantes com maior facilidade. Associam-se a veios de quartzo de espessura variável, atingindo no caso do vieiro de Pau Baixo, 20 metros. A rocha encaixante dessas mineralizações se apresenta profundamente alterada pelas soluções mineralizantes, sendo frequentes casos de greisenização completa. Exibem, em relação às deposições minerais mais próximas ao corpo granítico, certo zoneamento, definido pela presença de wolframita e raros sulfetos (molibdenita).

Na zona central do "stock" de São Domingos são frequentes finíssimos veios de quartzo preenchendo fraturas de direção noroeste e nordeste contendo cassiterita, a qual é ainda observada em granitos greisenizados que constituem a parede lateral de juntas, fraturas e veios pegmatíticos. Nessas rochas, a cassiterita constitui disseminações e associa-se sempre a topázio e fluorita. Os veios pegmatíticos são estéreis. Considerando que a parte apical dessa intrusão foi totalmente erodida, é difícil correlacionar as mineralizações de estanho unicamente às cúpulas e margens graníticas, como proposto por HOSKING (1967, 1969, 1972), RAGUIN (1976) e outros. Assim, admite-se que estas mineralizações podem se relacionar a concentrações de fluidos enriquecidos em estanho em celas com tetos impermeáveis dispostas a maior profundidade dos corpos graníticos. O resfriamento ou tectonismo daria origem a fraturas pós-graníticas, por onde os fluidos migrariam, dando origem às mineralizações, através de precipitações relacionadas

às mudanças físico-químicas.

Para os "placers" aluviais dos igarapés João Soares e Renascença, sem conexão direta com as fases graníticas mineralizadas - onde não se conhece qualquer ocorrência primária de cassiterita - sugere-se procedência a partir do desmantelamento de depósitos primários acumulados em descontinuidades tectônicas. Esta hipótese é indicada pelos falhamentos que se prolongam das fases São Domingos e Bom Jardim à Fase Massangana (estéril). STEMPROK (1967), DINES (1956) e SAINSBURY (1969), admitem que fraturas pós-graníticas de extensão tanto local como regional, são de grande importância para alojar extensos e ricos depósitos filoneanos. SAINSBURY e REED (1973), citam que a análise de depósitos filoneanos de distritos mineiros, revela que os mais ricos, estão localizados ao longo de fraturas formadas após a cristalização dos granitos. Poderiam ainda estar relacionadas as apófises e/ou diques graníticos conectados às fases mineralizadas que cortam a Fase Massangana, nestes sítios.

VI - GEOQUÍMICA DO COMPLEXO GRANITÓIDE DE MASSANGANA

VI.a. - Elementos maiores

As concentrações dos elementos maiores concernentes às amostras de rocha das fases Massangana, Bom Jardim e São Domingos relacionadas ao Complexo Granitóide de Massangana, estão apresentadas nas tabelas V, VI e VII. Nessas tabelas constam ainda razões de elementos, alguns parâmetros estatísticos, nomeadamente média, variância e desvio padrão, e a composição normativa CIPW. A análise desses resultados permite discernir diferenças composicionais entre estas fases, as quais muitas vezes são pouco significativas, principalmente entre a Bom Jardim e a São Domingos.

Os teores médios de SiO_2 e o Al_2O_3 da Fase Bom Jardim são similares aos da Fase São Domingos, enquanto a Fase Massangana apresenta-se empobrecida em relação ao primeiro óxido e enriquecida quanto ao último. O Fe_2O_3 apresenta-se com teores médios similares em todas as fases, e o FeO decresce da Massangana para a Bom Jardim e a São Domingos. O MgO apresenta comportamento similar ao FeO . Também em relação ao TiO_2 e CaO observa-se o empobrecimento dos teores médios na mesma ordem do FeO . Quanto aos alcalinos, Na_2O e K_2O , as variações são mais significativas. Em relação ao Na_2O , destaca-se enriquecimento da Fase Massangana em direção a São Domingos e Bom Jardim, enquanto o K_2O apresenta teores médios consideravelmente maiores nas duas primeiras. Por sua vez, a Fase Taboca, apresenta-se em relação às anteriores, empobrecida em sílica e consideravelmente enriquecida nos demais óxidos (tabela VIII).

As razões K/Rb e Ca/Sr relativas às fases São Domingos e Bom Jardim tem valores bastante próximos, mas por

Nº DA AMOSTRA	KAS 422	KAS 423	KAS 429	KAS 431	KAS 432	KAT 578	KAT 591	KAT 597	A	B	C	
PRINCIPAIS ELEMENTOS	Si O ₂	74,4	71,7	71,2	71,8	72,4	69,7	72,4	70,7	71,78	1,38	1,92
	Al ₂ O ₃	14,2	15,1	15,1	14,6	15,1	15,1	13,70	15,80	14,94	0,68	0,47
	Fe ₂ O ₃	0,67	0,77	0,61	0,46	0,42	2,4	0,81	0,81	0,67	0,63	0,40
	Fe O	1,0	1,2	1,4	1,2	0,42	2,2	1,34	1,34	1,26	0,49	0,24
	Ti O ₂	0,06	0,12	0,15	0,13	0,05	0,30	0,17	0,14	0,14	0,07	—
	Mn O	0,03	0,03	0,02	0,03	0,04	0,06	0,05	0,08	0,025	0,198	—
	Ca O	0,84	1,1	1,3	1,1	0,84	1,1	0,90	0,05	0,90	0,38	0,14
	Mg O	0,05	0,05	0,05	0,05	0,04	0,08	0,05	0,80	0,146	0,26	—
	Na ₂ O	2,5	3,2	3,7	3,3	4,3	2,9	3,40	3,90	3,40	0,57	0,32
	K ₂ O	6,1	5,4	6,1	6,1	6,1	5,1	6,70	7,0	6,07	0,61	0,37
	P ₂ O ₅	0,05	0,07	0,08	0,07	0,05	0,05	0,08	0,06	0,064	0,013	—
	P F	0,9	1,0	0,8	0,8	0,8	0,6	0,7	0,6	—	—	—
	TOTAL	100,80	99,74	100,51	99,64	100,56	99,59	100,30	101,28	—	—	—
RAZÕES	K ₂ O / Na ₂ O	2,44	1,69	1,65	1,85	1,42	1,76	1,97	1,79	1,79	—	—
	K / Rb	117,0	106,0	117,0	105,0	112,0	176,0	94,0	157,0	109,3	48,8	238,2
	Fe O / Mg O	32,0	38,0	39,0	32,0	20,0	54,0	41,0	26,0	35,0	10,32	106,0
	Ca / Sr	119,0	156,0	184,0	156,0	592,0	97,0	79,0	39,0	178,0	175,0	30.698,0

Nº DA AMOSTRA	KAS 422	KAS 423	KAS 429	KAS 431	KAS 432	KAT 578	KAT 591	KAT 597	
C. I. P. W.	Quartzo	34,14	29,40	22,62	26,16	21,72	30,36	24,78	18,72
	Ortoclásio	36,14	31,69	36,14	36,14	36,14	30,02	39,48	41,03
	Albita	20,96	27,25	31,44	27,77	36,68	24,63	28,82	32,94
	Anortita	4,17	5,56	6,39	5,56	3,02	5,56	2,50	3,82
	Diopsídio	—	—	—	—	0,58	—	2,02	—
	Hiperstênio	1,45	1,45	1,85	1,71	0,66	1,85	0,92	1,85
	Corindon	2,52	1,94	0,93	0,51	—	2,75	—	0,41
	Magnetita	0,93	1,16	—	0,70	0,40	3,48	1,16	1,16
	Ilmenita	—	—	0,34	0,34	—	0,61	0,30	0,30
	TOTAL	100,31	98,45	99,71	98,89	99,20	99,26	99,98	100,23

TABELA V : Teor dos elementos principais, razões entre elementos principais e entre elementos principais e fraços, norma C.I.P.W. dos granitóides da Fase Massangana.

Observações : A = Média — B = Desvio Padrão — C = Variância

Nº DA AMOSTRA	KAS 420	KAS 433	KAT 568	KAT 570	KAT 572	KAT 573	KAT 575	KAT 576	KAT 579	A	B	C	
PRINCIPAIS ELEMENTOS	Si O ₂	75,3	72,7	71,5	73,2	72,4	72,1	77,6	71,1	75,1	73,44	2,13	4,53
	Al ₂ O ₃	13,2	15,1	15,1	13,7	14,2	14,2	11,8	14,2	13,7	13,91	1,0	1,0
	Fe ₂ O ₃	0,40	0,80	0,89	0,44	0,87	0,72	0,49	1,4	1,4	0,80	0,37	0,14
	Fe O	1,6	0,33	1,3	1,1	1,1	1,0	0,91	1,5	0,28	1,01	0,46	0,21
	Ti O ₂	0,08	0,06	0,06	0,06	0,13	0,06	0,06	0,19	0,06	0,084	0,046	0,002
	Mn O	0,03	0,04	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,04	0,02	0,027	0,008	—
	Ca O	0,64	0,56	0,41	0,45	0,58	0,45	0,61	0,84	0,55	0,58	0,15	0,02
	Mg O	0,04	0,05	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,025	0,011	—
	Na ₂ O	3,2	4,4	5,6	5,3	5,1	5,3	3,0	4,0	4,2	4,45	0,94	0,89
	K ₂ O	5,4	4,8	4,8	4,2	4,5	4,5	3,9	4,9	4,2	4,57	0,45	0,2
	P ₂ O ₅	0,05	0,05	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,025	0,015	—
	P F	0,4	0,9	0,6	0,7	1,1	1,1	0,9	0,8	0,8	—	—	—
	TOTAL	100,54	99,79	100,14	99,21	100,05	99,49	99,32	99,01	100,34	—	—	—
RAZÕES	K ₂ O/Na ₂ O	1,62	1,10	0,86	0,79	0,88	0,85	1,3	1,22	1,00	1,07	0,27	0,07
	K / Rb	78,0	113,0	50,0	43,0	47,0	44,0	51,0	68,0	44,0	60,0	23,3	543,0
	Fe O / Mg O	54,0	21,0	96,0	75,0	94,0	82,0	67,0	138,0	77,0	78,22	31,9	1.018,0
	Ca / Sr	596,0	132,0	582,0	639,0	411,0	319,0	433,0	596,0	390,0	455,0	165,53	27.402,0

Nº DA AMOSTRA	KAS 420	KAS 433	KAT 568	KAT 570	KAT 572	KAT 573	KAT 575	KAT 576	KAT 579	
C. I. P. W.	Quartzo	34,02	27,54	30,18	24,90	24,06	22,50	42,96	26,58	33,24
	Ortoclásio	31,69	28,35	28,36	24,46	26,70	26,67	23,35	28,91	25,02
	Albita	26,72	37,20	30,91	45,06	42,97	45,06	25,68	34,06	35,63
	Anortita	4,17	2,78	1,95	1,39	2,50	1,39	3,06	4,17	2,78
	Diopsídio	—	—	—	6,86	—	0,86	—	—	—
	Hiperstênio	2,64	—	3,70	1,19	0,92	0,79	1,32	1,32	—
	Corindon	0,6	1,63	3,16	—	—	—	1,43	0,81	1,22
	Magnetita	—	0,93	0,93	0,70	1,32	1,16	0,70	2,09	0,93
	Ilmenita	0,15	—	—	—	0,30	—	—	—	—
	Hematita	—	0,16	—	—	—	—	—	—	0,80
TOTAL	99,99	98,59	99,19	98,56	98,77	98,43	98,50	97,94	99,62	

TABELA VI: Teor dos elementos principais, razões entre elementos principais e entre elementos principais e traços, norma C.I.P.W. dos granitóides da Fase Bom Jardim.

Observações: A = Média — B = Desvio Padrão — C = Variância

Nº DA AMOSTRA	KAS 424	KAS 425	KAS 426	KAS 427	KAS 428	KAS 430	KAT 595	A	B	C	
ELEMENTOS PRINCIPAIS	Si O ₂	73,8	69,8	75,3	75,4	73,6	71,8	77,0	73,81	24,2	5,85
	Al ₂ O ₃	14,2	14,2	13,7	13,2	14,2	15,6	12,80	13,98	0,89	0,81
	Fe ₂ O ₃	0,79	2,6	0,49	0,39	0,40	0,63	0,60	0,84	0,78	0,62
	Fe O	0,90	2,2	0,59	0,61	0,66	1,0	0,77	0,96	0,57	0,32
	Ti O ₂	0,08	0,12	0,04	0,03	0,06	0,15	0,05	0,08	0,04	0,02
	Mn O	0,04	0,08	0,03	0,02	0,03	0,04	0,05	0,04	0,02	0,004
	Ca O	0,56	2,2	0,84	0,56	0,91	1,1	0,05	0,89	0,67	0,45
	Mg O	0,07	0,10	0,02	0,04	0,05	0,07	0,05	0,06	0,03	0,006
	Na ₂ O	3,2	3,3	3,6	3,8	3,4	3,4	4,0	3,53	0,29	0,08
	K ₂ O	5,4	5,3	4,8	4,8	5,7	6,1	4,50	5,23	0,70	0,49
	P ₂ O ₅	0,07	0,14	0,05	0,05	0,05	0,08	0,05	0,07	0,03	0,001
	P F	0,9	0,8	0,6	0,7	0,7	0,8	0,6	—	—	—
	TOTAL	100,01	100,84	100,06	99,6	99,76	100,77	100,47	—	—	—
RAZÕES	K ₂ O/Na ₂ O	1,68	1,60	1,33	1,26	1,68	1,79	1,12	1,49	0,25	0,06
	K / Rb	64,0	84,0	50,0	40,0	70,0	112,0	25,0	63,57	28,95	838,00
	Fe O / Mg O	23,0	45,0	52,0	24,0	20,0	39,0	26,0	32,71	12,51	156,0
	Ca / Sr	198,0	390,0	1.192,0	795,0	215,0	156,0	35,0	426,0	416,0	173.618,0

Nº DA AMOSTRA	KAS 424	KAS 425	KAS 426	KAS 427	KAS 428	KAS 430	KAT 595
C. I. P. W.	Quartzo	33,52	25,32	33,96	33,54	29,22	35,88
	Ortoclásio	33,25	31,69	28,35	28,35	33,92	26,67
	Albita	27,25	27,77	30,39	31,96	28,82	34,06
	Anortita	2,78	8,06	4,17	2,78	5,00	—
	Diopsídio	—	2,02	—	—	—	—
	Hiperstênio	1,00	1,19	0,66	0,79	1,05	0,92
	Corindon	2,04	—	1,12	0,71	0,51	1,32
	Magnetita	1,16	3,71	0,67	0,70	0,46	0,93
	Ilmenita	1,15	0,34	—	—	—	0,30
TOTAL	99,15	100,0	99,32	98,83	98,98	100,0	99,78

TABELA VII: Teor dos elementos principais, razões entre elementos principais e entre elementos principais e traços, norma C. I. P. W. dos granitóides da Fase São Domingos.

Observações: A = Média — B = Desvio Padrão — C = Variância

Nº DA AMOSTRA	KAT 571(1)	KAT 594(1)	KAS 421(2)	KAT 574 (3)	
PRINCIPAIS ELEMENTOS	Si O ₂	61,7	60,3	72,6	75,1
	Al ₂ O ₃	16,5	17,0	11,2	15,1
	Fe ₂ O ₃	1,7	3,4	0,80	0,19
	Fe O	4,7	4,5	1,5	0,22
	Ti O ₂	0,38	0,30	0,08	—
	Mn O	0,11	0,16	0,03	0,01
	Ca O	1,5	2,5	1,0	0,05
	Mg O	0,07	0,08	0,07	0,01
	Na ₂ O	6,1	5,1	3,2	4,6
	K ₂ O	5,5	5,1	6,1	2,7
	P ₂ O ₅	0,06	0,10	0,05	—
	P F	0,8	0,8	0,4	2,1
TOTAL	99,12	99,34	100,03	100,08	
RAZÕES	K ₂ O / Na ₂ O	0,91	1,0	1,91	0,59
	K / Rb	87,0	80,0	—	—
	Fe O / Mg O	89,0	88,8	31,7	39,0
	Ca / Sr	—	—	—	—

Nº DA AMOSTRA	KAT 571 (1)	KAT 594(1)	KAS 421 (2)	KAT 574 (3)	
C. I. P. W.	Quartzo	3,12	5,94	27,24	37,92
	Ortoclásio	32,80	30,02	36,14	16,12
	Albita	46,11	42,97	27,25	38,78
	Anortita	4,17	6,67	5,00	—
	Diopsídio	3,45	—	—	—
	Hiperstênio	5,28	5,54	2,38	0,26
	Corindon	—	0,71	0,41	4,59
	Magnetita	25,2	4,87	1,16	0,23
	Ilmenita	0,76	0,61	—	—
	Apatita	—	2,17	—	—
TOTAL	98,21	99,50	99,58	97,90	

TABELA VIII: Teor dos elementos principais, razões entre elementos principais e entre elementos principais e traços, norma C.I.P.W. dos granitóides da Fase Taboca e outras rochas filoneanas.

Observações: (1) = Rochas sieníticos (Fase Taboca)

(2) = Dique de microgranito

(3) = Aplito

outro lado, diferem fortemente das registradas na Fase Massangana. Nesta última os valores médios da razão K/Rb são consideravelmente maiores, enquanto que aqueles da razão Ca/Sr menores. A razão FeO/MgO, no entanto, cresce uniformemente da Fase Massangana, para as fases São Domingos e Bom Jardim. Valores elevados e contrastantes nas diversas fases para essas razões são interpretados por BRADSHAW (1967), como um resultado do fracionamento magmático, o qual, segundo SHERATON e LABONNE (1973), também é sugerido pelos altos valores da razão K_2O / Na_2O (tabela V a VII). A ampla variação desta razão na Fase Massangana e em menor proporção da Fase São Domingos pode ser parcialmente atribuída a metassomatismo de atuação posterior à cristalização (SHERATON e BLACK, 1973).

Entre os parâmetros estatísticos que avaliam a dispersão dos elementos, como a variância e o desvio padrão, somente os concernentes ao SiO_2 e à razão K/Rb permitiram certa distinção entre as fases graníticas, principalmente quanto a Massangana, em relação à São Domingos e à Bom Jardim. Nada acrescentam, entretanto, no que diz respeito à distinção entre as diversas fases graníticas, considerando que as diferenças aqui enumeradas, já eram claras na comparação dos respectivos valores médios.

Diagramas de variação têm sido frequentemente usados para distinguir suites de rochas e avaliar o comportamento dos elementos durante a cristalização. Assim, WRIGHT (1969), propôs diagrama baseado na razão de alcalinidade da rocha, definida como \log da razão $(Al_2O_3 + CaO - \text{total dos alcalinos}) / (Al_2O_3 + CaO + \text{total dos alcalinos})$ versus teor de sílica, dividindo as rochas em três séries: calco-alcalina, alcalina e peralcalina. Para o autor, quando o teor de sílica excede a 50 por cento e a razão K_2O/Na_2O situa-se entre 1 e

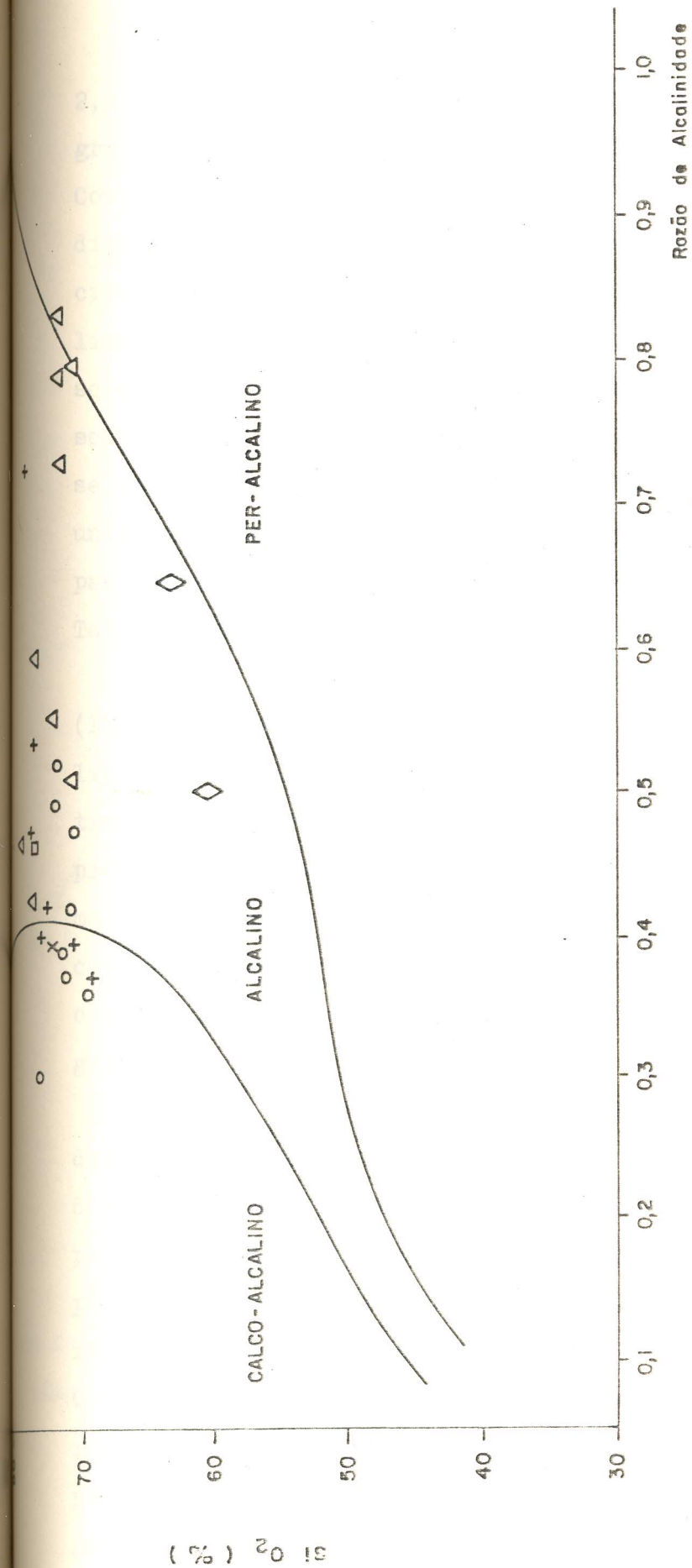


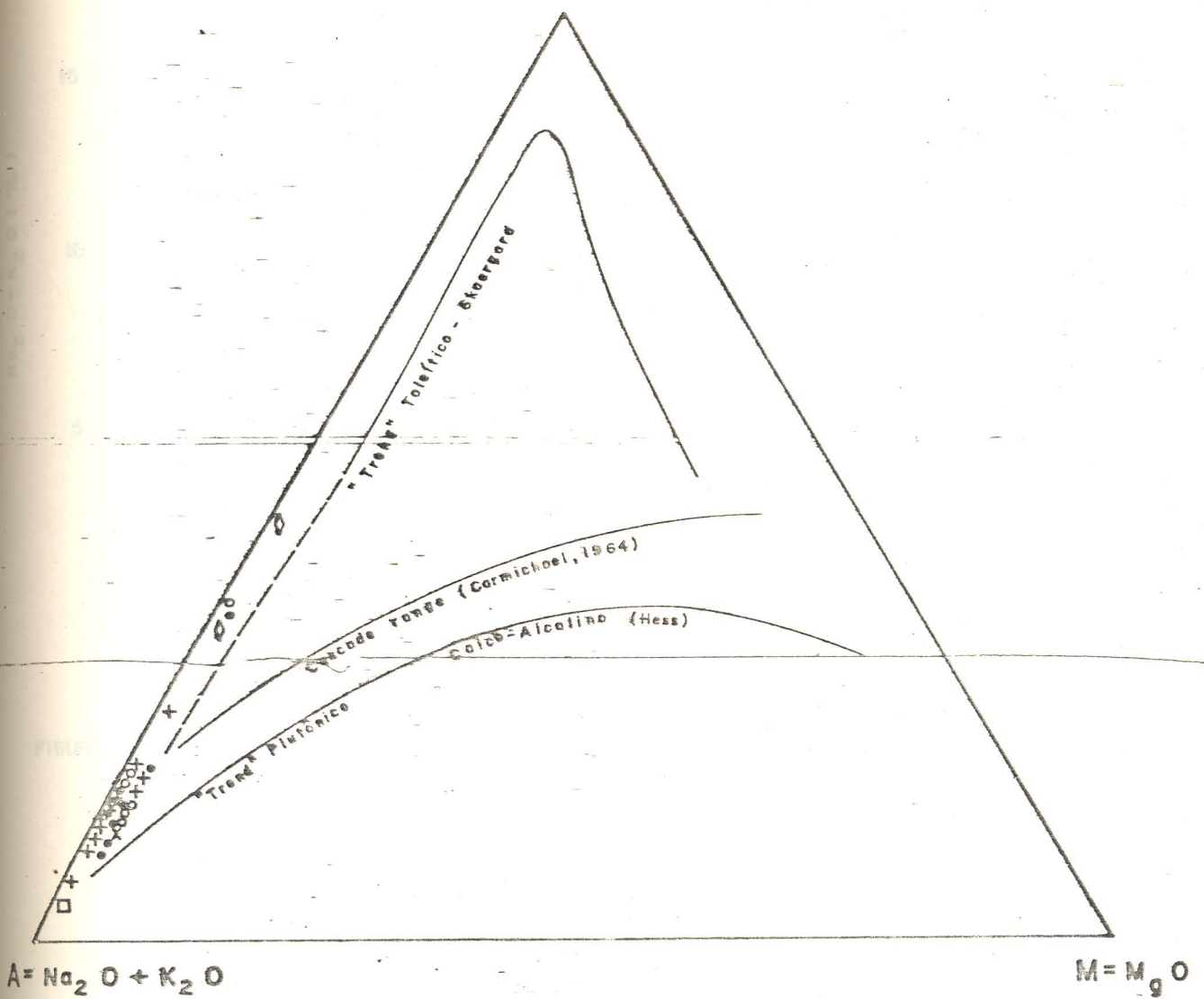
FIGURA II: Diagrama de variação de SiO_2 X razão de alcalinidade dos granitóides do Complexo de Massangana (WRIGHT, 1969).

- FASE MASSANGANA
- + FASE SÃO DOMINGOS
- △ FASE BOM JARDIM
- ◇ FASE TABOCA
- x DIQUE DE MICROGRANITO
- APLITO

2,5 deve-se usar $2(\text{Na}_2\text{O})$ em vez do total dos alcalinos. O diagrama de WRIGHT, concernente às rochas das diversas fases do Complexo Granitóide de Massangana (figura II) apresentou ampla dispersão de pontos. As fases Massangana e São Domingos, principalmente a primeira, oscilam do campo calco-alcalino ao alcalino, enquanto a Bom Jardim predomina no alcalino, estendendo-se entretanto ao peralcalino. A tendência calco-alcalina apresentada por alguns pontos da Fase São Domingos, possivelmente se relacione à assimilação de rochas anfibolíticas e outras da unidade encaixante, como é sugerido pelos numerosos xenólitos parcialmente digeridos, observados na zona de contato. A Fase Taboca restringe-se ao campo alcalino.

No diagrama AFM, proposto por IRVINE e BARAGAR (1970), as rochas deste Complexo, enquadram-se nas suites alcalinas, exibindo entretanto alguma tendência toleítica e mostram "trend" de enriquecimento em Fe, Na e K (figura III), típico destas suites, segundo aqueles autores. Quanto ao diagrama de percentagem de alcalis versus SiO_2 (KUNO, 1966) as rochas do Complexo Granitóide de Massangana, abrangem os três campos, predominando entretanto no alcalino e peralcalino (figura IV).

As evidências apresentadas neste ítem, destacando-se os elevados valores da razão FeO/MgO e o comportamento dos diagramas de variação (dispersão das amostras sobre o campo de suites distintas), sugerem que o magma original do Complexo Granitóide de Massangana derivou principalmente da anatexia de rochas da crosta siálica. Também o diagrama normativo Qz-Ab-Or fornece indicação similar, exceto para os sienitos em razão da localização ao redor do mínimo ternário apresentado pela distribuição das amostras (figura V). Finalmente, a origem a partir de magma com elevada contribuição da anatexia crus



- FASE MASSANGANA
- FASE SÃO DOMINGOS
- + FASE BOM JARDIM
- ◇ FASE TABOCA
- x DIQUE DE MICROGRANITO
- APLITO

FIGURA III: Diagrama AFM para os granitóides do Complexo de Massangana. Campos Teolítico e Calco-alcalino, segundo IRVINE e BARAGAR (1970)

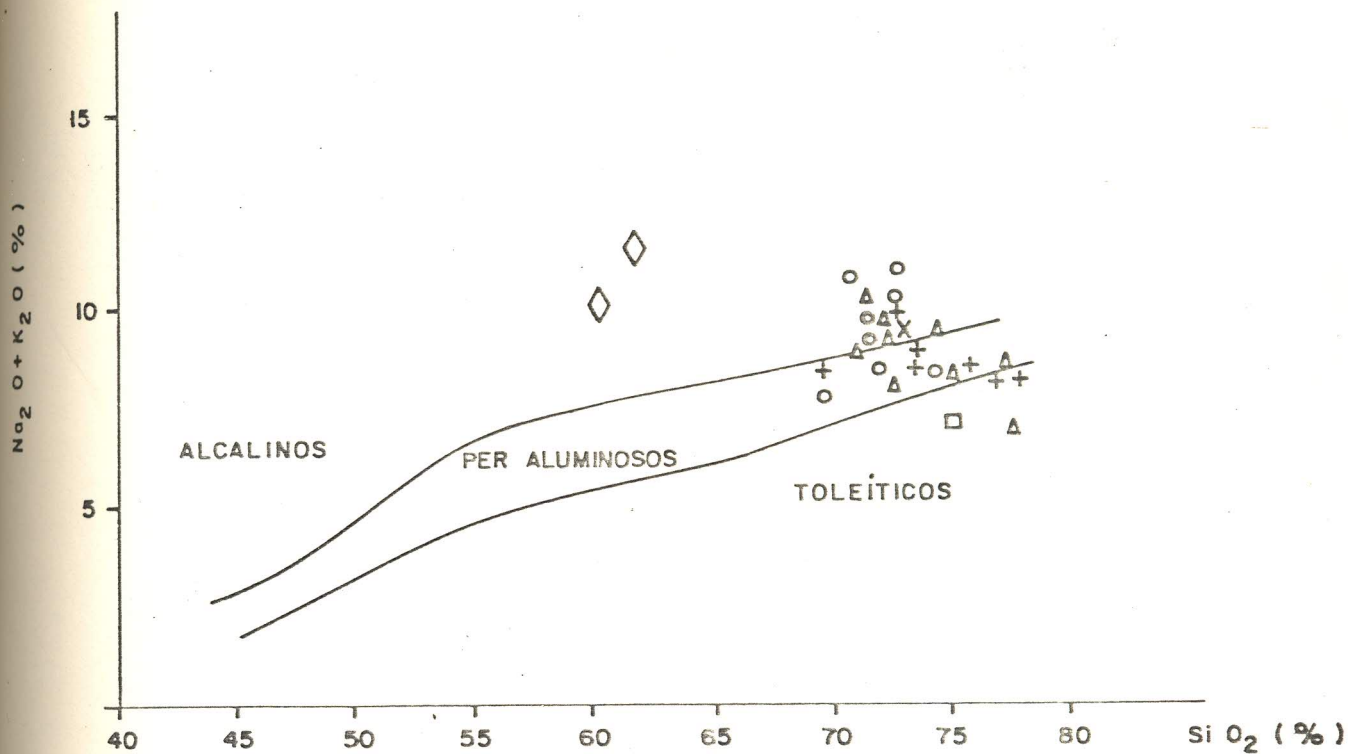
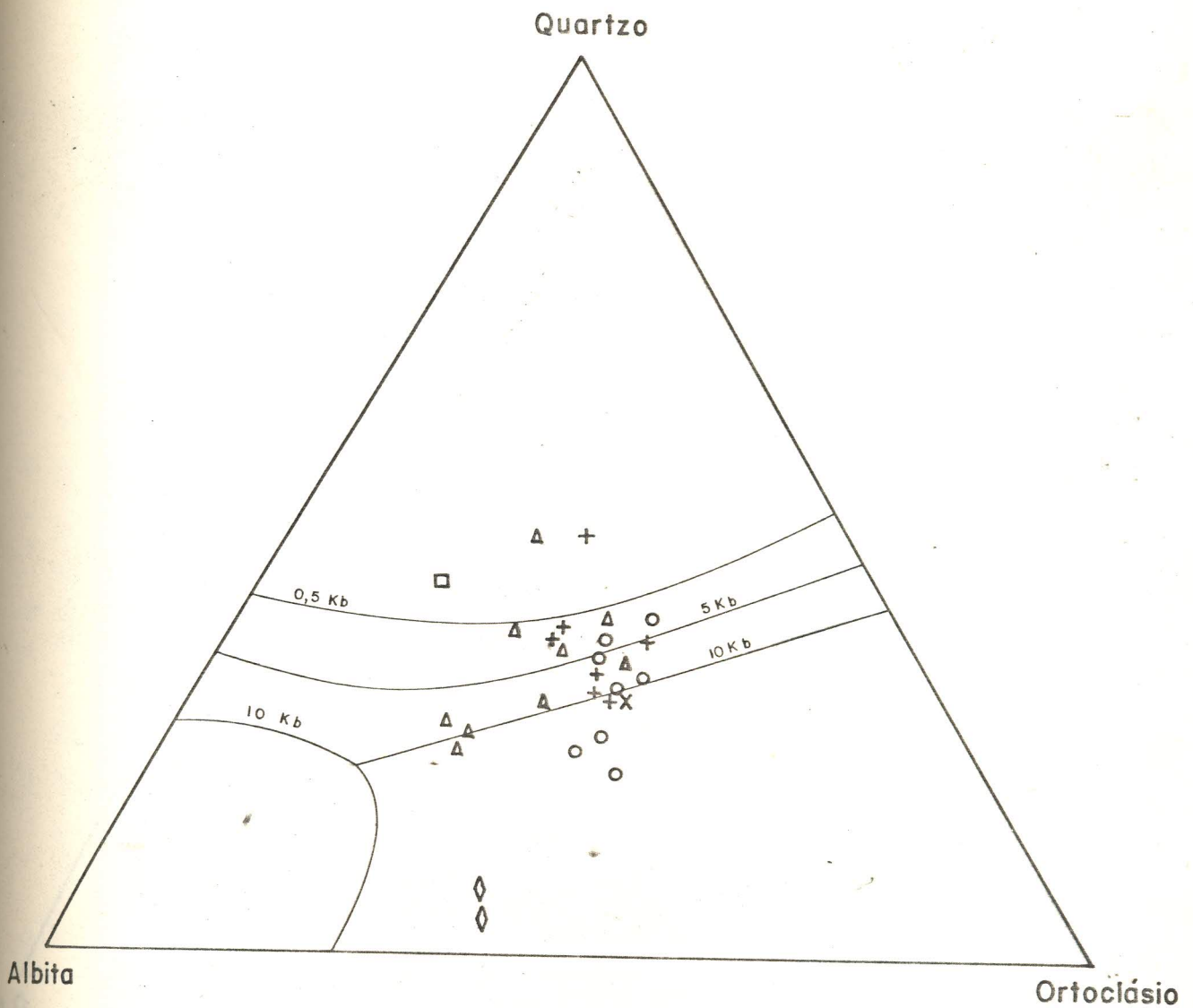


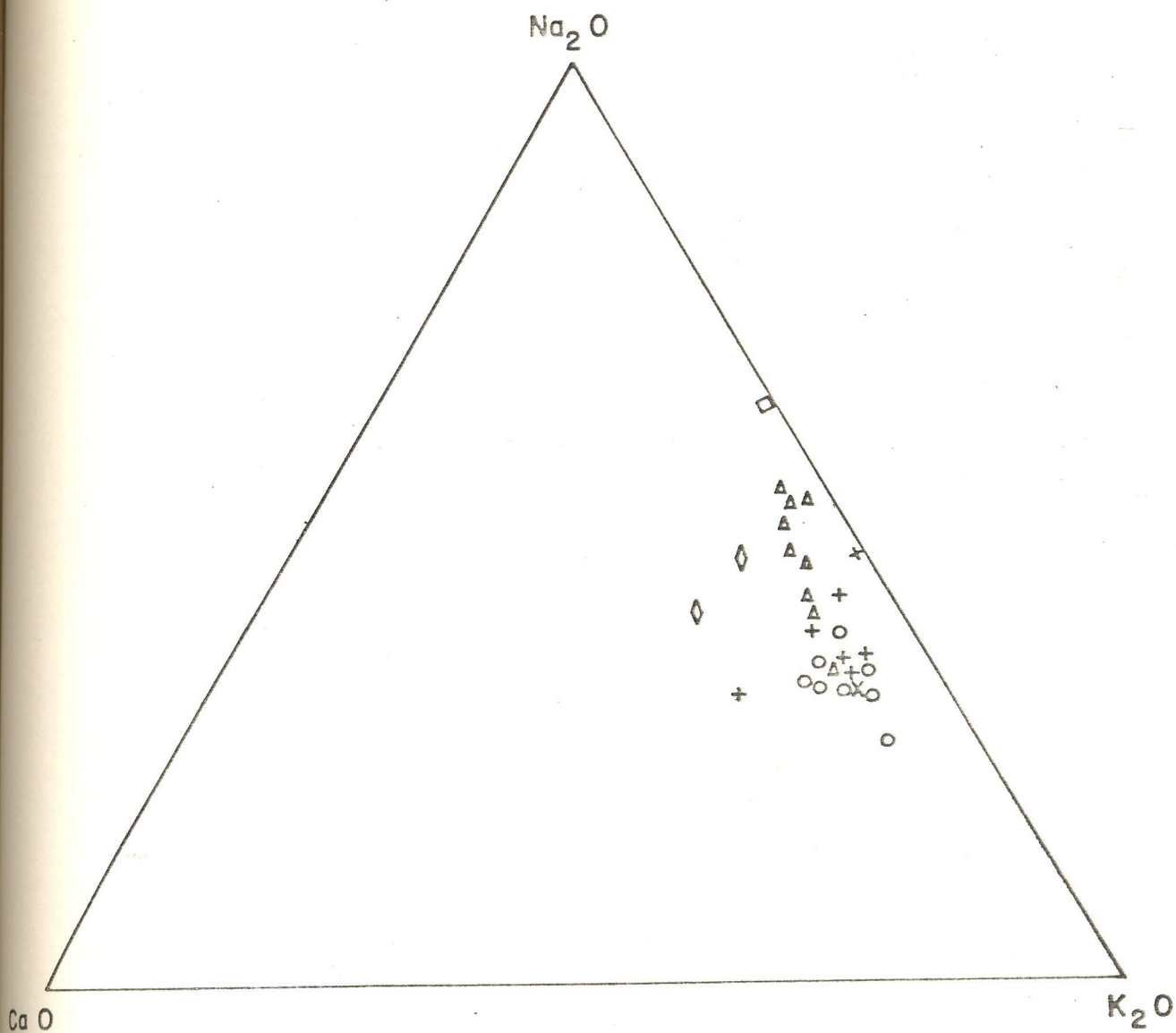
FIGURA IV: Diagrama de peso em alcalis X SiO₂ para separação de séries de rochas basálticas (após Kuno, 1966).

- FASE MASSANGANA
- + FASE SÃO DOMINGOS
- △ FASE BOM JARDIM
- ◇ FASE TABOCA
- X DIQUE DE MICROGRANITO
- APLITO



- FASE MASSANGANA
- + FASE SÃO DOMINGOS
- △ FASE BOM JARDIM
- ◇ FASE TABOCA
- X DIQUE DE MICROGRANITO
- ◻ APLITO

FIGURA V : Distribuição de Ab-Or-Q normativo dos granitóides do Complexo de Massangana. Diagrama posterior a TUTLE e BOWEN - (1958) e LUTH e alii (1964), mostrando os limites quartzo-feldspáticos e temperaturas isobáricas mínimas para diferentes pressões de vapor d'agua.



- FASE MASSANGANA
- + FASE SÃO DOMINGOS
- △ FASE BOM JARDIM
- ◇ FASE TABOCA
- x DIQUE DE MICROGRANITO
- APLITO

FIGURA VI : Diagrama de variação química para os granitóides do Complexo de Massangana.

tal é reafirmada pelo elevado valor inicial da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, da ordem de 0,718, segundo PRIEM et alii (1971) e de 0,768 conforme AMARAL (1974). Salienda-se que HYNDMAN (1972), numa revisão sobre o valor inicial da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, de diversas rochas magmáticas, verificou que aquelas derivadas do fracionamento de mágnmas máficos provenientes do manto exibem valores para esta razão sempre inferiores a 0,710 e mais frequentemente próximos de 0,700, enquanto, para as fusões cuja contribuição da crosta siálica é amplamente admitida, observam-se valores consideravelmente maiores a estes. Valores da ordem de 0,710 sugerem também diferenciação magmática.

A observação da figura V, permite verificar ainda a leve tendência ao deslocamento rumo ao vértice do ortoclásio, principalmente no que concerne à Fase Massangana, a qual evidencia cristalização precoce dos feldspatos potássicos e a conseqüente formação de fenocristais desses minerais. Por sua vez o diagrama $\text{CaO}-\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$ (figura VI) permite visualizar forte tendência alcalina das fases Bom Jardim e São Domingos, bem como o enriquecimento em K_2O das fases Massangana e São Domingos.

VI.b. - Elementos-traço

Os teores dos elementos-traço selecionados concernentes às amostras de rocha das distintas fases do Complexo Granitóide de Massangana, são apresentados nas tabelas IX a XII, nas quais constam ainda as concentrações médias, desvio padrão e variância desses elementos, bem como os parâmetros concernentes às razões Ba/Rb , Rb/Sr e Rb/Zr . Visualiza-se de imediato, nessas tabelas, para alguns elementos e razões, diferenças marcantes entre as fases graníticas, salientadas quando

Nº DA AMOSTRA	KAS 422		KAS 423		KAS 429		KAS 431		KAS 432		KAS 434		KAS 435		KAS 436		KAS 437		KAS 445		KAT 577		KAT 578		KAT 591		KAT 597		A		B		C	
	300	300	300	300	300	300	300	300	50	200	100	500	100	500	100	500	100	500	100	500	300	150	300	300	300	300	300	250,0	117,66	13.846,0				
Ba	300	300	300	300	300	300	300	300	7	7	8	3	5	5	5	5	5	5	5	5	7	7	1	1	2	1,5	7,6	12,36	152,83					
Se	3	8	8	7	7	7	7	7	30	30	30	100	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	15	10	10	30,7	23,6	557,14						
Nb	20	30	30	15	30	30	30	30	20	20	5	10	30	30	30	30	30	30	30	30	15	15	20	15	10	25,53	20,5	420,9						
Sn	20	30	30	70	20	20	20	20	25	25	25	28	18	18	18	18	18	18	18	18	40	40	4	12	14	16,57	9,81	96,26						
Pb	8	10	13	9	25	25	25	25	65	65	65	65	70	70	70	70	70	70	70	70	150	150	140	50	70	66,67	36,24	1.462,4						
Zn	65	100	100	70	65	65	65	65	1	1	1	1	2	2	2	2	2	2	2	2	10	10	24	7	2	5,14	6,13	37,67						
Mo	4	8	3	1	1	1	1	1	2.750	2.750	4.600	2.250	1.800	6.000	3.750	3.250	4.000	3.250	3.807,1	1.137,4	3.250	4.000	3.250	3.250	3.250	3.807,1	1.137,4	1.293.791,0						
F	3.250	4.250	4.800	4.800	4.700	4.700	4.700	4.700	4.700	4.700	2.750	2.250	1.800	6.000	3.750	3.250	4.000	3.250	3.807,1	1.137,4	3.250	4.000	3.250	3.250	3.250	3.807,1	1.137,4	1.293.791,0						
Li	12	9	18	18	6	18	27	27	29	29	29	29	29	29	29	29	29	29	29	29	5	5	3	15	17	14,07	8,5	72,38						
Rb	430	420	430	430	430	430	430	430	430	430	430	430	430	430	430	430	430	430	430	430	400	400	240	590	370	470,7	107,7	11.607,1						
Sr	50	50	50	50	10	30	10	10	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60	30	30	60	60	90	47,14	24,62	606,59						
La	300	500	300	300	150	100	150	150	800	800	800	800	150	700	500	700	150	700	700	700	500	500	700	150	150	332,14	210,66	44.464,0						
Y	200	300	300	200	300	300	300	300	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	150	150	150	100	150	196,43	86,52	7.486,26						
Zr	300	500	700	300	300	300	300	300	150	150	150	1.000	1.000	1.000	1.500	700	200	150	535,7	402,6	150	150	700	200	150	535,7	402,6	162.067,9						
Ba/Rb	0,70	0,71	0,70	0,82	0,11	0,36	0,16	0,16	0,66	0,19	0,65	0,19	0,65	0,37	1,25	0,518	0,61	0,57	0,313	0,998	0,37	0,37	1,25	0,518	0,61	0,57	0,313	0,998						
Rb/Sr	6,6	6,4	6,6	9,6	45,0	18,330	67,0	67,0	9,83	17,0	11,5	13,33	3,0	7,37	4,11	21,17	24,81	615,0	615,0	615,0	615,0	615,0	615,0	615,0	615,0	615,0	615,0	615,0	615,0	615,0				
Rb/Zr	1,43	0,64	0,61	1,6	1,5	2,75	1,34	3,93	0,01	0,46	2,68	3,43	2,95	2,46	1,89	1,29	1,13	1,29	1,13	1,29	1,13	1,29	1,13	1,29	1,13	1,29	1,13	1,29	1,13	1,29				

TABELA IX : Elementos-traço e razões entre elementos-traço da Fase Massangana.

Observações : A = Média — B = Desvio padrão — C = Variância.

Nº DA AMOSTRA	KAT 569	KAT 571	KAT 582	KAT 594	A	B	C	
ELEMENTOS - TRAÇO	Ba	100	100	180	70	105,0	33,16	1.100,0
	Be	3	15	3	5	6,5	5,74	33,00
	Nb	5	30	10	5	10,75	12,86	165,58
	Sn	5	20	30	15	17,50	10,40	108,33
	Pb	12	27	28	12	19,75	8,96	80,25
	Zn	190	110	75	35	102,5	65,89	4.341,66
	Mo	2	10	10	2	6,00	4,62	21,33
	F	2.250	1.900	2.000	1.300	1.862,5	402,85	162.291,6
	Li	45	4	7	3	14,75	20,24	409,58
	Rb	420	500	510	510	485,00	43,58	1.900,0
	Sr	10	20	10	20	15,00	5,77	33,33
	La	30	100	200	10	60,43	62,58	3.916,00
	Y	30	150	100	20	75,00	61,37	3.766,6
	Zr	100	1.000	700	30	457,5	470,34	221.225,0
RAZÕES	Ba/Rb	0,24	0,20	0,29	0,14	0,22	0,06	—
	Rb/Sr	42,0	25,0	51,0	25,5	35,87	12,81	164,06
	Rb/Zr	4,2	0,5	0,73	3,33	2,19	1,85	3,44

TABELA XII : Elementos-traço e razões entre elementos-traço da Fase Taboca.

Observações: A = Média — B = Desvio Padrão — C = Variância.

FASES	A	B	C
Sn x Ba	0,345	0,169	0,065
Sn x Be	0,117	0,110	0,012
Sn x Nb	0,324	0,029	0,382*
Sn x Pb	0,313	0,107	0,376*
Sn x Zn	0,039	0,012	0,126
Sn x F	0,264	0,015	0,014
Sn x Li	0,132	0,048	0,070
Sn x Rb	0,064	0,468*	0,069
Sn x Sr	0,128	0,165	0,187
Sn x La	0,125	0,074	0,315
Sn x Y	0,097	0,080	0,150
Sn x Zr	0,204	0,393	0,125

TABELA XIII : Matriz de correlação.

A = Fase Massangana

B = Fase São Domingos

C = Fase Bom Jardim

* = Nível de significância estatística de 90%



se confronta as mineralizadas com as estéreis. Para outros elementos, entretanto, não se observa nenhuma diferença significativa. Por outro lado, quando as concentrações médias são insuficientes para estabelecer distinções entre as fases graníticas, seguidamente estas clarificam-se pela comparação dos valores do desvio padrão e/ou variância (TAUSON e KOSLOV, 1973). Quanto à Fase Taboca, os valores são pouco confiáveis em razão do reduzido número de amostras.

A distribuição do Sn no Complexo Granitóide de Massangana apresenta-se totalmente errática, impossibilitando que se estabeleça qualquer relação conclusiva entre concentrações médias deste metal e fases graníticas mineralizadas ou estéreis. A média mais elevada de 60,93 ppm, corresponde à Fase São Domingos, consideravelmente maior do que a outra fase mineralizada (Fase Bom Jardim) e das estéreis (fases Massangana e Taboca). É entretanto coerente com a provável intensidade maior de mineralização relacionada à Fase São Domingos.

No que concerne à Fase Bom Jardim, observa-se certa quebra do possível relacionamento dos teores de Sn com mineralizações deste metal, porquanto os teores médios (27,14 ppm), são apenas imperceptivelmente maiores do que a média na Fase Massangana, que é de 25,5 ppm. Não exhibe também diferenças marcantes com a fase sienítica (Fase Taboca), cujo teor médio é de 17,50 ppm. A variância e o desvio padrão nada acrescentam à diferenciação dessas fases. O Sn não exhibe também correlações significativas com os demais elementos traço, à exceção do Rb na Fase Massangana, e Nb e Pb na Bom Jardim, mas a um nível de significância estatística de 90 por cento (tabela XIII).

Ba, Sr e Zr exibem comportamento similar, sendo os elementos que melhor diferenciam as várias fases

do Complexo Granitóide de Massangana, verificando-se diminuição gradual das médias da Fase Massangana, em direção as fases São Domingos e Bom Jardim, ocorrendo a Fase Taboca em situação intermediária às duas primeiras. Acentua-se outrossim, que a diferenciação dessas fases através da variância e do desvio padrão desses elementos é mais marcante.

Outros elementos litófilos como o Be, Nb, Li, apesar de ocorrerem em concentrações mais elevadas nas fases mineralizadas, somente os dois primeiros exibem diferenças significativas entre as fases São Domingos e Bom Jardim, sendo os teores na primeira consideravelmente maiores. O grau de variabilidade medido pela variância e o desvio padrão também identifica diferenças significativas entre as fases mineralizadas, no que concerne ao Be e Nb, sendo inadequado quanto ao Li. O Be, por outro lado, apresenta na fase Bom Jardim menor variabilidade do que nas fases estéreis.

As médias do F são bastante similares em todas as fases, sendo algo mais elevada na Fase Massangana, estéril. Por outro lado, a variância e o desvio padrão, são notavelmente distintos, permitindo clara diferenciação entre as fases mineralizadas e as estéreis, sendo consideravelmente maiores nas primeiras. O Rb constitui outro elemento que distingue claramente as fases mineralizadas das estéreis. Estabelece ainda diferenças entre as fases mineralizadas e entre as fases estéreis. Apresenta-se em concentrações médias e com grau de variabilidade maior nas fases conectadas às mineralizações.

Por sua vez, o Y e o La, mostram-se fracamente empobrecidos nas fases mineralizadas, bem como o somatório de ambos. Segundo EMMERMANN, DAIEVA e SCHNEIDER (1975) a depleção do total de terras raras relaciona-se aos processos de diferenciação magmática. Estes autores demonstram ainda que o

enriquecimento em sílica é acompanhado pelo empobrecimento de terras raras. Os calcófilos Pb, Zn, Mo não exibem qualquer tendência definida de comportamento.

Apesar de alguns elementos discutidos acima conduzirem a contrastes significativos entre as fases mineralizadas e as estéreis do Complexo Granitóide de Massangana, são os valores médios das razões Ba/Rb, Rb/Sr e Rb/Zr que estabelecem com maior consistência essas diferenças. Verifica-se entre as fases mineralizadas e estéreis diferenças aproximadas de seis vezes para a razão Ba/Rb, três vezes para a razão Rb/Sr e duas vezes para a Rb/Zr. Valores extremamente baixos da razão Ba/Rb, e elevados da Rb/Sr, segundo TAUSON e KOSIOV (1973) e PLIMER e ELLIOT (1979), respectivamente, indicam alto grau de fracionamento, podendo portanto ser altamente sugestivos de mineralizações.

VII - PETROLOGIA E GEOQUÍMICA E SUA RELAÇÃO COM AS FASES GRANÍ-
TÓIDES MINERALIZADAS.

A petrologia e mais comumente a geoquímica dos plutões graníticos tem sido usada de diferentes maneiras, na tentativa de estabelecer parâmetros que permitam discernir corpos mineralizados dos estéreis. Nesse estudo, e com este objetivo, dar-se-á enfoque, tanto aos aspectos petrológicos, como aos geoquímicos, relativos tanto aos elementos principais como aos traços, além de razões entre elementos e de estimadores de grau de variabilidade (incluindo variância e desvio padrão).

Em províncias de granitos jovens, é fato estabelecido que os biotita-granitos são genérica e espacialmente relacionados às mineralizações de estanho (MACLEOD et alii 1977; BOWDEN e KINNALIRD, 1978). Parte da explanação reside no fato de que nos outros tipos de granitos, o estanho está encerrado nos anfibólios cristalizados precocemente na sequência paragenética, sendo confirmado pelas altas quantidades deste metal, contido nesses minerais. Pelo contrário, a biotita cristaliza-se tardiamente com os biotita-granitos, e conseqüentemente o estanho fica apto a concentrar-se na fração rica em voláteis da fusão e nos fluidos mineralizantes subsequentes (OLADE, 1980). Entretanto, apesar da íntima associação genética entre mineralizações de estanho e biotita-granitos, apenas pequena proporção destes é mineralizada, até no mesmo complexo intrusivo, onde são considerados cosanguíneos. Assim, a aptidão em produzir concentrações econômicas de estanho, depende mais provavelmente, e predominantemente da natureza geoquímica do magma e do caráter dos processos pós-magmáticos relacionados (BEUS e GREGORIAN, 1975).

Outros relacionamentos entre feições petrológi

cas e mineralizações de estanho foram tentativamente estabelecidas. Assim, através de dados compilados, PETROVA e LEGEYEDO (1965), POPOV (1955) e IVANOVA e BUTUZOVA (1968), citados in FLINTER (1971), mostram que a maioria dos granitóides com esfe no mais allanita são estéreis, enquanto FLINTER assinala que a maior parte dos granitóides mineralizados contém ilmenita mais monazita. A ilmenita é um constituinte comum das fases mineralizadas do Complexo Granitóide de Massangana, é a monazita, apesar de nunca ter sido identificada em lâminas, ocorre nas aluviões que derivam das áreas mineralizadas.

HESP (1971) observa, a partir de granitóides da Austrália, que o conteúdo de estanho é, de um modo geral, proporcional ao somatório de K-feldspato e quartzo das rochas. FLINTER et alii (1972), constataram que as mineralizações esta níferas estão restritas a granitóides leucocráticos com um total de minerais máficos inferior a 10 por cento. Entretanto, nenhuma dessas correlações se aplica ao Complexo Granitóide de Massangana. Observa-se na figura VII uma inversão em relação ao proposto por HESP, isto é, a um aumento do somatório K-feldspato e quartzo, corresponde queda do teor de estanho, não permitindo, nem a individualização completa entre as fases mineralizadas e não mineralizadas, porquanto há intensa interferência entre as fases Massangana e Bom Jardim. No que concerne aos minerais máficos o teor é similar em todas as fases.

A associação de minerais de estanho com biotita-granitos exibindo elevado teor de sílica é amplamente reconhecida, mas nenhuma relação quantitativa entre teores de sílica e de estanho foi estabelecida. HESP (1971), observa que rochas australianas com menos de 75 por cento de sílica exibem teores de estanho inferiores a 5 ppm, e que no intervalo 75-77 por cento de sílica estão as rochas com os teores mais elevados

deste metal (mais de 45 ppm). As exceções são entretanto bastante frequentes. Ainda HESP, sumarizando dados do Complexo de Kukulbeiskir, Rússia (BEUS e SITNIN, 1967), do Colorado e Texas (HAWLET et alii, 1966), do Cornwall (HOSKING, 1965) e da Malásia (FLINTER, 1969), confirma a ausência de correlação conclusiva entre os teores de sílica e mineralizações de estanho. No Complexo Granitóide de Massangana descortina-se notável enriquecimento em sílica das fases mineralizadas em relação às estéreis. Entretanto, como registrado pelos autores acima citados, não existe nenhuma correlação positiva entre teores de sílica e de estanho, porquanto a Fase Massangana (estéril), por exemplo, exhibe teores de sílica inferiores aos da Fase Bom Jardim (mineralizada), enquanto os teores de estanho são similares.

Não obstante FLINTER (1971) atribuir forte afinidade entre Sn e K, observa-se no Complexo Granitóide de Massangana, que o enriquecimento em K, nem sempre reflete as fases mineralizadas, considerando que a Fase Massangana exhibe o teor médio mais elevado deste elemento. Titânio é outro elemento que deveria exhibir afinidade com o Sn, particularmente em razão da similaridade do diâmetro dos íons Ti^{4+} e Sn^{4+} . Em relação às fases mineralizadas, no entanto, verificou-se o contrário. Assinala-se que este correlacionamento negativo já havia sido identificado por HESP (1971), o qual nota ainda correlacionamento inverso entre estanho e o cálcio, apresentando-se este elemento, empobrecido nas fases mineralizadas. Os demais elementos contidos nas tabelas V a VIII não identificam qualquer relacionamento conclusivo entre as fases mineralizadas e estéreis.

A abundância do estanho, representa, segundo muitos autores, um dos critérios mais importantes, para a diferen

ciação entre granitos mineralizados e estéreis. BARSUKOV (1967), estabelece o valor de 10 ppm, como limite entre esses granitos. FLINTER (1971), considera por definição que os granitos mineralizados contêm teor médio mínimo de 15 ppm de estanho, além de minerais livres deste metal e determina um "cut off" de 10 ppm, como concentração média superior para os estéreis. Outros autores admitem para os mesmos, o valor de 5 ppm. OLADE (1980), verifica que teores de estanho são inadequados à diferenciação entre granitos mineralizados e estéreis de uma região ou província estanífera. Menciona por outro lado, que proporção elevada de amostras com mais de 25 ppm desse metal, de uma única intrusão, pode indicar jazimento de estanho em potencial. SHERATON e BLACK (1973) fazem referência a diversos corpos graníticos australianos mineralizados em estanho, com teor deste metal, inferior a 10 ppm. Como se observa, não existe padrão definido quanto a teores de estanho, para diferenciar granitos estéreis dos mineralizados. Este fato também é verificado no Complexo Granitóide de Massangana, onde apenas a Fase São Domingos exibe nítida especialização neste metal, observando-se certo equilíbrio entre as demais, quer mineralizadas ou estéreis.

Tem sido sugerido por STEMPROK (1970), TAUSON e KOSIOV (1973), BEUS e GREGORIAN (1975), SMITH e TUREK (1976), HAAPALA (1977), que o enriquecimento de certos elementos como Nb, B, Li, F e Rb, e o empobrecimento em Zn, Ba, Sr e Zr, podem ser indicativos de mineralizações de estanho. A análise das tabelas IX a XII, permite verificar acentuada redução do Ba, Sr e Zr das fases mineralizadas para as estéreis, sendo menos saliente quanto ao último elemento. Observa-se por outro lado, nítido enriquecimento no sentido inverso, isto é, das fases estéreis para as mineralizadas de Rb, Li, Nb e Be. O B

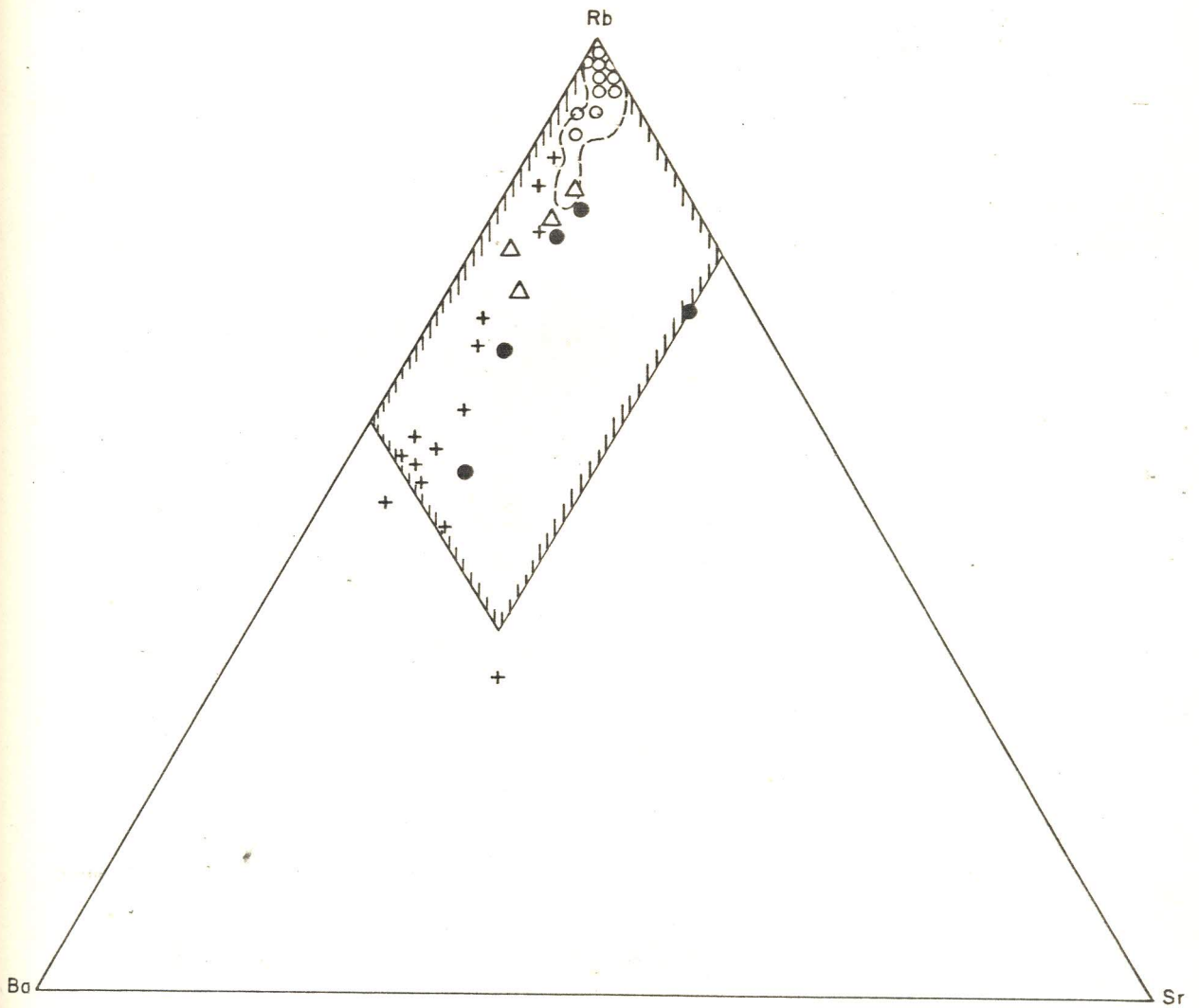


Figura VII - Diagrama Rb x Ba x Sr. Área hachurada: Granitos associados com depósitos de Sn e/ou W e/ou Mo (Bites, 1979).

- + Fase Massangana
- Fase Bom Jardim
- Fase São Domingos
- △ Fase Taboca

não foi detectado em nenhuma dessas fases, enquanto Pb, Zn e Mo exibem comportamento indefinido, bem como o F. A incipiente variação dos teores de alguns desses elementos, principalmente quanto ao F e Li, foi destacada por BURNOL (1973), em Granitóides do Maciço Central Francês.

A aplicabilidade do Ba, Rb e Sr na individualização de corpos graníticos potencialmente mineralizados em estanho é adicionalmente suportada pela relação ternária destes elementos, sugerida por BITES (1979). Os granitóides do Complexo Massangana encaixam-se em sua maioria no campo delimitado por aquele autor para os granitos associados a depósitos de estanho, tungstênio e molibdênio (figura VII), a exceção de parte da Fase Massangana. Por outro lado, os granitóides desta fase, além de se concentrarem predominantemente no limite de campo, exibem amplo "trend" de dispersão orientado entre os polos de Rb e do Ba, enquanto as fases mineralizadas (Bom Jardim e São Domingos), concentram-se no polo do rubídio. Provavelmente o "trend" apresentado pela Fase Massangana reflete reajustamento pós-magmático em resposta a fluidos metassomáticos relacionados as fases mineralizadas, baseado na distribuição espacial da amostragem de rochas desta fase (anexo I), dominante próxima às intrusões mineralizadas, e portanto, sujeitas a influência das mesmas.

O Y e o La, exibem fraco empobrecimento das fases estéreis para as mineralizadas, o qual (conforme citado anteriormente) se relaciona aos processos de diferenciação magmática. Entretanto, OLADE (1980), admite valores relativamente aumentados destes elementos nos granitos mineralizados, atribuindo este enriquecimento aos processos pós-magmáticos de mineralização e albitização.

Relacionamentos e razões interelementos consti

tuem-se, conforme TAUSON e KOSLOV (1973), BEUS e GREGORIAN (1975), SMITH e TUREK (1976), PLIMER e ELLIOT (1979) e OLADE (1980), em eficientes indicadores de potencial de jazimentos de minério de rochas granitóides. Baseia-se no comportamento distinto dos elementos durante os processos magmáticos e pós-magmáticos. Para TAUSON e KOSLOV (1973), a razão Ba/Rb, reflete interessante tendência no desenvolvimento de mágnmas graníticos. Por causa da carga iônica maior e raio menor o bário tende a ser capturado pelos primeiros minerais de potássio formados e em razão disso exibe fraca tendência dispersante durante a cristalização. O rubídio também substitui ativamente o potássio na estrutura dos minerais potássicos, mas devido a seu raio iônico maior e carga menor, além de maior afinidade com voláteis, concentra-se nas frações magmáticas residuais. Como resultado, em granitos diferenciados com alto teor de voláteis - fato indispensável à formação de deposições estaníferas - as concentrações de bário decrescem e as de rubídio crescem. Assim, a razão Ba/Rb em tais granitos é sempre mínima. OLADE (1980), considera que o valor 0,5 para esta razão separa adequadamente os granitos mineralizados dos estéreis, enquanto TAUSON e KOSLOV (1973), apresentam valores consideravelmente inferiores a 0,5 para os granitos mineralizados da Checoslováquia e da Mongólia, sendo menores em cerca de 50 vezes ou mais àqueles dos granitos estéreis das mesmas regiões. Neste estudo, as diferenças quanto à razão Ba/Rb entre fases granitóides mineralizadas e estéreis não se apresentam de maneira tão marcante, muito embora atinjam um mínimo de 5,0 vezes, sendo os valores médios de 0,57 para a Fase Massangana, e de 0,074 e 0,1, para as fases Bom Jardim e São Domingos (mineralizadas), respectivamente. Permitem de qualquer modo, clara identificação das fases mineralizadas e estéreis.

LAWRENCE (1975), observa que valores elevados da razão Rb/Sr representam um guia consistente para a determinação do potencial de mineralização de granitóides, correlacionado-os com mágnas extremamente fracionados ou afetados por alteração pós-magmática (TAYLOR, 1965). Considerando a migração do rubídio nos processos magmáticos e pós-magmáticos, acima explicado, e a afinidade do estrôncio com o cálcio (sendo o íon Sr^{2+} levemente inferior ao do íon Ca^{2+} , o estrôncio é capturado nos primeiros minerais de cálcio cristalizados), durante a diferenciação magmática e atividades hidrotermais associadas, observa-se forte depleção do estrôncio, e em consequência a razão Rb/Sr, torna-se elevada. Através de observações próprias e de dados compilados, principalmente de SHERATON e BLACK (1973), LAWRENCE, observa que os granitóides mineralizados exibem razão Rb/Sr, sempre superior a 4,0, e frequentemente superiores a 40 ou 50. PLIMER e ELLIOT (1979), reportam que os granitos com cassiterita do nordeste de Queensland, tem razão Rb/Sr, compreendida entre 4,0 e 16. Não obstante esta razão se adequar perfeitamente à diferenciação entre fases mineralizadas e estéreis do Complexo Granitóide de Massangana, os limites citados por aqueles autores não são aplicáveis, considerando que a Fase Massangana, estéril, exhibe valor médio para esta razão igual a 21, enquanto que nas fases Bom Jardim e São Domingos, mineralizadas, estes valores são iguais a 93 e 99, respectivamente.

Conclui-se pela discussão apresentada quanto às razões Ba/Rb e Rb/Sr que valores baixos para a primeira ou elevados para a segunda, constituem forte indicação de prováveis mineralizações estaníferas, mas, desde que se considere os processos evolutivos que acompanham o alojamento de determinado maciço granitóide.

O comportamento geoquímico apresentado pelo Rb em relação ao K e do Sr quanto ao Ca, durante os processos magmáticos, determinam que as razões K/Rb e Ca/Sr, exibam considerável oscilação negativa e positiva, respectivamente, no sentido das frações residuais (BRADSHAW, 1967), habilitando-as portanto, à individualização de fases granitóides mineralizadas e estéreis. Neste estudo as médias da razão K/Rb decrescem de 109 da Fase Massangana, para 63 na São Domingos e 60 na Bom Jardim, enquanto as médias da razão Ca/Sr oscilam de 178 a 416 e 455, segundo a mesma ordenação.

Valores superiores a 2,0 para a razão Rb/Zr é característica de granitos mineralizados a estanho (OLADE, 1980), sendo esta proposição perfeitamente adequável ao Complexo Granitóide de Massangana, onde valores médios inferiores a 2,0 caracterizam as fases estéreis e os superiores a 4,0 as fases mineralizadas.

Outras razões como a K/Na, têm sido utilizadas na diferenciação de granitos mineralizados e estéreis. OLADE (1980), cota valores superiores a 1,5 para os primeiros, relacionando-os à depleção de Na por lixiviação hidrotermal e incipiente greisenização, durante processos evolutivos tardios dos granitos mineralizados. Entretanto, como valores elevados para esta razão, podem se relacionar, não à depleção do Na, mas ao enriquecimento em K, por um processo qualquer, estranho aos que conduzem à deposição de mineralizações, como os ocorridos na Fase Massangana do Complexo Granitóide de Massangana, é pouco seguro tomá-la como indicadora metalogenética.

A extensão da variabilidade refletida através da variância ou do desvio padrão, sendo a diferenciação mais nítida quanto à primeira, constitui outro parâmetro que pode identificar claramente granitóides mineralizados. TAUSON e

KOSIOV (1973), observam que quando os teores de determinado elemento não diferenciam confiavelmente granitóides mineralizados dos estéreis, as diferenças clarificam-se através da variância. BEUS e GREGORIAN (1975) e SMITH e TUREK (1976), chegam a conclusões semelhantes. Fato similar é observado neste estudo.

Assim, para alguns elementos, como o Nb e F, cujo enriquecimento nas fusões residuais graníticas é amplamente admitido, mas que não exibiram contrastes significativos entre as concentrações médias de fases mineralizadas e estéreis, as diferenças quanto à variância e ao desvio padrão, são nítidas, apresentando-se consideravelmente aumentados nas fases mineralizadas. Outros elementos e razões, incluindo-se Rb, Rb/Sr, Rb/Zr e Ca/Sr, cujas médias estabeleciam nítido contraste entre as fases mineralizadas e estéreis, acentuam este contraste através da variância e do desvio padrão. Mesmo para os elementos ou razões depletadas nas fusões residuais como o Ba, Sr, Zr, K/Rb e Ba/Rb, os contraste são significativos, sendo entre tanto inverso, isto é, a variância e o desvio padrão maiores relacionam-se às fases estéreis.

Desde que o desenvolvimento de uma fase pegmatítica hidrotermal tardia se constitui num condicionamento indispensável à formação de mineralizações ligadas a corpos graníticos, pode-se admitir que os campos definidos no diagrama K X Rb por SHAW (1968) - os quais delimitam os vários "trends" relacionados a cristalização de um magma granítico - revestem-se de significativa importância à seleção de granitos potencialmente mineralizados em estanho. Assim, a análise da figura VIII permite verificar que as fases mineralizadas (São Domingos e Bom Jardim) do Complexo Granitóide de Massangana, encaixam-se no grupo pegmatítico-hidrotermal, a semelhança dos granitos

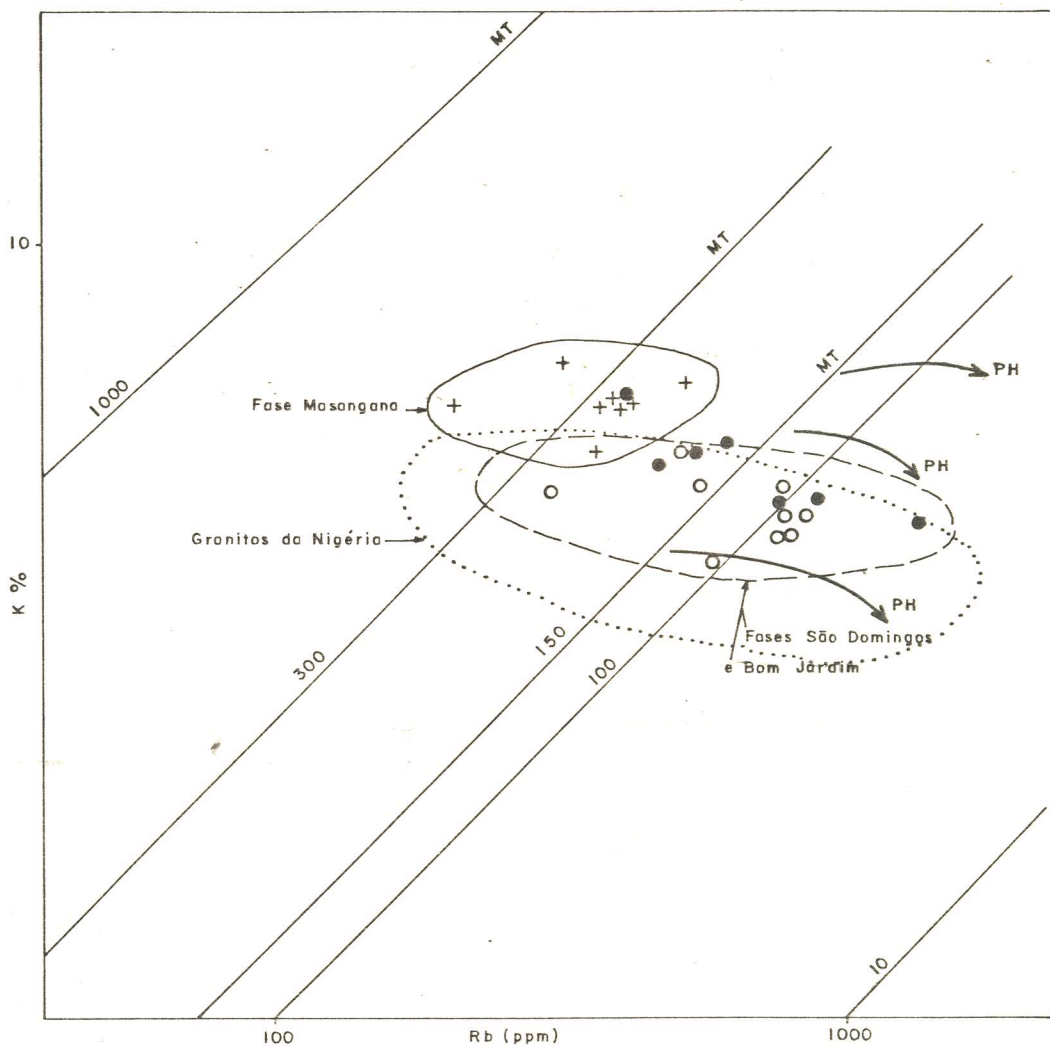


Figura VIII: Diagrama K x Rb dos Granitóides do Complexo de Massangana. MT: "Trend" Principal de Shaw. PH: "Trend" Pegmatítico Hidrotermal de Shaw

- + Fase Massangana
- Fase São Domingos
- Fase Bom Jardim

mais jovens da Nigéria (BOWDEN et alii, 1980), enquanto a Fase Massangana (estéril) evolue no grupo principal.

VIII - CONSIDERAÇÕES SOBRE A GÊNESE E EVOLUÇÃO DO COMPLEXO GRANITÓIDE DE MASSANGANA.

Similarmente ao que ocorre no Complexo Granitóide de Massangana, outros maciços que assomam em Rondônia se constituem de rochas granitóides com características litoquímicas distintas. ISOTTA et alii (1978), admitem que a colocação dos mesmos se processou através de sucessivas pulsações de uma única câmara magmática, as quais podem estar cronologicamente espaçadas em mais de uma centena de milhões de anos. Entretanto, como discutido no capítulo III, o arranjo estrutural dos referidos complexos está em desacordo com a sequência evolutiva normal das intrusões polifásicas. Além do mais, nos complexos rondonianos os granitos mais antigos, denominados de granitos de periferia por ISOTTA et alii (1978), constituem-se de tipos texturais predominantemente porfiróides e/ou pegmatóides, enquanto entre os mais jovens, predominam as texturas granulares. Quanto ao quimismo, os mais antigos exibem forte afinidade calco-alcalina e os mais jovens alcalina, como pode ser observado na figura IX, em concordância com o observado no Complexo Granitóide de Massangana. O somatório dessas características fornecem forte indício de possível relacionamento a eventos distintos, ou pelo menos a uma sequência evolutiva distinta.

AMARAL (1974), identifica no Precambriano Superior da Amazônia, no qual está inserido o "Craton do Guaporé" cuja extensão e limites são amplamente detalhados por ISSLER (1977), três processos de reativação do tipo autônoma. A o mais antigo, com início relacionado a um magmatismo granítico e granodiorítico, datado em cerca de 1.700 milhões de anos, denominarou de Evento Paraense, o qual abrange parte do sul- sudeste

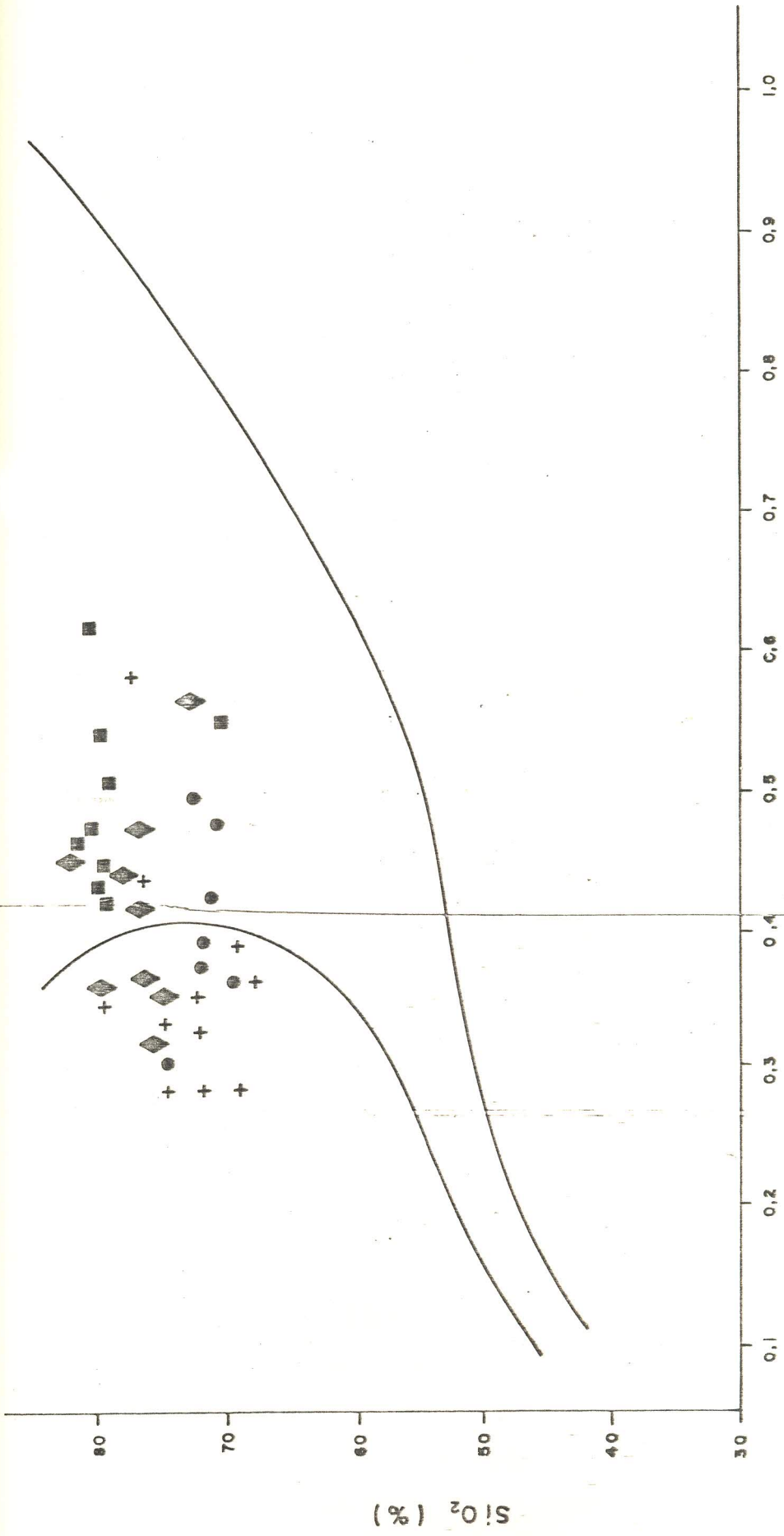


FIGURA IX: Diagrama de Wright para granitóides de Rondônia.

- Granitóides da Fase Massangana (Complexo Granitóide de Massangana).
- + Granitóides Serra da Providência (Leal et alii, 1978).
- ◆ Granitos de Periferia (Isotta et alii, 1978).
- Granitos de Núcleo (Isotta et alii, 1978) equivalentes aos granitos Rondonianos de Leal et alii (1978).

do estado do Pará. Segue-se período de estabilidade com duração de cerca de 100 milhões de anos, ao qual sucedem as primeiras manifestações do Evento Madeirense, caracterizado por magmatismo predominantemente granítico, tendo afetado principalmente a bacia do rio Madeira. Após novo período de estabilidade com duração de pelo menos 200 milhões de anos, o "Craton do Guaporé" volta a ser ativado pelo Evento Rondoniense, de atuação mais intensa no Território Federal de Rondônia, que se manifesta predominantemente por plutonismo granítico, de caráter alcalino, com formação de diversos corpos circunscritos (granitos jovens).

LEAL et alii (1976), propõem a designação de Granito Serra da Providência para o batólito granítico que assoma em acidente geográfico homônimo, situado na extremidade nordeste do Território de Rondônia. SOEIRO et alii (1977), em estudo mais detalhado, observam o domínio de granitóides com textura porfiróide, secundada por granular grossa e pegmatóide. A característica rapakivi é comum entre os porfiróides. Mineralogicamente constituem-se de quartzo, microclina e/ou ortoclásio, oligoclásio/andesina, biotita e eventualmente hornblenda. LEAL et alii (1978), estabelecem afinidade calco-alcalina para estes granitos e determinam através de resultados geocronológicos pelo método Rb/Sr, que sua colocação se processou entre 1.400 e 1.200 milhões de anos. MONTALVÃO e BEZERRA (1980), admitem que os granitos tipo Serra da Providência exibem ampla distribuição em Rondônia.

Os aspectos texturais e mineralógico do Granito Serra da Providência, identificam-se com aqueles da Fase Massangana do Complexo Granitóide de Massangana. Assemelham-se ainda quanto ao quimismo, como pode ser observado na tabela XIV e figura IX. Com base nos comentários efetuados neste pará

grafo e nos que precedem, o autor admite que a colocação do Complexo Granitóide de Massangana se relaciona a dois eventos magmáticos distintos. A Fase Massangana, representaria o evento mais antigo, sendo correlacionada ao Granito Serra da Providência, cuja colocação teria se processado no Evento Madeirense de AMARAL (1974). As demais fases do referido Complexo seriam posteriores e conectadas ao Evento Rondoniense do mesmo autor, às quais admite-se contemporaneidade aos Granitos Rondonianos de LEAL et alii (1978).

RAGUIN (1976), assinala que a colocação de massas graníticas em áreas cratonizadas se desenvolve ao longo de lineamentos ou paralelamente a estes, a alguma distância. Saliencia que o termo "lineamento" designa extensas zonas retilíneas, estreitas, seguidamente falhadas, provavelmente a grandes profundidades da crosta terrestre. BONIN (1974), observa que as intrusões de granitos jovens da África Ocidental se alojam irregularmente ao longo de zonas de "rift", bem como aquelas da suite magmática das White Mountain, e outras regiões. Destaca ainda, que zonas de "rift" constituem provavelmente segmentos de fraturas relacionadas à expansão de fundos oceânicos. LAMEYRE e BONIN (1978) reafirmam a associação de intrusões graníticas às zonas de "rift".

BAILEY (1974), admite que "rifts" representam unicamente cristas fraturadas de arcos crustais, os quais são a feição tectônica maior, e que os mesmos podem conduzir à formação de estruturas do tipo "graben", e a colocação de intrusões ígneas.

WAGHORN (1974), observa a existência de províncias com granitos estaníferos similares às de Rondônia, na Nigéria, Angola e Sudeste de África. Destaca ainda similaridade com as séries magmáticas de White Mountain (USA). Particular

atenção foi dada por KLOOSTERMAN (1969) e VERSCHURE e BON (1972), quanto à afinidade entre as províncias rondonianas e nigerianas.

A composição dos complexos intrusivos das regiões mencionadas por WAGHORN (1974), oscila de félsica a basáltica, até alcalinas sub-saturadas. A origem dos mágmas máficos desses complexos é atribuída ao manto superior, enquanto as rochas intermediárias comumente encontradas, derivam da diferenciação do magma basáltico alcalino original.

ÓXIDOS	GRANITOS DA FASE MASSANGANA (1)	GRANITO SERRA DA PROVIDÊNCIA (2)	GRANITOS DE PERIFERIA (3)
SiO ₂	71,78	70,30	70,84
Al ₂ O ₃	14,94	13,56	14,36
Fe ₂ O ₃	0,87	0,99	1,03
FeO	1,26	3,27	1,68
MnO	0,04	0,14	0,07
TiO ₂	0,14	0,59	0,23
CaO	0,90	1,21	0,87
MgO	0,146	0,56	0,32
Na ₂ O	3,40	2,69	2,99
K ₂ O	6,07	5,69	6,51
P ₂ O ₅	0,064	0,11	0,13

Observação: Óxidos em percentagem.

(1) Média de 07 amostras

(2) Média de 11 amostras (LEAL *et alii*, 1978)

(3) Média de 11 amostras (ISOTTA *et alii*, 1978), referentes aos Complexos de Massangana, Oriente Novo e Alto Candeias.

TABELA XIV: Composição química de Granitóides de Rondônia.

McCALL e HORNING (1972), mostram que as rochas intermediárias das zonas de "rift" do leste da África, formam-se por complexos processos de diferenciação em discretos reservatórios magnáticos. No Platô de Jos, Nigéria, um "plug" traquítico descrito por WRIGHT (1969), exhibe grande variedade de inclusões, destacando-se nódulos de olivina e piroxenitos, os quais representam fragmentos do manto superior.

Para TURNER e BOWDEN (1979), o magma basáltico inicial do Complexo Ningi-Burra, Nigéria deriva do manto superior. O magma inicialmente formado seria retido na base da crosta, onde sofre diferenciação e ao mesmo tempo fornece calor para um segundo estágio de geração de magma, através da fusão crustal. Grandes volumes de magma formado no segundo estágio ascenderia à crosta e/ou à superfície, bem como menores quantidades dos derivados diferenciados do manto e híbridos, ou mesmo diminutas quantidades do magma basáltico primário.

Embora a grande maioria dos complexos granitóides de Rondônia se constituam unicamente de uma simples intrusão de biotita-granitos, em alguns observa-se a associação entre granitos e rochas basálticas. Não obstante a ausência de relações conclusivas entre basaltos e rochas graníticas, WAGHORN (1974), cita a ocorrência nos Complexos de Caritianas e Pedra Branca, de numerosos xenólitos, tidos como fragmentos de rochas das séries alcalinas que ascenderam na crosta pela ação do magma granítico.

RHODES (1971), propõem mecanismo diferente para a origem dos complexos anelares africanos, interpretando-os como manifestações continentais das atividades de "plume" do manto ou "hot spots", que provocariam a fusão parcial da crosta silílica. Esta hipótese é partilhada por OLADE (1980). Segundo os referidos autores este fato é coerente com o decréscimo dire

cionado, de norte para sul, da idade dos granitos mais jovens, as quais são atribuídas a segmentos de "plume" do manto. Quanto aos Granitos Rondonianos nenhum "trend" de migração da atividade magnética pode ser estabelecido quando se observa a figura X. Ressalta-se entretanto, que os estudos litoquímicos e isotópicos existentes para aos granitos que assomam em Rondônia geralmente são pouco elucidativos, ocorrendo frequentemente a associação num mesmo grupo, de granitos relacionados a eventos distintos.

Assinalou-se no capítulo V que o quimismo do Complexo Granitóide de Massangana sugere forte contribuição crustal através da fusão parcial de rochas gnáissicas ou mesmo refusão de antigas massas graníticas. Mais indicativas nesse sentido são as elevadas razões Sr^{87}/Sr^{86} determinadas por PRIEM et alii (1971) e AMARAL (1974), também referidas no capítulo V desta monografia.

VERSCHURE e BON (1972), formulam a hipótese de que a gênese dos Granitos Rondonianos está relacionada à ascensão de pequenas porções de magma basáltico rico em alcális e voláteis do manto superior, ao longo de sistemas de falhas, através da crosta continental. Os magmas basálticos alcalinos ascendentes induziriam à fusão parcial das rochas mais profundas da crosta continental, produzindo magmas graníticos ricos em voláteis.

ISSLER (1977), propõe que a ^{EPIROFORESE} epeiroforese entre os cratons do Guaporé e Guianês, amplamente documentada por HARRANCZYK (1973), seja o mecanismo principal que reativou antigos falhamentos, que rompendo a crosta continental atingiram o manto superior. A ascensão do magma máfico através desse sistema de falhas profundas, proporcionou as condições termodinâmicas favoráveis à fusão das rochas da base da crosta continenta

tal.

Assumiu-se anteriormente, principalmente com base em aspectos geológicos e geoquímicos, que a colocação do Complexo Granitóide de Massangana evoluiu a partir de dois eventos magmáticos. Por outro lado, a série de evidências prepostas, sugerem alguma similaridade para o mecanismo gerador desses eventos. Diferem essencialmente no que concerne à contribuição de um magma basáltico inicial, porquanto os Granitos Rondonianos exibem forte indício da provável influência de tais líquidos, enquanto nos granitos tipo Serra da Providência, nenhum indício foi sugerido nesse sentido.

Propõe-se assim, que o desenvolvimento da Fase Massangana, se relaciona à geração de grandes volumes de líquido na base da crosta continental, pela fusão parcial de rochas siálicas profundas. O mecanismo gerador desta fusão é de difícil identificação, em razão da ausência de dados conclusivos. Desta maneira o calor necessário à fusão, pode estar relacionado tanto a magma basáltico derivado do manto, trapeado na base da crosta (mas com ausência de hidridismo), como a atividade de "plume" do manto ou "hot spots". A ascensão do magma pode estar em parte relacionado a falhamentos. Entretanto, contribuição maior à sua ascensão à posição de resfriamento, posto as dimensões batolíticas desta Fase, deve ser creditada ao fraturamento, colapso e assimilação do teto da câmara magmática.

Cessado o evento magmático gerador da Fase Massangana, ocorreria o desenvolvimento de nova câmara magmática, agora com contribuição direta de um magma basáltico inicial, em acordo com VERSCHURE e BON (1972) e ISSLER (1977), para a origem dos Granitos Rondonianos. O centro desta câmara, se apresenta deslocado a sudoeste em relação à câmara inicial (podendo representar migração da atividade magmática), sendo a res

ponsável pelo desenvolvimento das demais fases do Complexo Granitóide Massangana. O magma basáltico inicial, derivado do manto superior, retido na base da crosta, desencadearia pelo calor fornecido, uma segunda geração de magma, através da fusão parcial de rochas crustais profundas, e ao mesmo tempo entraria em processo de diferenciação. Nesta câmara magmática, correntes de convecção, conduziriam à formação de magmas híbridos, resultantes da mistura de líquidos derivados da anatexia crustal com os diferenciados ácidos ricos em fluidos mineralizantes do magma basáltico alcalino. Admite-se que o magma basáltico compõe parte não homogênea do manto superior, contendo elevadas concentrações de elementos-traço, em concordância com o proposto por VERSCHURE e BON (1972).

A ascensão do magma formado para reservatório situado em nível mais elevado da crosta, estaria relacionado a falhas profundas derivadas de possível arqueamento crustal, alinhado segundo leste-oeste, em concordância com o "trend" de distribuição das intrusões graníticas rondonianas (figura X). Todavia, não se descarta a possibilidade destas falhas derivarem da epeiroforese entre os cratons do Guaporé e Guianês (ISSLER, 1977). Pulsações repetidas deste reservatório dariam origem às fases Bom Jardim, São Domingos e Taboca. Salienta-se que a hipótese do alojamento do Complexo Granitóide de Massangana se relacionar a épocas distintas está em concordância com o proposto por RAGUIN (1976). Segundo este autor, instabilidade ao longo de alinhamentos estruturais podem se repetir em várias épocas.

Admite-se que os fluidos mineralizantes derivam do magma basáltico, porquanto a Fase Massangana, presumivelmente descendente de fusão crustal, não se associa a qualquer mineralização. Nas demais intrusões de granitos tipo Serra da Provi

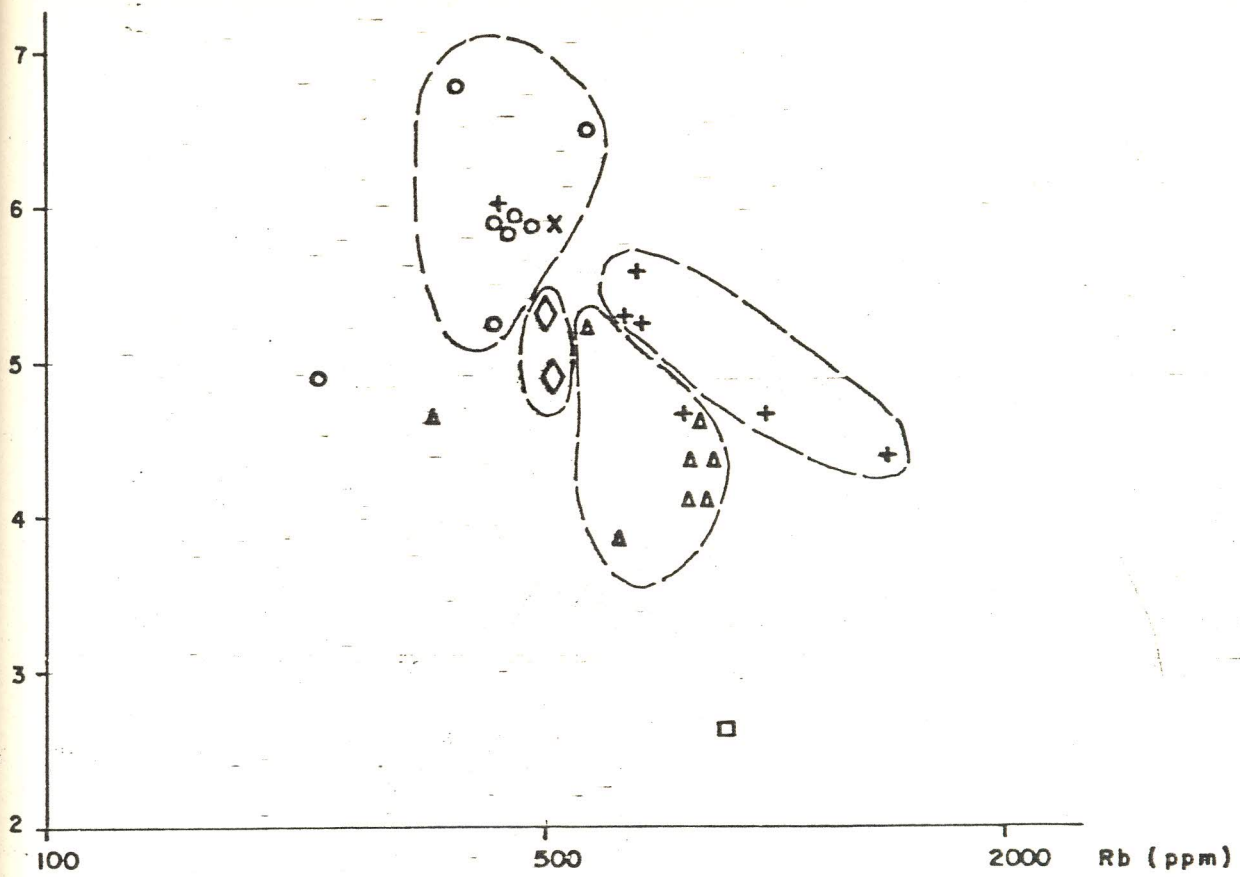


FIGURA XI: Diagrama K/Rb dos granitóides do Complexo de Massangana.

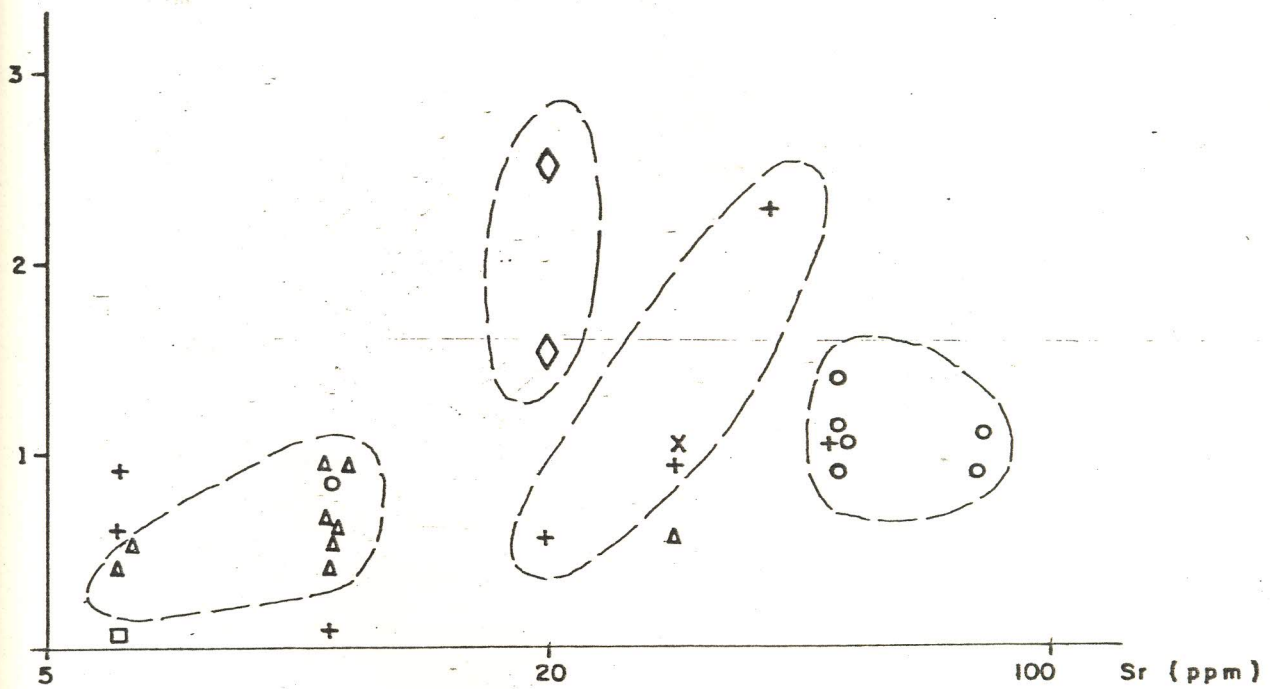


FIGURA XII: Diagrama Ca/Sr dos granitóides do Complexo de Massangana.

- FASE MASSANGANA
- + FASE SÃO DOMINGOS
- △ FASE BOM JARDIM
- ◇ FASE TABOÇA
- X DIQUE DE MICROGRANITO
- APLITO

dência, cuja origem similar é atribuída pelo autor neste trabalho, desconhece-se também qualquer ocorrência de minerais metálicos. Dessa maneira, é provável que a crosta, se apresente em pobrecida nestes componentes. MARTINS et alii (1973), em estudo na região de Massangana, apresentam teores médios extremamente baixos de elementos-traço, incluindo estanho, boro, fluor, nióbio, e berílio, nos gnaisses e migmatitos que circundam as intrusões graníticas.

BRADSHAW (1967), admite que variações significativas nas razões K/Rb e Ca/Sr, são indicativas de diferenciação magmática. Segundo FRANCK (1975), uma sequência de intrusões graníticas se inicia com os tipos mais ricos em sódio e finaliza com aqueles enriquecidos em potássio. BOWEN (1954), por meio de dados experimentais determina que os granitos eutectóides se apresentam com teores consideravelmente maiores de potássio em relação ao sódio. Essas considerações, juntamente com a análise das figuras XI e XII, onde as distintas fases do Complexo Granitóide de Massangana configuram campos bem definidos, além das discussões quanto ao quimismo, apresentadas em capítulo precedente (capítulo VI), sugerem que a Fase Bom Jardim representa a pulsação mais antiga do evento ígneo final, sendo seguida pela Fase São Domingos. Finalmente ocorreria a intrusão da Fase Taboca em fraturas pós-graníticas, representando os resíduos líquidos de maior densidade, acumuladas no reservatório magmático, à qual, a contribuição do magma basáltico inicial foi mais expressiva.

IX - CONCLUSÕES

Os dados apresentados neste trabalho mostram que a colocação do Complexo Granitóide de Massangana se relaciona a duas manifestações ígneas distintas. A mais antiga mostra afinidade com as séries magmáticas calco-alcalinas, enquanto a mais jovem com as alcalinas. As mineralizações de estanho relacionam-se unicamente às últimas.

O quimismo das várias fases granitóides que constituem este Complexo, quando se considera as concentrações médias de Rb, Ba, Sr e Zr, permitem clara distinção entre as fases mineralizadas em estanho e as não mineralizadas. O Sn mostrou-se inadequado a esta distinção, bem como F, Li e Terras Raras. Nb e Be permitem, com algumas reservas, a distinção entre fases mineralizadas e não mineralizadas.

Relações inter-elementos, destacando-se as razões K/Rb, Ca/Sr, Ba/Rb, Rb/Sr e Rb/Zr, constituem-se nos parâmetros que melhor distinguem granitóides mineralizados e estéreis. Conclusão similar é obtida quanto à variância ou desvio padrão dos elementos, cujo enriquecimento ou depleção em soluções residuais é amplamente documentada, como o F, Nb, Rb, Sr, Ba e Zr.

As mineralizações de estanho desenvolveram-se dominantemente em fraturas pós-graníticas, tanto em domínio do corpo granítico, como em seu exocontato. São relacionadas ao desenvolvimento de uma fase fluida tardia, rica em elementos-traços, durante a evolução do magma.

X - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. (1967) - Origem e evolução da plataforma brasileira. B. Div. Geol. Miner. DNPM, n. 241, Rio de Janeiro. 36 p.
- AMARAL, G. (1974) - Geologia Pré-Cambriana da região Amazônica. São Paulo; Instituto de Geociências da U.S.P., 212 p.
- BAILEY, D.K. (1974) - Continental Rifting and Alkaline magmatism. London, in the Alkaline Rocks, John Wiley and Sons, p. 149-159.
- BARSUKOV, V.L. (1957) - The geochemistry of tin. Geochemistry, 1: 41-52.
- BEUS, A.A. e GREGORIAN, S.V. (1975) - Geochemical exploration methods for mineral deposits. Wilmette, Illinois, Applied Pub. Ltd, p. 53-71.
- BISTE, M. (1979) - Die Anwendung geochemischer Indikatoren auf die Zinn-Hoffigkeit herzynischer Granite in Süd-Sardinien. Berl. Geowiss. Abh., 18: 1-109.
- BONIN, B. (1974) - Hypersolvus subvolcanic complexes and the youthful Atlantic basin. Geologie méditerranéenne, Tome 1, nº 4, p. 139 a 142.
- BOWDEN, P. e KINNAIRD, J.A. (1978) - Younger granites of Nigeria - a zinc-rich tin province. Inst. Mining Metallurgy Trans., Ser. B.v. 87, p. B 66-B 69.
- BOWEN, N.L. (1954) - Experiments as an aid to the understanding of the natural world. Proc. Acad. Nat. Sci. Phila., vol.106, p. 1-12.
- BRADSHAW, P.M.D. (1967) - Distribution of selected elements in

- feldspar, biotite and muscovite from British granites in relation to mineralization. Trans. Inst. Min. Metall., Sect. B., 76 (729): 137 - 148.
- BURNOL, L. (1973) - Relations entre les caractéristiques géochimiques des leucogranites du haut-Limousin (Massif Central Français), et leurs mineralizations en beryllium, lithium, étain, tungstène, or et uranium. In: Les Roches plutoniques dans leurs rapports avec les gites minéraux. Masson, Paris, p. 4-8.
- CAPUTO, M.V., RODRIGUES, R. e VASCONCELOS, D.N.N. (1971) - Litoestratigrafia da Bacia do rio Amazonas. Belém. PETROBRÁS - Renor, (Relatório Técnico Interno, 641 A).
- CHAROY, B. (1979) - Definition et importance des phénomènes deutériques et des fluides associés dans les granites - Consequences metallogéniques. Sciences de La Terre, Nancy, Série Memores, 363 p.
- DIDIER, J. (1973) - Granite and Their enclaves. Elsevier, Amsterdam, 393 p.
- DINES, H.G. (1956) - The metalliferous mining region of southwest England. Great Britain Geol. Survey Mem., vol. 1.
- EMMERMANN, R., DAIEVAL, L. e SCHNEIDEN, J. (1975) - Petrologic significance of rare earths distribution in granites. Contrib. Mineral. Petrol., 52 (4): 267 - 283.
- FLINTER, B.H., HESP, W.R. e RIGBY, O. (1972) - Selected geochemical, mineralogical and petrological features of granitoids of the New England Complex, Australia, and their relation to Sn, W, Mo and Cu mineralization. Econ. Geol., 67: 1241-1262.
- FLINTER, B.H. (1971) - Tin in acid granitoids: the search for

- a geochemical scheme of mineral exploration. In: Geochem. Exploration. Can. Inst. Min. Met. Spec. Vol. 11, p.323-330.
- FREITAS, A.F. de, ROMANINI, S.J. e THEODOROVICZ, A. (1981) - Projeto Alto Ituxi: Relatório Final. Porto Velho, DNPM/CPRM, 4 vol.
- FREITAS, A.F. de (1980) - Sobre a sedimentação da bacia de Pimenta Bueno - uma tentativa de interpretação. Porto Velho, CPRM (inédito).
- HAAPALA, I. (1977) - Petrography and geochemistry of Eurajoki stock, a rapakivi-granite complex with greisen-type mineralization in southwestern Finland. Finland Geol. Survey Bull. no 286, 128 p.
- HARANCZYK, C. (1973) - Epeirophorosis and origin of ore deposits. Acta Geologica Polonica, 23 (2). p. 293-323.
- HESP, W.R. (1971) - Correlations between the tin content of granitic rocks and their chemical and mineralogical composition. In: GEOCHEMICAL exploration. Can Inst. Min. Metall. Spec. Vol. 11, p. 341-353.
- HOSKING, K.F.G. (1969) - Aspects of the geology of the tin fields of South-east Asia. The 2nd Technical Conference on Tin. Bangkok, International Tin Council.
- HOSKING, K.F.G. (1969) - The nature of the primary tin ores of the South-west of England. The 2nd Technical Conference on Tin. Bangkok, International Tin Council.
- HOSKING, K.F.G. (1967) - The relationship between primary deposits and granitic rocks. A Technical Conference on Tin. London, International Tin Council, v. 1 p.267-311.
- HYNDMAN, D.W. (1972) - Petrology of igneous and metamorphic ro

- cks. McGraw-Hill, New York, 301 p.
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. (1971) - A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Can. J. Earth Sci., 8 (5): 523-548.
- ISOTTA, C.A.L., CARNEIRO, J.M., KATO, H.T. e GUERRA, R. (1978) Projeto Província Estanífera de Rondônia. Relatório Final. Porto Velho, DNPM/CPRM, 16 vol.
- ISSLER, R.S. (1977) - Esboço Geológico-Tectônico de Craton de Guaporé. Revista Brasileira de Geociências, vol. 7, p.177-211.
- KLOOSTERMAN, J.B. (1968) - Uma província do tipo nigeriano no Sul da Amazônia. Eng. Min. Met., 47 (278): 59-64, fev. 1968; 47 (280): 167-168.
- KLOOSTERMAN, J.B. (1967) - Ring-structures in the Oriente and Massangana granite complexes. Rondônia, Eng. Min. Metal., 45 (266): 73-77.
- KLOOSTERMAN, J.B. (1969) - A twofold analogy between the Nigerian and the Amazonia Tin Provinces. The 2nd Technical Conference on Tin. Bangkok, International Tin Council, v. 1 p. 1-29.
- KRANCK, E.H. (1973) - The granite-cycle and ore mineralization. In: Les Roches plutoniques dans leurs rapports avec les gites minéraux. Masson, Paris, p. 355-359.
- LAMEYRE, J. e BONIN, B. (1978) - Reflexions sur la position et l'origine des complexes magmatiques anorogéniques. Bull. Soc. Geol. France, XX, nº 1, p. 45-59.
- LAWRENCE, G. (1975) - The use of Rb/Sr ratios as a guide to mineralization in the Galway Granite, Ireland. Journal of Geochemical Exploration, p. 353-370.

- LEAL, J.W.L., SILVA, G.H., TEIXEIRA, W. e SANTOS D.B., (1978) -
Folha SC.20 Porto Velho. Rio de Janeiro, Projeto RADAMBRASIL
(Levantamento de Recursos Naturais).
- LEAL, J.W.L., SILVA, G.H., ABREU, A.S. e LIMA, I.C de (1976)
Granito Serra da Providência. Belém, Projeto RADAMBRASIL, 22 p.
(Relatório Interno).
- LIMA, J.A.D., ADAMY, A. e SOEIRO, R.S. (1977) - Projeto Sulfe
tos de Abunã. Relatório Final, Porto Velho, DNPM/CPRM.
- LOBATO, F.P.N.S., APPEL, L.E., GODOY, M.I. de e RITTER, J. E.
(1966) - Pesquisa de Cassiterita no Território Federal de
Rondônia. B. Div. Fom. Prod. miner. DNPM, 125. Rio de Janei
ro, 191 p.
- MACLEOD, W.N., TURNER, D.C. e WRIGHT, E.P. (1971) - The Geo
logy of the Jos Plateau. Nigeria Geol. Survey Bull. vol. 1,
general geology, nº 32, 112 p.
- MARMO, V. (1971) - Granite petrology and the granite problem.
Elsevier, Amsterdam, 244 p.
- MCCALL, G.J.H., e HORNING, G. (1972) - A geochemical study of
silali volcano, Kenya, with special reference to the origin
of the intermediate - acid eruptives of the Central Rift
Valley: Tectonophysics, vol, 15 p. 97 - 114.
- MARTINS, A., TULLER, O. e DINIZ, G.G.N. (1973) - Projeto No
roeste de Rondônia. Relatório de Geoquímica Piloto. Porto Ve
lho, DNPM/CPRM, 3 vol.
- MEHNERT, K. R. (1977 - Migmatites and the origin of granitic
rocks. Amsterdam, Elsevier, 405 p.
- MONTALVÃO, e R.N. de e BEZERRA, P.E.L. (1980) - Geologia e
Tectônica da Plataforma (Craton) Amazônica (parte da Amazô

- nia Legal Brasileira). Revista Brasileira de Geociências, volume 10, nº 1, p. 1-27.
- OLADE, M.A. (1980) - Geochemical characteristics of tin-bearing and tin barren granites, Northern Nigéria. Economic Geology vol. 75, p. 71-82.
- PINTO, F.F.P., ROMANINI, S.J., MELLO, C. e FREITAS, A.F. (1977) Projeto Sudeste de Rondônia. Relatório Final. Porto Velho, DNPM-CPRM, 14 v.
- PLIMER, I.R. e ELLIOT, S.M. (1979) - The use of Rb/Sr ratios as a guide to mineralization. Journal of Geochemical Exploration, vol. 12 p. 21-34.
- PRIEM, H.N.A., BOELRIJK, N.A.I., HEBEDA, H., VERDURMEN, A. e VERSCHURE, H. (1971) - Granitic complexes and associated tin mineralizations of "Grenville" age in Rondônia, Western Brasil. Geol. Soc. Am. Bull., 82: 1095 - 1102.
- RAMALHO, R. (1972) - Projeto Noroeste de Rondônia. Geomorfologia. Rio de Janeiro CPRM (inérito).
- RATTIGAN, J.H. (1963) - Geochemical ore guides and techniques in exploration for tin. Australas. Inst. Min. Metall. Proc., 207: 137-151.
- RAGUIN, E. (1977) - Reflexions sur la métallogenie granitique. Chron. Rech. Min., 435: 15-19.
- RAGUIN, R. (1976) - Geologie du Granite. Masson, Paris, 276 p.
- RHODES, R.C. (1971) - Structural geometry of sub volcanic ring complexes as related to pré-Cenozoic motions of continental plates. Tectonophysics, vol. 12, p. 111-117.
- SABATÉ, P. (1978) - Données geochemiques et radiometriques sur les volcanites calco alcalines precambriennes de l'Englab. Es

- quisse de leur evolution geotectonique. Bull. Soc. Geol. France, XX, nº 1, p. 81-90.
- SAINSBURY, C.L. (1969) - Tin resources of the world. U.S. Geol. Surv. Bull. 1301.
- SAINSBURY, C.L. & HAMILTON, J.C. (1967) - The geology of lode tin deposits. A Technical Conference on Tin. International Tin Council, London, v. 1 p. 313-346.
- SAINSBURY, C.L. & REED Bruce, L. (1973) - Tin. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 820, p. 637-651.
- SANTOS, D.B. dos, FERNANDES, P.E.C.A. e CUNHA, F.M.B. (1974) Esboço Geológico da Folha SB-21 Tapajós, in 28º Congresso Brasileiro de Geologia, Porto Alegre, anais, v. 4, p. 277-287.
- SHAW, D.M. (1968) - A review of K-Rb fractionation trends by covariance analysis. Geochim. Cosmochim. Acta 32, p. 573-601.
- SHERATON, J.W. e LABONNE, B. (1973) - Petrology and geochemistry of acid igneous rocks of northeast Queensland. Bur. Miner. Resour. Aust. Bull.
- SHERATON, J.W. & BLACK, L.P. (1973) - Geochemistry of mineralized granitic rocks of northeast Queensland. J. Geochem. Explor., 2: 331-348.
- SILVA, G.G., LIMA, I.C. de, GUIMARÃES, G. e ISSLER, R.S. (1974) Geologia das Folhas SB-22, Araguaia e parte de SC.22 Tocantins. Rio de Janeiro, Projeto RADAM. (levantamentos de Recursos Naturais, 4).
- SILVA, L.M., ROMANINI, S.J., PARENTE, C.V. e CAVALCANTE, J.C. - Projeto Guajará Mirim. Relatório Final. Porto Velho, DNPM / CPRM, 5 vol.
- SMITH, T.E. & TUREK, A. (1976) - Tin-bearing potencial of some

- Devonian granitic rocks in S. W. Nova Scotia. Mineral. Deposits, 11: 234-245.
- SOEIRO, R.S. TORRES, L.C.A. e MARTINS, E.G. (1977) - Projeto Manganês na Serra da Providência. Relatório Final. Porto Velho, DNPM-CPRM.
- SOUZA, E.C., ROMANINI, S.J., ADAMY, A., e SOEIRO, R.S. (1975) Projeto Noroeste de Rondônia. Relatório Final. Porto Velho, DNPM/CPRM.
- STEMPROK, M. (1969) - Geochemical association of tin. The 2nd Technical Conference on Tin. Bangkok, Internal. Tin Council, v. 1 p. 118-124.
- TAUSON, L.V. & KOSLOV, V.D. (1973) - Distribution functions and ratios of trace-element concentrations as estimators of the ore-bearing potential of granites. In: Geochemical Exploration. London, IMM, p. 37-44.
- TAYLOR, S.R. (1965) - Application of trace element data to problems in petrology. Phys. Chem. Earth, vol. 6, p. 133-213.
- TEIXEIRA, W & TASSINARI, C.C.C. (1977) - Estudo geocronológico Rb/Sr e K/Ar da folha SC.20 - Porto Velho. Belém, Projeto Radambrasil.
- TILL, R. (1974) - Statistical methods for the Earth Scientist. Macmillan, London, 154 p.
- TORRES, L.C.A., ROMANINI, S.J., THEODOROVICZ, A. e CAVALCANTE, J.C. - Projeto Sudoeste de Rondônia. Relatório Final. Porto Velho, DNPM/CPRM, 5 vol.
- TURNER, D.C. (1963) - Ring-structures in the Sara-Fier Younger Granite complex, Northern Nigéria. Quart. J. Geol. Soc. London, 119: 345-366.

- TURNER, D.C. e BOWDEN, P. (1979) - The Ningi-Burra complex, Nigeria: dissected calderas and migrating magmatic centers. Jl Geol. Soc. London, vol. 136, p. 105-119.
- TUTTLE, O.F. e BOWEN, N.L. (1958) - Origen of granite in the light of experimental studies in the sistem $\text{Na-Al-Si}_3\text{O}_8\text{-K-Al-Si}_3\text{O}_8\text{-H}_2\text{O}$. Geol. Soc. Amer., Memoir 74.
- VERSCHURE, R.H. & BON, E.H. (1972) - Geology and geochronology of tin-bearing volcano-plutonic complexes in Rondônia (Western Brazil). Reflections on genesis of this magmatism. In: A.R.Z.W. O Lab. Isotopen Geol., Amsterdam. p. 177-198.
- VOLKOV, V.N. & NEGREY, Ye. V. (1975) - Structure of Rauid pluton and problem of formation of granitic intrusives. Int. Geol. Rev., 17 (8): 909-917.
- WAGHORN, J.G. (1974) - The geology of Rondônia, Western Brazil, with special reference to the tin-bearing granite complexes and placer deposits. London, Faculty of Science of the Univ. of London. 93 p.
- WRIGHT, J.B. (1969) - Olivine nodules and related inclusions in trachyte from the Jos Plateau, Nigéria. Min. Mag., vol. 37, 370-374.
- WRIGHT, J.B. (1970) - Origin of the Younger granites of northern Nigéria; a replay. Contr. Mineral. an Petrol., vol.29, p. 89-90.