

**INSTITUTO DE PESQUISAS ENERGÉTICAS E NUCLEARES
SECRETARIA DA INDÚSTRIA, COMÉRCIO, CIÊNCIA E TECNOLOGIA
AUTARQUIA ASSOCIADA À UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO**

**GEOQUÍMICA DO U, Th E OUTROS ELEMENTOS
LITÓFILOS EM ROCHAS DE ALTO GRAU DE METAMORFISMO
DO "MACIÇO DE GUAXUPÉ", SUL DE MINAS GERAIS**

JOÃO FRANCISCO FERNANDES

**Dissertação apresentada ao Instituto de
Pesquisas Energéticas e Nucleares como
parte dos requisitos para obtenção do Grau
de "Mestre na Área de Concentração em
Tecnologia Nuclear Básica"**

**Orientador:
Dr. Kengo Imakuma**

**SÃO PAULO
1982**

INSTITUTO DE PESQUISAS ENERGÉTICAS E NUCLEARES
SECRETARIA DA INDÚSTRIA, COMÉRCIO, CIÊNCIA E TECNOLOGIA
AUTARQUIA ASSOCIADA À UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

**GEOQUÍMICA DO U, Th E OUTROS ELEMENTOS
LITÓFILOS EM ROCHAS DE ALTO GRAU DE METAMORFISMO
DO "MACIÇO DE GUAXUPÉ", SUL DE MINAS GERAIS**

JOÃO FRANCISCO FERNANDES

**Dissertação apresentada ao Instituto de
Pesquisas Energéticas e Nucleares como
parte dos requisitos para obtenção do Grau
de "Mestre na Área de Concentração em
Tecnologia Nuclear Básica"**

**Orientador:
Dr. Kengo Imakuma**

**SÃO PAULO
1982**

À minha esposa Marlúcia,

aos meus pais e

familiares.

R E S U M O

GEOQUÍMICA DO U, Th E OUTROS ELEMENTOS LITÓFILOS EM ROCHAS DE ALTO GRAU DE METAMORFISMO DO "MACIÇO DE GOAXUPÉ", SUL DE MINAS GERAIS.

JOÃO FRANCISCO FERNANDES

Estuda-se o complexo de Silvianópolis.

O complexo de Silvianópolis é estudado geoquimicamente, com a determinação de elementos litófilos, tais como: U, Th, Rb, K, etc., em rochas de diferentes graus de metamorfismo. ^{verificou-se} ~~Foi verificada~~ as suas mobilidades geoquímicas em função do tipo de rocha. ^{comparou-se} ~~Os resultados foram comparados~~ através de testes estatísticos, ^(RHO) ~~os resultados~~ ~~monstram~~ ~~que~~ ~~não~~ ~~houve~~ ~~diferenças~~ ~~entre~~ ~~as~~ ~~concentrações~~ ~~obtidas~~ ~~para~~ ~~os~~ ~~diferentes~~ ~~elementos~~ ~~em~~ ~~diferentes~~ ~~tipos~~ ~~de~~ ~~rochas~~. Este fato implica que não houve empobrecimento (depletion) de elementos litófilos devido ao alto grau de metamorfismo.

As rochas do complexo de Silvianópolis possuem baixas concentrações de U e Th ainda em fácies anfíbolito, concentrações de K e Rb e razões K/Rb estatisticamente iguais em fácies granulito e anfíbolito.

Geoquimicamente os granulitos do complexo de Silvianópolis podem ser comparados com os granulitos de Mt. Alroyus, Austrália. Uma discussão sobre os mecanismos da evolução química destas rochas é a presentada.

A B S T R A C T

GEOCHEMISTRY OF THE U, Th AND OTHERS LITHOPHILE ELEMENTS IN HIGH-GRADE METAMORPHIC ROCKS FROM "MACIÇO DE GUAXUPÉ", SOUTH MINAS GERAIS

JOÃO FRANCISCO FERNANDES

A geochemical investigation on the Silvianópolis complex, Minas Gerais, has been carried out with the determination of lithophile elements like U, Th, Rb, K, etc. in rocks of different metamorphic grade. It was verified that the geochemical mobilities of the elements is dependant on the rock type.

The elemental abundances and ratios ^{all} ~~was~~ compared using a statistical test, ^(AR-1) and it was demonstrated that ~~there is no~~ significant difference in many of the trace elements contents between the rocks of amphibolite and the granulite facies. This result probably implies non depletion of lithophile elements during granulite facies metamorphism.

The rocks of Silvianópolis complex have low concentration of U and Th irrespectively metamorphic grade; K, Rb and K/Rb ratios are statistically indistinguishable in the amphibolite and the granulite facies.

Geochemically the granulites of Silvianópolis can be compared with the granulites of Mt. Alloysius, Australia. A discussion on the possible mechanism of the geochemical evolution of ~~these~~ rocks is presented.

AGRADECIMENTOS

Dr. K.Imakuma, pela orientação e discussão da parte experimental.

Dr. S.S.Iyer, pelas discussões estimulantes no campo da geoquímica dos granulitos e leitura crítica do manuscrito deste trabalho.

Dr. A.Choudhuri, pela obtenção das amostras, análises petrográficas e discussões sobre a geologia do maciço de Guaxupé.

Dr. L.T.Atalla, pelas análises de U e Th realizadas na Área de Radioquímica do IPEN.

Ivone M. Sato e Vera Lúcia R. Salvador, pelas discussões e meu aperfeiçoamento na técnica de Fluorescência de Raios-X.

Aos colegas Jorge, Sílvio e Luís, que com sua amizade tornaram possível a realização deste trabalho.

Ao Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares, pelo apoio financeiro e liberação de seus laboratórios.

E a todos aqueles que colaboraram direta ou indiretamente para a realização deste trabalho.

S U M Á R I O

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO	1
1.1 - Considerações Gerais.	1
1.2 - Metamorfismo.	1
1.3 - Efeitos do Fracionamento Metamórfico.	3
1.4 - Objetivos do Trabalho.	4
CAPÍTULO 2 - GEOLOGIA	6
2.1 - Geologia Regional.	6
2.2 - Estratigrafia.	8
2.3 - Caracterização Estrutural.	8
2.4 - Geocronologia.	9
2.5 - Problema Geológico e Amostragem.	9
CAPÍTULO 3 - TÉCNICAS ANALÍTICAS	12
3.1 - Amostragem.	12
3.2 - Determinação de Elementos Traço.	12
3.2.1 - Método Utilizado.	12
3.2.2 - Técnicas de Medidas.	13
3.2.3 - Obtenção dos Resultados.	14
3.3 - Determinação de Fe e K.	14
3.4 - Determinação de U e Th.	16
3.5 - Resultados.	16
3.6 - Precisão, Exatidão e Limite de Detecção.	17
CAPÍTULO 4 - DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	20
4.1 - Introdução.	20
4.2 - Distribuição de U e Th.	20
4.3 - Distribuição de Rb e Sr.	22
4.4 - Distribuição de K/Rb.	22
4.5 - Distribuição de Nb e Zr.	27
4.6 - Distribuição de Zn, Cu e Ni.	27
4.7 - Comparações Estatísticas.	32

CAPÍTULO 5 - COMPARAÇÃO COM OUTRAS ÁREAS	38
5.1 - Introdução.	38
5.2 - Distribuição de U e Th.	38
5.3 - Distribuição de Rb e Sr.	41
5.4 - Distribuição de K/Rb.	44
5.5 - Distribuição de Nb e Zr.	47
5.6 - Distribuição de Zn, Cu e Ni.	50
CAPÍTULO 6 - DISCUSSÕES E CONCLUSÕES	52
APÊNDICE I - PETROGRAFIA	56
APÊNDICE II - COMPILAÇÃO DE DADOS GEOLÓGICOS	58
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	63

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 Considerações Gerais

A determinação da concentração de elementos químicos quaisquer em um sistema tal como uma rocha ou mineral, segue-se a uma caracterização deste sistema o que chamamos de geoquímica.

O primeiro pesquisador a se preocupar com a distribuição dos elementos na crosta da Terra foi Clarke ⁵, que definiu sistemas químicos (rochas) que seriam estáveis sob condições de equilíbrio e que qualquer mudança neste sistema provocaria desequilíbrio com a formação de um novo sistema que seria estável sob estas novas condições.

Mais tarde, Goldschmidt ²⁵ definiu geoquímica como:

- a) determinação da abundância dos elementos e átomos na crosta terrestre.
- b) exploração da distribuição dos elementos nas esferas geoquímicas da Terra, isto é, nos minerais e rochas da litosfera e em produtos naturais de vários tipos.
- c) a descoberta de leis que governam a abundância da distribuição dos elementos.

Atualmente com a introdução do conceito de isótopos, definiu-se geoquímica como: "O estudo das leis da distribuição dos elementos químicos e isótopos na crosta terrestre, no passado e presente". ⁶⁵

O conhecimento destas leis nos permite fazer previsões considerando a ocorrência do elemento ou isótopo em certos sistemas geológicos e tirar conclusões considerando a formação do mineral, rocha e depósito mineral.

1.2 Matamorfismo

Todas as rochas ígneas e sedimentares que jazem agora em profundidades de 3 a 20 quilômetros, devem estar sujeitas a condições físicas, naturalmente diferentes ou não daquelas sob as quais se originaram. Estas rochas podem estar inicialmente em um estado de equilíbrio interno, mas sob condições favoráveis podem se ajustar mineralógica e estruturalmente à temperatura e pressão da situação a que se encontram. Estas mudanças mineralógicas e estruturais que ocorrem em uma rocha em estágio sólido, sem o desenvolvimento de uma fase de silicatos em fusão, constituem o metamorfismo. Sob condições mais altas de temperatura e pressão pode haver o desenvolvimento de uma fase de silicatos em fusão o que chamamos de ultrametamorfismo.

A natureza de uma associação de minerais metamórficos é determinada por dois fatores:

- a) a composição química da rocha metamórfica que depende da rocha matriz e extensão dos processos de adição e subtração de minerais durante o metamorfismo.
- b) as condições físicas do metamorfismo, temperatura e pressão, e por vezes também da fase fluida presente que pode ou não ter um papel importante no decorrer dos processos metamórficos.

Diz-se que constitui um " fácies metamórfico", todas as rochas de qualquer composição que tenham sido metamorfoseadas dentro de certos limites amplos de temperatura e pressão.

Dentre vários pesquisadores que realizaram experiências reproduzindo condições de metamorfismo destaca-se um importante estudo realizado por Green e Ringwood ²⁸ envolvendo reações metamórficas experimentais desde fácies eclogito passando pelo fácies granulito e anfibolito. Estes autores subdividiram o fácies granulito em baixa, intermediária e alta pressão, caracterizada pelas associações mineralógicas.

- a) granulito de baixa pressão: caracterizado pela associação de olivina + plagioclásio e pela ocorrência de cordierita.
- b) granulito de pressão intermediária: caracterizado pela associação de ortopiroxênio + plagioclásio e pela incompatibilidade de olivina + plagioclásio.
- c) granulito de alta pressão: caracterizado pela associação de granada + clinopiroxênio + quartzo e pela incompatibilidade de hiperstênio e plagioclásio.

Entretanto este conjunto deve ser difuso e as condições de pressão e temperatura dependerão da composição da rocha por

causa do efeito de solução sólida.

1.3 Efeitos do Fracionamento Metamórfico

Granulitos de média e alta pressão representam as mais extensas superfícies expostas de materiais da crosta inferior e fornecem aos geoquímicos materiais para estudar-se o fracionamento metamórfico e anatexis.

Acredita-se que granulitos tenham se formado por processos de desidratação. O mais eficiente processo envolve a formação de uma fase de silicatos fundidos onde água é removida, desta forma a fusão parcial tem um importante papel na formação da maioria dos granulitos.^{24,30}

Investigações geoquímicas têm estabelecido que o empobrecimento (depletion) de componentes granitófilos acompanham o metamorfismo de fácies granulito e que K, Rb, U, Th e Cs são expelidos aos níveis superiores da crosta por fluidos ou fusões geradas durante o metamorfismo.

Tarney ⁶⁷ resumizou as hipóteses de empobrecimento de elementos litófilos em granulitos:

- a) o empobrecimento é uma feição primária das rochas.³³
- b) granulitos representam o resíduo, depois da remoção da fusão granítica onde todos os elementos litófilos foram particionados.²⁴
- c) o desenvolvimento de uma associação mineral de alta pressão exclui elementos litófilos que são removidos junto com componentes hídricos.^{30,38}
- d) é um processo especificamente pré cambriano, por meio do qual os elementos litófilos são removidos por desgaseificação do manto. ^{8,11,59,69}

Um quinto processo foi sugerido posteriormente:

- e) a remoção dos elementos litófilos é através de uma fase fluida rica em CO₂.⁶⁸

Entretanto, granulitos não empobrecidos tem sido descritos em regiões de intermediária e alta pressão. Estas excessões não foram satisfatoriamente explicadas, embora alguns autores tenham sugerido que este fato é devido a ausência de fluidos de composição apropriada capazes de transportar os componentes litófilos.⁶⁸

Empobrecimento em fácies granulito é melhor entendido em termos de particionamento dos elementos litófilos entre a rocha hospedeira e a fase fluida. Este mecanismo é similar ^{ao das} ~~rochas~~ rochas íg

neas, onde a fase fluida passa através de um volume de rochas e os elementos traços são particionados com o fluido enquanto a química dos elementos majoritários permanece a mesma. Empobrecimento é uma função de:

- a) composição da rocha hospedeira que mineralogicamente afetará o coeficiente de distribuição total.
- b) composição da fase fluida, especificamente seu conteúdo em H_2O , CO_2 e halogêneos.
- c) quantidade relativa da fase fluida que passa através da rocha.
- d) temperatura e pressão

Portanto o empobrecimento em fácies granulito não é uma função simples da alta temperatura, como explicado por trabalhos anteriores (por exemplo, Heier ³⁰), mas está relacionado com a composição tanto da fase fluida quanto da rocha hospedeira e o volume da fase fluida relativo a rocha hospedeira. Sendo possível ver agora porque alguns grupos de granulitos de alta pressão são empobrecidos e outros não.⁵³

Embora vários elementos são analisados em regra geral, são poucos os estudos geoquímicos de rochas granulíticas com a determinação de U e Th. Isso se deve à grande dificuldade de se determinar estes elementos em baixas concentrações, geralmente menores do que um ppm.

Estudos geoquímicos de rochas granulíticas foram desenvolvidos no Brasil por Sighinolfi ⁶², Sighinolfi e Sakai ⁶⁴ e Sighinolfi et al ⁶⁵, que têm pesquisado desde então rochas pertencentes ao craton do São Francisco na Bahia, sem no entanto se preocupar com as determinações precisas de U e Th. Outros pesquisadores (Formoso et al ²³ e Nardi e Hartmann ⁴⁵) têm iniciado a caracterização geoquímica de rochas granulíticas pertencentes ao escudo Sulriograndense.

1.4 Objetivo do Trabalho

A área estudada geoquimicamente localiza-se no denominado "Maciço de Guaxupé", 2 sul de Minas Gerais, feição triangular cujo vértice está dirigido para leste e cuja base é dada pelo contato entre o embasamento cristalino e as sequências paleozóicas da Bacia Sedimentar do Paraná (figura 1). A caracterização geoquímica das rochas granulíticas no maciço de Guaxupé, apesar de estudos avançados em termos petrogenéticos e estruturais, ainda é um mistério e seu alto grau de metamorfismo necessita ser estudado em detalhes para uma caracterização em função da mobilidade dos elementos lító

filos, como identificadores dos processos metamórficos.

A ocorrência de rochas gnáissicas graníticas na região estudada, principalmente pertencentes ao fácies anfibolito (Complexo Silvianópolis ¹⁷), vem se encaixar no presente estudo para uma comparação da mobilidade dos elementos litófilos em função do grau de metamorfismo crescente atuante nas rochas da região.

O objetivo deste trabalho é portanto, a determinação e estudo da distribuição da concentração de elementos litófilos, tais como: Rb, K, U, Th, etc., em rochas de diferentes graus de metamorfismo, pertencentes ao maciço de Guaxupé, onde procuraremos determinar as variações geoquímicas em função do tipo de rocha e grau de metamorfismo.

Estudos de comparação da mobilidade geoquímica dos elementos litófilos têm sido publicados periodicamente. Poucos trabalhos, entretanto, têm tratado diretamente com os elementos U e Th, somente Heier e Adams ³¹, Lambert e Heier ^{37,38}, Heier e Thoresen ³² Wilson ⁷⁵ e Anantha Iyer e Narayanan Kutty ³ estudaram a variação da concentração destes elementos em função do grau de metamorfismo escendente em rochas da Austrália, Noruega e Índia.

Então é agora proposto um estudo semelhante ao desenvolvido por aqueles autores em rochas do mesmo tipo no maciço de Guaxupé. Para isto rochas granulíticas e gnáissicas graníticas foram cuidadosamente selecionadas para as análises geoquímicas e com um estudo petrográfico prévio, os resultados da presente pesquisa são agora apresentados.

CAPÍTULO 2

GEOLOGIA

2.1 Geologia Regional

O modelo geológico da área foi concebido primeiramente por Ebert em várias publicações iniciadas na década de 50, baseado em levantamentos geológicos realizados no sul de Minas Gerais e no Vale do Paraíba. Ele considerou os grupos Paraíba, Andrelândia e São João Del Rei como unidades estratigráficas cronologicamente e quivalentes, integrantes de um cinturão orogênico do pré cambriano superior amoldado em torno do craton do São Francisco (figura 1) .

Ainda segundo o autor, ao sul de Belo Horizonte na altura do paralelo 22ª o cinturão sofre uma bifurcação em dois ramos; um denominado de Araxaídes, passa a infletir para NW contornando o craton e passando por Varginha e Três Corações penetra no estado de Goiás; outro constituído pelos Paraibides com direção NE e ENE penetra no estado de São Paulo nas proximidades de Lindóia e Itapira, estendendo-se até os estados do Paraná e Santa Catarina.

O cinturão quer na parte indivisa quer no Araxaídes e Paraibides exibiria zoneamento com ocorrências de três faixas distintas:

- A- Faixa Central, que corresponde aos internídeos depositados em ambiente eugeossinclinal. Estratigraficamente é representado pelos grupos Paraíba e Juiz de Fora.
- B- Faixa Intermediária, que corresponderia aos externídeos depositados em ambiente de transição entre eu- e miogeossinclíneo. Estratigraficamente compreende os grupos Andrelândia, Itapira (Paraibides) e Varginha (Araxaídes).
- C- Faixa Externa, caracterizada por dobramentos e falhamentos suaves. Estratigraficamente inclui o grupo São João Del Rei, que corresponderia a depósitos de cobertura do antepaís, onde os depósi

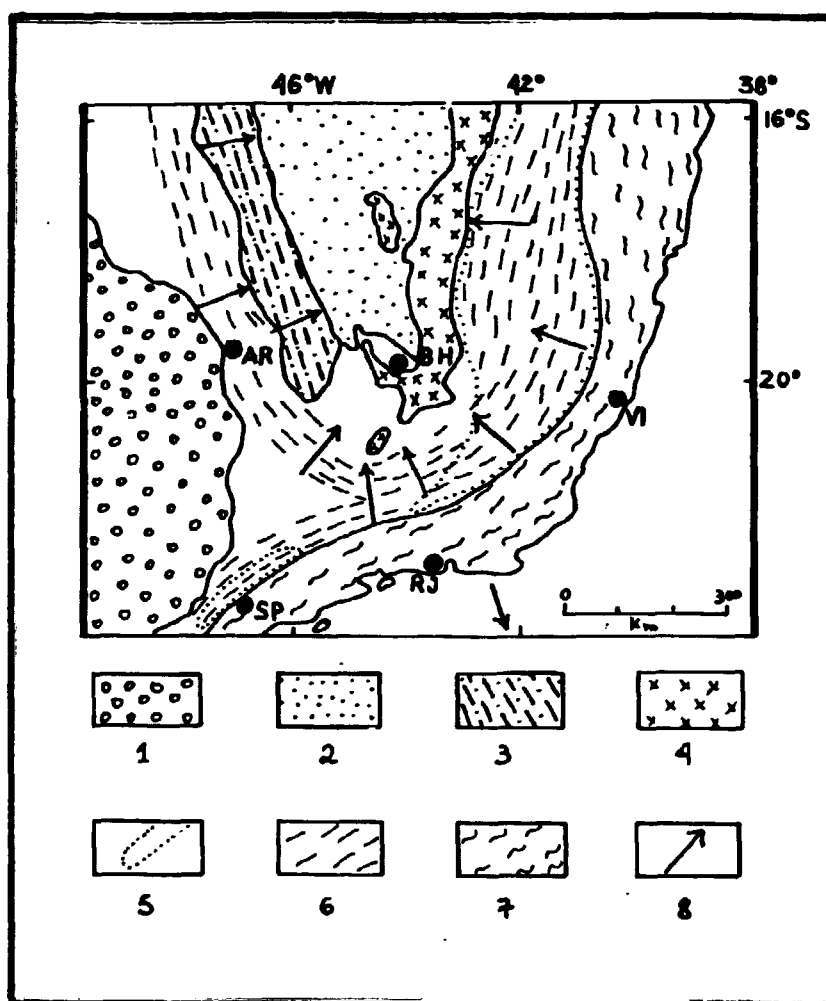


Figura 1. Ocorrência e estruturação do cinturão Paraíba, Segundo Ebert ¹².

(1 = Bacia do Paraná; 2 = Grupo Bambuí, camadas Gerais; 3 = Grupo Bambuí, camadas Indaiá; 4 = Zona do Espinhaço; 5 = Província Pegmatítica; 6 = Externídeos; 7 = Internídeos; 8 = Vergência; AR = Araxá; BH = Belo Horizonte; RJ = Rio de Janeiro; SP = São Paulo; VI = Vitória)

tos molassóides do cinturão Paraíba seriam representados pelas formações Pouso Alegre e Eleutério.

Delimitado pelos Araxaídes, Paraibides e pela sinéclise do Paraná, ocorre uma área triangular denominada de "Maciço de Guaxupé" que Almeida et al ² consideraram constituído por granulitos migmatizados e cortados por rochas granitóides. Wernick ⁷² considerou o maciço como um bloco crustal de idade essencialmente transamazônica, possivelmente com núcleos arqueanos mais ou menos intensamente afetados durante o pré cambriano superior.

No entanto o modelo de Ebert sofreu algumas alterações com a exceção de novos mapeamentos, análises petrográficas e estruturais. Desta forma Fiori ¹⁷ baseado em estudos estruturais e petrogenéticos identificou um núcleo arqueano na área definindo-o como complexo Silvianópolis que é mineralogicamente estudado e interpretado por Penteado e Choudhuri ⁴⁸.

Fiori et al ²⁰ sintetizaram a geologia da região que evoluiu desde o arqueano pela sucessiva superposição de ciclos tectotérmicos referentes ao proterozóico inferior, médio e superior resultando em feições geológicas muito complexas.

2.2 Estratigrafia

No maciço de Guaxupé podem ser reconhecidas as seguintes unidades pré cambrianas:

- A- Grupo Pinhal. Unidade granítica-migmatítica de idade brasileira resultante da profusa intrusão de variados granitóides em rochas pré brasileiras do grupo Pinhal e embasamento.
- B- Grupo Amparo. Que corresponde a uma sequência heterogênea de rochas metamórficas dobradas de natureza predominantemente metassedimentar de idade transamazônica.
- C- Complexo Silvianópolis. Constituído essencialmente por anatexitos de composição variável entre tonalítica e granodiorítica a granítica e por corpos de granulitos que variam em sua composição desde gnaisses leucocráticos chernockíticos até piroxênio granulitos melanocráticos.

Além destas unidades que perfazem 90% do total da área ocorre a formação Pouso Alegre representada por uma pequena mancha isolada de metassedimentos de baixo grau, principalmente metassiltitos e metarenitos.

2.3 Caracterização Estrutural

A geologia da área é composta por três grandes conjuntos litológicos distintos de idade pré cambriana. O grupo Pinhal de idade brasileira, o grupo Amparo de idade transamazônica e o complexo Silvianópolis de idade arqueana.

A diferença fundamental entre o grupo Amparo e o complexo Silvianópolis é em base estrutural, com o último evidenciando um estilo de deformação mais complexo que o primeiro. O complexo Silvianópolis representa o embasamento do grupo Amparo.

A análise estrutural revelou que a área sofreu uma evolução policíclica sendo reconhecida várias fases de deformação e metamorfismo, a mais antiga representada por uma migmatização ^{possivelmente} Varqueana reconhecida em rochas do complexo Silvianópolis.

2.4 Geocronologia

O progresso dos conhecimentos geológicos das áreas pré cambrianas do maciço de Guaxupé, resultou na caracterização de unidades estratigráficas arqueanas e proterozóicas além da evidente e evolução policíclica e polifásica.

Wernick et al ⁷³ analisaram os dados geocronológicos existentes na literatura para a área em foco ao mesmo tempo que apresentaram alguns novos dados para os arredores de Itapira (SP) e Fortaleza de Minas (MG). Estes autores concluíram que seus dados confirmaram a evolução policíclica postulada para a área sob aspectos estruturais, petrológicos, estratigráficos e geocronológicos. Ainda segundo Wernick et al ⁷³, eles concluíram que na área estudada há ocorrência de um substrato gnáissico-granítico-migmatítico arqueano, onde houve deposição de uma sequência sedimentar que conjuntamente com seu substrato foi dobrado, transposto e metamorfoseado, resultando daí o complexo Silvianópolis como a primeira unidade e o grupo Amparo como a segunda unidade.

Segundo os autores acima citados a evolução policíclica está também retratada nas rochas granulíticas que também fazem parte do embasamento arqueano e que a presença destas rochas em isócronas de referência arqueana, proterozóicas inferiores, médias e superiores e por datações Rb/Sr convencionais, constata sua evolução policíclica. Entretanto estes mesmos autores são de opinião que há a necessidade da confirmação destas feições por meio de isócronas verdadeiras.

2.5 Problema Geológico e Amostragem

Fiori ¹⁷ identificou um núcleo arqueano definindo-o

como complexo Silvianópolis e em seus trabalhos posteriores, no estudo estrutural e petrográfico da área, revelou que a fase de migmatização mais antiga atribuída ao arqueano deu origem a migmatitos e gnaisses em níveis crustais superiores e a granulitos em níveis crustais mais profundos.

Para caracterizar as idéias por ele formuladas o objetivo deste trabalho é analisar geoquimicamente estas rochas e descobrir através deste estudo se há uma relação entre rochas de fácies anfibolito e granulito pertencentes a este complexo. Se houve através do metamorfismo de alto grau algum fracionamento de elementos litófilos (U, Th, K, Rb, etc.), além de uma comparação entre dados geoquímicos de rochas metamórficas de outras regiões do mundo.

Para isso, diversas rochas gnáissicas graníticas e granulíticas foram cuidadosamente selecionadas de tal modo que fossem representativas de cada afloramento. É mostrado na figura 2 a localização exata das amostras dentro do contexto geológico atualmente aceito para a área.

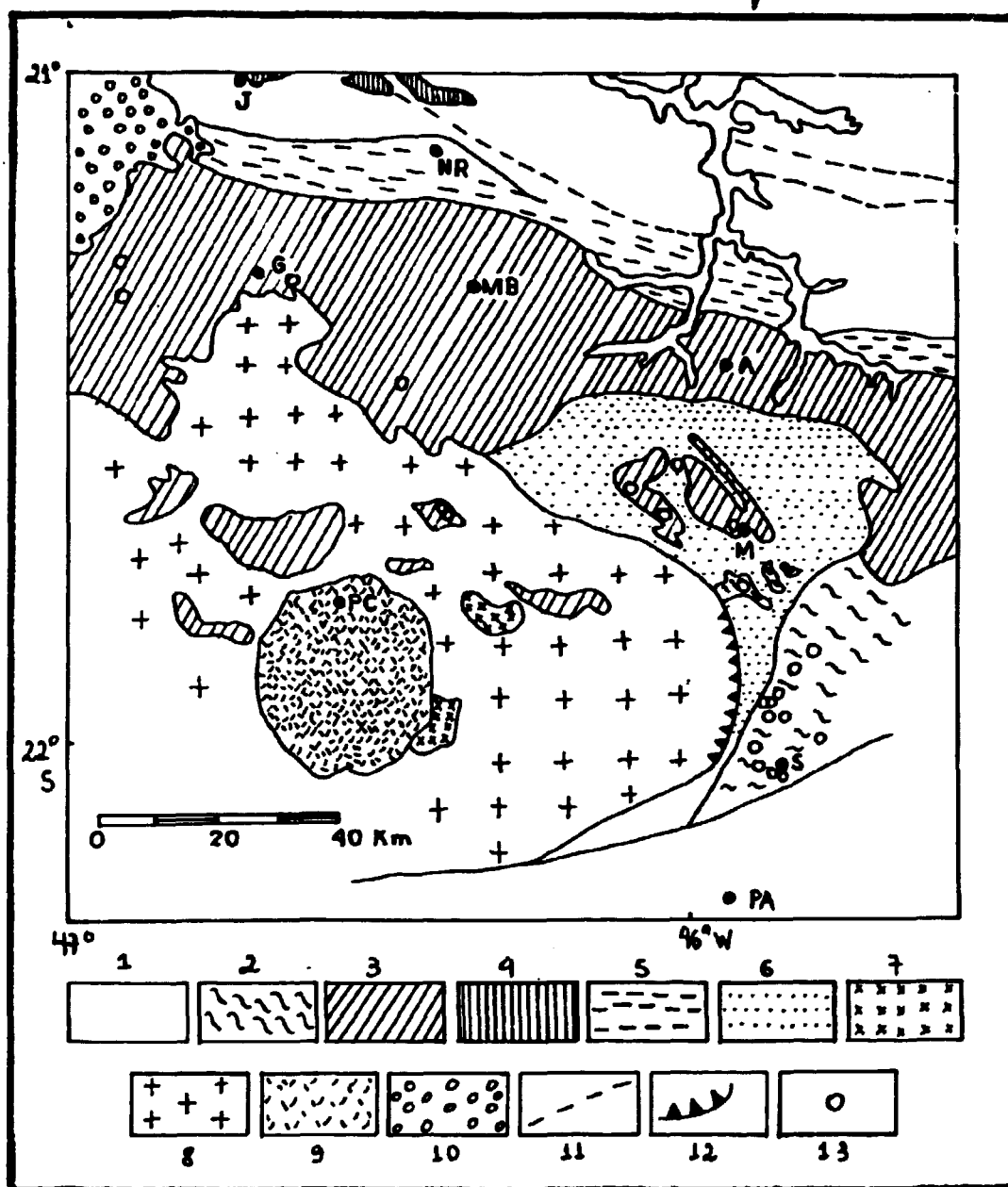


Figura 2. Mapa geológico-estrutural de parte do maciço de Guaxupé, sul de Minas Gerais; segundo Fonseca et al 22, modif.

(1 = Embasamento gnáissico-migmatítico; 2 = Gnaisses e migmatitos do complexo Silvianópolis; 3 = Áreas com predominância de rochas granulíticas; 4 = Rochas Ultrabásicas; 5 = Xistos e gnaisses pelíticos; 6 = Gnaisses e metassedimentos do grupo Amparo; 7 = Corpos de sienito; 8 = Migmatitos do maciço Pinhal; 9 = Maciço alcalino de Fogos de Caldas; 10 = Sedimentos da margem da bacia do Paraná; 11 = Falhas regionais; 12 = Falha de empurrão; 13 = Amostras; A = Alfenas; G = Guaxupé; J = Jacuí; M = Machado; MB = Monte Belo; NR = Nova Resende; PA = Fouso Alegre; FC = Poços de Caldas; S = Silvianópolis)

CAPÍTULO 3

TÉCNICAS ANALÍTICAS

3.1 Amostragem

As amostras coletadas para o desenvolvimento deste trabalho dividem-se em dois grupos: gnáissias graníticas no amplo sentido, fácies anfibolito da região de Silvianópolis e rochas granulíticas da região de Machado-Guaxupé, ambas pertencentes ao complexo Silvianópolis.

As amostras a serem levadas ao espectrômetro de fluorescência de raios-X para as análises geoquímicas foram pulverizadas a 200 "mesh" em moinho de bolas de Carbetto de Tungstênio durante aproximadamente 15 minutos.

As amostras foram preparadas na forma de pastilhas prensadas tipo dupla camada, onde a base é constituída de ácido bórico granulado e a camada fina superficial é constituída de uma mistura homogênea de ácido bórico pulverizado e rocha.

Primeiramente preparou-se a base da pastilha com uma quantidade de seis gramas de ácido e colocada numa matriz de 40 mm de diâmetro a uma pressão de 800 Kg/cm² durante 20 segundos. Em seguida espalhou-se homogêneamente a mistura de rocha e ácido sobre a pastilha pré prensada a uma pressão de 1600 Kg/cm² durante 20 segundos.

Na fabricação da camada fina superficial, utilizou-se ácido bórico pulverizado em recipientes de plástico com bolas do mesmo material. A porcentagem de ácido na amostra é de 30% em peso.

3.2 Determinação de Elementos Traço

3.2.1 Método Utilizado

Para elementos traço, na ausência do efeito de intensificação ou encarecimento (enhancement), a relação entre concentração e intensidade fluorescente da linha K_α do elemento analisado é

linear.

$$C_x = K_1 \cdot I_x \quad \left[\begin{array}{l} C_x = \text{concentração do elemento } x \\ I_x = \text{intensidade fluorescente do elemento } x \\ K_1 = \text{constante de proporcionalidade} \end{array} \right] \quad \text{eq. (1)}$$

O elemento macroconstituente influencia negativamente na exatidão das determinações de intensidade fluorescente e é necessário uma correção deste efeito matriz com a introdução do coeficiente de absorção mássico (μ) para a radiação característica utilizada.

$$K_1 = K_2 \cdot \mu_x \quad \text{eq. (2)}$$

$$C_x = K_2 \cdot \mu_x \cdot I_x \quad \text{eq. (3)}$$

onde K_2 depende somente do instrumental utilizado (geometria e geração dos raios-X fluorescente). Não é necessário conhecer o seu valor, sempre que se toma como referência uma amostra padrão. Ao se aplicar a equação (3) na amostra problema (x) e ao padrão (p), temos:

$$C_x = \frac{\mu_x}{\mu_p} \cdot \frac{I_x}{I_p} \cdot C_p \quad \text{eq. (4)}$$

Esta equação é válida quando o comprimento de onda da linha fluorescente utilizada for menor do que a descontinuidade de absorção do elemento macroconstituente de maior número atômico; que no caso de rochas é o Ferro, cuja descontinuidade K tem comprimento de onda igual a $1,7433 \text{ \AA}$. Esta condição é plenamente satisfeita para os elementos ^{analisados} deste trabalho, que no caso extremo tem comprimento de onda de radiação característica K_{α} igual a $1,659 \text{ \AA}(\text{Ni})$.

A equação (4) assume também que não há efeito de intensificação do elemento analisado por um elemento da matriz.

Para a determinação dos valores do coeficiente de absorção mássico da matriz, recorre-se a procedimentos indiretos. Reynolds⁵⁰ notou que o recíproco da radiação incoerentemente espalhada (radiação difusa) é diretamente proporcional ao coeficiente de absorção mássico da matriz.

3.2.2 Técnicas de Medidas

O espectrômetro de Raios-X foi calibrado para cada gru

po de radiações de interesse; assim as amostras foram analisadas nos seguintes grupos: Rb/Sr, Nb/Zr e Zn/Cu/Ni. As condições do espectrômetro além do tempo de medidas são dadas na tabela 1.

Para a determinação da posição do detector para as medidas das radiações correspondentes ao pico e background, escolheu-se convenientemente uma amostra contendo concentrações expressivas dos respectivos elementos.

As condições de medidas foram escolhidas de tal maneira que para uma determinada radiação houvesse acumulação de no mínimo 10.000 contagens para um tratamento estatístico adequado dos dados experimentais. No caso do grupo Nb/Zr foi escolhido o cristal analisador LiF 220 devido a sobreposição de algumas radiações.

O analisador de pulsos foi otimizado de tal maneira que pela janela escolhida somente as radiações de interesse fossem determinadas. Para a sua otimização foram utilizadas amostras que contivessem grande concentração do elemento analisado e com a variação da janela obteve-se o ponto ideal para o seu uso.

Para a otimização da excitação, obteve-se a melhor razão pico/background, para todos os elementos, operando-se o tubo de raios-X nas condições estipuladas na tabela 1. Estas condições não são as ideais, mas para o tubo utilizado ela é satisfatória visto que o potencial do tubo é de 1,6 kW.

3.2.3 Obtenção dos Resultados

Os resultados foram obtidos simultaneamente pela utilização de amostras padrões do USGS (AGV-1, PCC-1, GSP-1 e G-2). No porta amostras do aparelho foram colocadas nas posições 1 e 4 as amostras padrões e nas posições restantes (2,3,5 e 6) as amostras deste trabalho.

Foram medidos então simultaneamente, pico, background e radiação espalhada. Através da comparação dos resultados foram obtidas as medidas de concentração.

3.3 Determinação de Fe e K

Para a determinação da concentração destes elementos majoritários, utilizou-se a técnica de Fluorescência de Raios-X através de curvas de calibração que foram construídas com o auxílio de rochas padrões do USGS.

Este método comparativo mostrou-se eficiente visto que os resultados em termos de precisão e exatidão apresentaram-se dentro dos limites desejáveis. Estas curvas de calibração foram analisadas estatisticamente e indicaram ótimas condições num limite de

Tabela 1. Condições de operação do Espectrômetro de Raios-X utilizado, para elementos traço.

condições gerais		elementos	Sr	Rb	Zn	Cu	Ni	Ag	Nb	Zr	Ag
posicionamento do pico e do background	pico		25,15	26,63	41,82	45,04	48,64	16,98	30,44	32,11	23,99
	BG-1 (20)		24,25	26,00	40,00	44,50	48,00	-	29,85	31,25	-
	BG-2		26,00	27,75	44,50	48,00	50,00	-	31,25	33,00	-
condições experimentais	rad. est.		K _α				K _α C	K _α		K _α C	
	colimador		450 μm				150 μm	450 μm		150 μm	
	tempo med.		40s	200s			20s	40s		40s	
	crystal		LIF 200				LIF 220				
	detector		cintilação								
	quilovolt. miliamper.		40								
discriminador de pulsos	B L		0,35V				0,50V				
	CW		1,40V				1,15V	1,80V	2,00V		

significância de 0,05, apesar de possuírem poucos pontos devido a faixa de concentração das amostras analisadas neste trabalho.

As condições utilizadas para estas determinações estão na tabela 2, onde foi utilizado o tubo de Cr que mostrou-se mais eficiente nas intensidades fluorescentes dos respectivos elementos.

Tabela 2. Condições de operação do espectrômetro de raios-X utilizado, para elementos majoritários.

condições gerais	elementos	K	Fe
posicionamento	pico (2θ)	50,31	57,54
condições experimentais	rad. est.	K_{α}	
	colimador	450 μm	150 μm
	tempo med.	10s	
	cristal	EDDT	LiF
	detector	prop.	cint.
	quilovolt.	45	
	miliamper.	35	
discriminador de pulsos	B L	990V	
	C W	190V	

3.4 Determinação de U e Th

A concentração de U e Th foram determinadas utilizando a técnica de Análise por Ativação de Neutrons Térmicos, medindo as atividades do Np^{239} e Pa^{233} formados a partir de U^{239} e Th^{233} . Por decaimento β^- são medidas as concentrações finais de U e Th que aliadas a boa discriminação e eficiência fazem desta técnica específica e sensível além de rápida e precisa.

Os resultados apresentados foram obtidos sem separação química e representam a média de dois valores. Os erros são da ordem de 20% porque as amostras possuem grande porcentagem de tungstênio o que prejudica os resultados, em particular para o U.

As irradiações das amostras além da análise dos resultados foram executadas no reator de pesquisas do IPEN (IEAR-1), área de Radioquímica do COURP.

3.5 Resultados

amostras	U	Th	Rb	Sr	Nb	Zr	Cu	Mn	Ti	K	Fe	Th/U	K/Rb	Rb/Sr	Cu/Ni
AC-1/4	1,3	1,1	27	442	16	198	33	12	25	1,66	4,14	0,85	615	0,06	2,75
AC-1/4 (11)	1,2	3,6	67	626	25	303	29	12	119	2,15	6,84	3,00	321	0,08	2,42
AC-1/4 (8a)	1,0	2,8	51	507	27	400	77	26	155	2,23	4,14	2,80	437	0,10	1,42
AC-1/4 A	<0,5	0,7	<4	312	<8	62	33	27	102	0,75	7,82	>1,40	-	-	1,22
AC-1/30	<0,5	<0,2	<4	334	11	45	78	7	86	0,56	6,52	-	-	-	4,29
AC-5/15	4,9	7,3	50	481	23	358	26	12	109	1,51	4,73	1,49	302	0,10	2,17
AC-6/14	1,1	0,3	124	210	86	802	40	22	117	4,50	4,36	0,27	363	0,59	1,82
AC-6/17	0,7	<0,2	106	169	67	1062	40	21	120	4,25	5,61	<0,29	401	0,63	1,90
AC-7/14	<0,5	1,3	88	233	47	809	28	25	17	2,99	6,30	>2,60	340	0,38	1,12
AC-7/16	<0,5	0,2	63	225	139	375	42	29	138	2,54	8,84	>0,40	403	0,28	1,45
AC-9/16	<0,5	0,8	20	119	53	92	55	-	168	1,17	12,40	>1,60	585	0,17	-
AC-13/15	0,6	<0,2	106	187	76	524	40	18	236	4,65	4,22	<0,33	439	0,57	2,22
\bar{X}	1,5	2,0	70	337	52	525	36	19	119	2,41	6,33	1,68	421	0,30	2,07
S_x	1,5	2,3	35	200	38	433	8	7	53	1,42	2,46	1,19	105	0,23	0,90
A-88	0,7	<0,2	111	201	94	1072	42	19	165	4,32	5,13	<0,29	389	0,55	2,21
B-91	0,9	0,8	135	143	47	743	42	29	105	4,88	3,14	0,89	361	0,94	1,45
B-97	1,9	1,0	167	193	37	177	48	22	83	4,29	3,05	0,53	257	0,87	1,82
B-171	<0,5	1,0	131	132	36	457	40	27	90	4,73	3,06	>2,00	361	0,99	1,82
C-59	0,8	0,4	119	292	41	199	49	36	108	1,07	10,23	0,50	50	0,41	1,36
C-59b	<0,5	<0,2	17	176	19	89	48	13	163	2,58	6,59	-	1518	0,10	3,69
C-131	1,3	15,8	166	289	50	480	45	27	138	2,65	8,40	12,15	160	0,57	1,88
D-36	<0,5	8,6	76	349	97	520	52	34	204	3,74	5,91	>17,20	492	0,22	1,53
D-39	1,5	7,5	68	320	75	793	62	31	102	3,75	3,50	5,00	557	0,21	2,00
D-78	<0,5	4,6	145	257	53	548	44	18	56	2,59	6,45	>9,20	179	0,56	2,44
E-77	1,1	4,8	90	347	18	134	44	19	53	2,14	2,81	4,36	238	0,26	2,32
G-40 A	<0,5	1,0	79	376	48	716	47	21	134	3,00	5,36	>2,00	380	0,21	2,24
G-123	<0,5	5,5	72	905	78	805	52	77	700	2,37	7,87	>11,60	329	0,14	1,93
G-131	<0,5	4,2	126	337	52	658	45	28	122	3,49	5,50	>8,40	277	0,37	1,61
H-10	3,2	20,0	248	117	59	266	44	35	168	4,24	5,69	6,25	171	2,12	1,26
H-18	<0,5	1,8	85	296	44	646	52	23	128	3,43	6,26	>3,60	404	0,29	2,26
\bar{X}	1,4	5,5	115	271	53	521	47	25	123	3,33	5,55	4,24	385	0,53	1,99
S_x	0,8	5,9	53	105	23	304	6	7	44	1,05	2,13	4,21	327	0,51	0,58
\bar{X}_T	1,5	4,1	98	299	53	523	42	23	121	2,94	5,88	3,17	399	0,45	2,02
S_{xT}	1,1	5,1	51	153	30	357	9	7	47	1,29	2,27	3,45	262	0,43	0,71
Lim. Det.	0,5	0,2	4	4	8	5	1	1	3	-	-	-	-	-	-

Tabela 3. Dados analíticos de rochas granulíticas (A) e gnáissicas granulíticas (B), pertencentes ao complexo Silvianópolis.

Os resultados obtidos são dados na tabela 3. A parte (A) refere-se a rochas do tipo granulíticas e a parte (B) a rochas gnáissicas graníticas. Os dados para elementos traço estão em ppm e para os elementos majoritários estão em %. Note-se ainda que os dados referentes a Fe estão como Fetot.

A tabela 3 apresenta as médias e os desvios padrões para cada elemento ^{dentro de cada grupo de rochas} além da média total somando-se os grupos de rochas granulíticas e gnáissicas graníticas. Os valores abaixo do limite de detecção não foram levados em consideração, portanto o valor médio real das concentrações dos elementos analisados são menores do que os valores aqui apresentados.

A tabela apresenta também algumas das principais razões normalmente utilizadas em estudos geoquímicos, além de suas médias e desvios padrões. Para as razões estão assinaladas alguns sinais indicativos de maior ou menor, dependendo de cada caso, onde um de seus elementos está abaixo do limite de detecção.

Todos os resultados para elementos traço analisados a partir de Fluorescência de Raios-X foram aproximados até a 1ª casa decimal sendo que para os elementos majoritários foi aproximado até a 3ª casa.

3.6 Precisão, Exatidão e Limite de Detecção

Para o cálculo da precisão e exatidão na análise de elementos traço por Fluorescência de Raios-X, foi utilizado

Tabela 4. Dados analíticos das rochas padrões utilizadas. (Flanagan 1972, dados entre parentesis indicam resultados obtidos)

elemento	G-2	GSP-1	AGV-1
K ₂ O	4,51	5,53	2,89
Fe tot	2,65	4,39	6,76
U	2,0	1,96	1,88
Th	24,2	104	6,41
Rb	168 (167)	254 (257)	67 (66)
Sr	479 (469)	233 (232)	657 (679)
Nb	13,5 (14)	29 (28)	15
Zr	300 (317)	500 (473)	225
Zn	85 (82)	98 (103)	84 (82)
Cu	11,7 (17)	33,3	59,7 (40)
Ni	5,1 (8)	12,5	18,5 (12)

tras padrões do USGS com a obtenção de pelo menos duas medidas. Os resultados (tabela 4) mostraram que a precisão e exatidão do método foi menor do que 5%, sendo considerados muito bons para análises geoquímicas.

Para o cálculo da precisão e exatidão na análise dos elementos majoritários, foram utilizados as mesmas amostras padrões e as medidas obtidas resultaram numa precisão menor do que 10% e numa exatidão menor do que 1%.

O limite mínimo de detecção foi calculado pelo critério "2 σ " baseado em Müller ⁴⁴ e os resultados estão mostrados na tabela 3.

CAPÍTULO 4

DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

4.1 Introdução

Nas discussões de quaisquer resultados experimentais obtidos para qualquer fim, é necessário ter como norma algumas regras para não tornar a discussão dos resultados um capítulo maçante e quase sempre confuso.

Desta forma serão estudados as distribuições das concentrações dos diversos elementos analisados em grupos ou razões normalmente utilizadas em estudos geoquímicos (U/Th, Rb/Sr, K/Rb, Nb/Zr, Zn/Cu/Ni). O significado destas razões será discutido em outro capítulo.

4.2 Distribuição de U e Th

A distribuição destes elementos pode ser notada na figura 3. O histograma para U mostra uma distribuição homogênea, onde a maioria das concentrações encontradas são baixas sendo sempre menores do que 1,5 ppm para o grupo de rochas granulíticas (média 1,5 ppm) e menores do que 2,0 ppm para o grupo de rochas gnáissicas graníticas (média 1,4 ppm).

O histograma para o Th é mais heterogêneo havendo um espalhamento dos resultados maior para o grupo de rochas gnáissicas graníticas. Para o grupo de rochas granulíticas os resultados se concentram em valores menores do que 1,5 ppm.

Observa-se neste grupo de elementos um número razoavelmente grande de concentrações abaixo do limite de detecção. O caso extremo é para a distribuição de U no grupo de rochas gnáissicas graníticas, onde 50% dos resultados encontram-se abaixo do limite mínimo de detecção. Em consequência, apenas para poucas amostras foi possível calcular a razão Th/U. Analisando o histograma desta distribuição nota-se que para o grupo de rochas gnáissicas graníticas

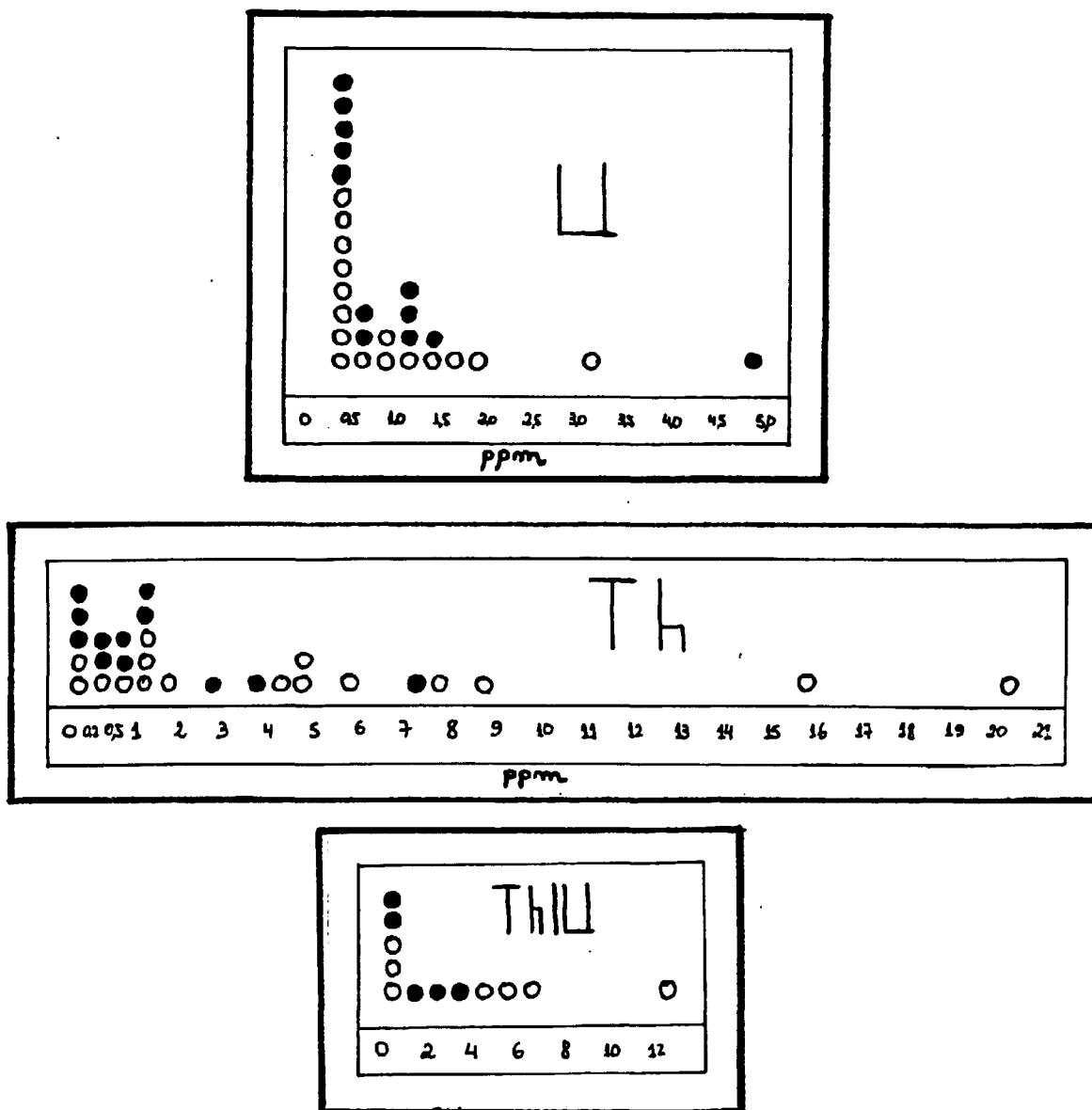


Figura 3. Histogramas de U, Th e Th/U (○ = rochas gnáissicas graní-
 ticas;● = rochas granulíticas)

(média 4,24) a distribuição é heterogênea e para o grupo de rochas granulíticas (média 1,68) a distribuição é homogênea com valores sempre menores do que 4.

Foi construído o gráfico Th X U (figura 4) onde estão plotadas as isolinhas de $Th/U = 10$ e $Th/U = 1$ como referência. Mais uma vez nota-se o acúmulo de pontos sobre as linhas que delimitam o limite mínimo de detecção tanto para o U quanto para o Th.

4.3 Distribuição de Rb e Sr

A distribuição destes elementos pode ser notada na figura 5. O histograma para o Rb mostra certa homogeneidade dos dados sendo que para diferentes tipos de rochas as variações das concentrações são diferentes. Para o grupo de rochas granulíticas as concentrações são sempre menores do que 140 ppm (média 70 ppm) e para o grupo de rochas gnáissicas graníticas os valores variam entre 60 e 180 ppm (média 115 ppm).

O histograma do Sr mostra um caso oposto ao Rb. A variação da concentração para o grupo de rochas granulíticas mostra-se dentro da faixa de 160 a 520 ppm (média 337 ppm), enquanto que para o grupo de rochas gnáissicas graníticas a faixa é de 120 a 400 ppm (média 271 ppm).

O histograma das razões Rb/Sr mostra que tanto para os dados do grupo de rochas granulíticas (média 0,30) quanto para os dados do grupo de rochas gnáissicas graníticas (média 0,55) são heterogêneos mas sempre menores do que a unidade.

O gráfico Rb X Sr (figura 6) foi plotado e nota-se que para o grupo de rochas granulíticas há duas regiões distintas: uma com valores Rb/Sr próximos a 0,1 e outro com valores maiores, próximos de 0,5. Esta diferenciação coincide com a distribuição das amostras no campo e é devida a variações mineralógicas, pois para o grupo com "baixas" razões correspondem às rochas da região de Guaxupé que são na sua maioria classificadas como granulitos máficos e para o grupo com "altas" razões correspondem às rochas da região de Machado que são na sua maioria classificadas como granulitos félsicos.

4.4 Distribuição de K/Rb

A distribuição destas razões pode ser notada no histograma da figura 7, que mostra para o grupo de rochas granulíticas uma homogeneização de pontos ao redor de 300 a 450 (média 421) e para o grupo de rochas gnáissicas graníticas há um espalhamento

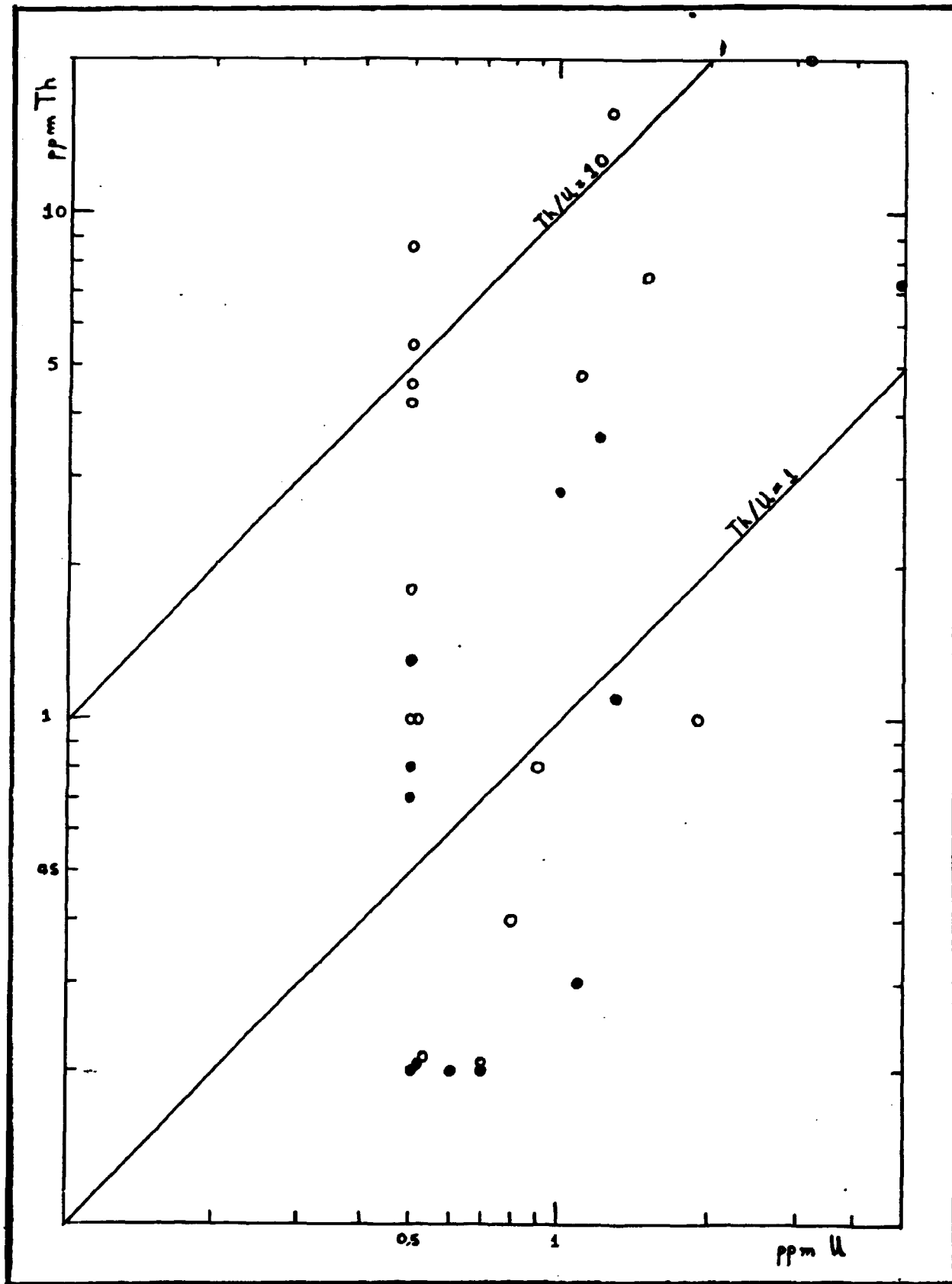


Figura 4. Gráfico Th X U (simbología igual figura 3)

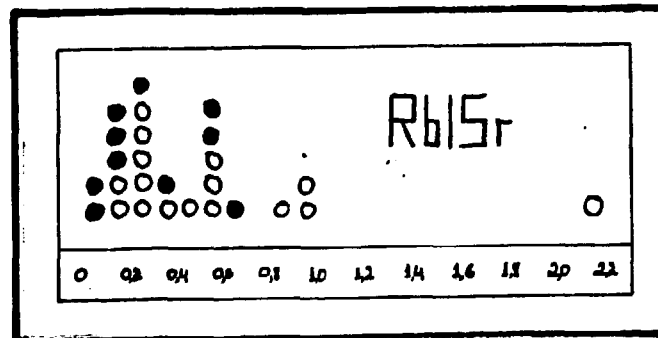
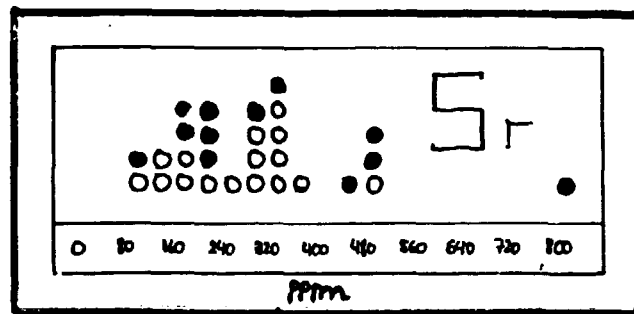
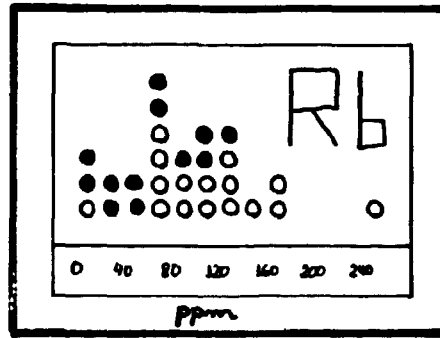


Figura 5. Histogramas de Rb, Sr e Rb/Sr (simbologia igual figura 3)

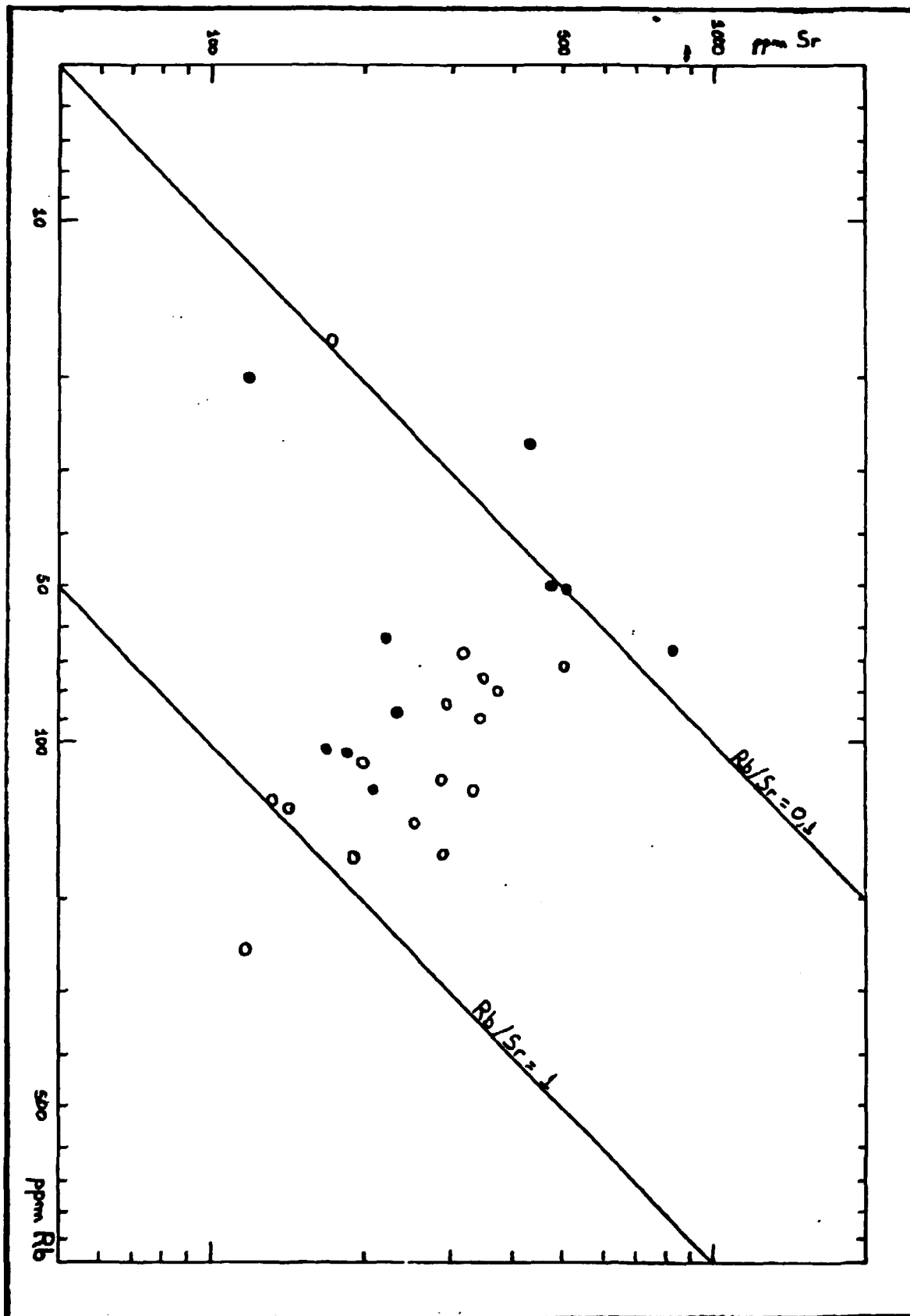


Figura 6. Gráfico Rb X Sr (simbologia igual figura 3)

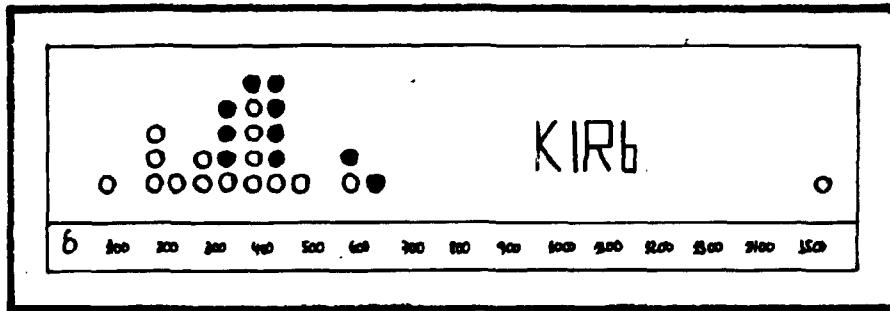
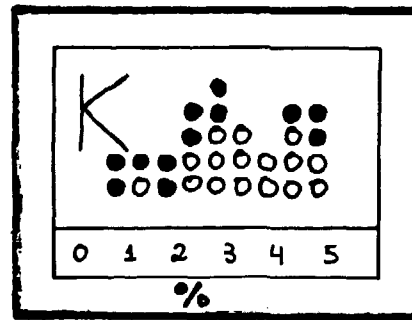


Figura 7. Histogramas de K e K/Rb (simbologia igual figura 3)

O gráfico K X Rb está mostrado na figura 8 e evidencia-se a homogeneização dos dados para o grupo de rochas granulíticas cujos pontos definem uma reta com coeficiente de correlação igual a 0,93, que pode ser considerado aceito a um nível de significância de 0,05. Pode ser notado também uma tendência da razão K/Rb diminuir com o aumento da concentração de K. Já para os dados de rochas gnáissicas graníticas pode ser notado o espalhamento dos pontos não definindo nenhuma reta, estes dados confundem-se com os dados de rochas granulíticas, principalmente em valores de Rb próximos a 100 ppm.

4.5 Distribuição de Nb e Zr

A distribuição destes elementos pode ser notada na figura 9. O histograma do Nb para o grupo de rochas gnáissicas graníticas mostra uma concentração de dados em torno de 40 a 60 ppm (média 53 ppm) e para o grupo de rochas granulíticas o histograma mostra um espalhamento muito grande desde valores abaixo do limite de detecção até valores extremos como 139 ppm (média 52ppm).

No histograma do Zr pode-se notar um espalhamento dos dados tanto para o grupo de rochas granulíticas (média 525 ppm) quanto para o grupo de rochas gnáissicas graníticas (média 521 ppm). O mesmo fato ocorre se observarmos o histograma das razões Nb/Zr, não há um acúmulo de pontos em nenhuma região.

O gráfico Nb X Zr foi plotado (figura 10) e pode-se notar um alinhamento dos dados de rochas granulíticas cujos pontos definem uma reta de coeficiente de correlação igual a 0,92 que é aceito a um nível de significância de 0,05.

4.6 Distribuição de Zn, Cu e Ni

Os histogramas relativos a estes elementos acham-se na figura 11. Analisando a distribuição de Zn, nota-se um espalhamento muito grande dos dados, sendo que para o grupo de rochas granulíticas temos uma média das concentrações igual a 119 ppm e para o grupo de rochas gnáissicas graníticas temos uma média de 123 ppm.

No histograma relativo ao Cu, nota-se claramente uma diferenciação entre os diferentes tipos de rochas. Para o grupo de rochas granulíticas a variação de concentração está entre 25 e 42 ppm (média 36 ppm) e para o grupo de rochas gnáissicas graníticas a variação está entre 40 e 52 ppm (média 47 ppm), mostrando uma superposição destes dois intervalos.

No histograma do Ni há um caso idêntico ao anterior

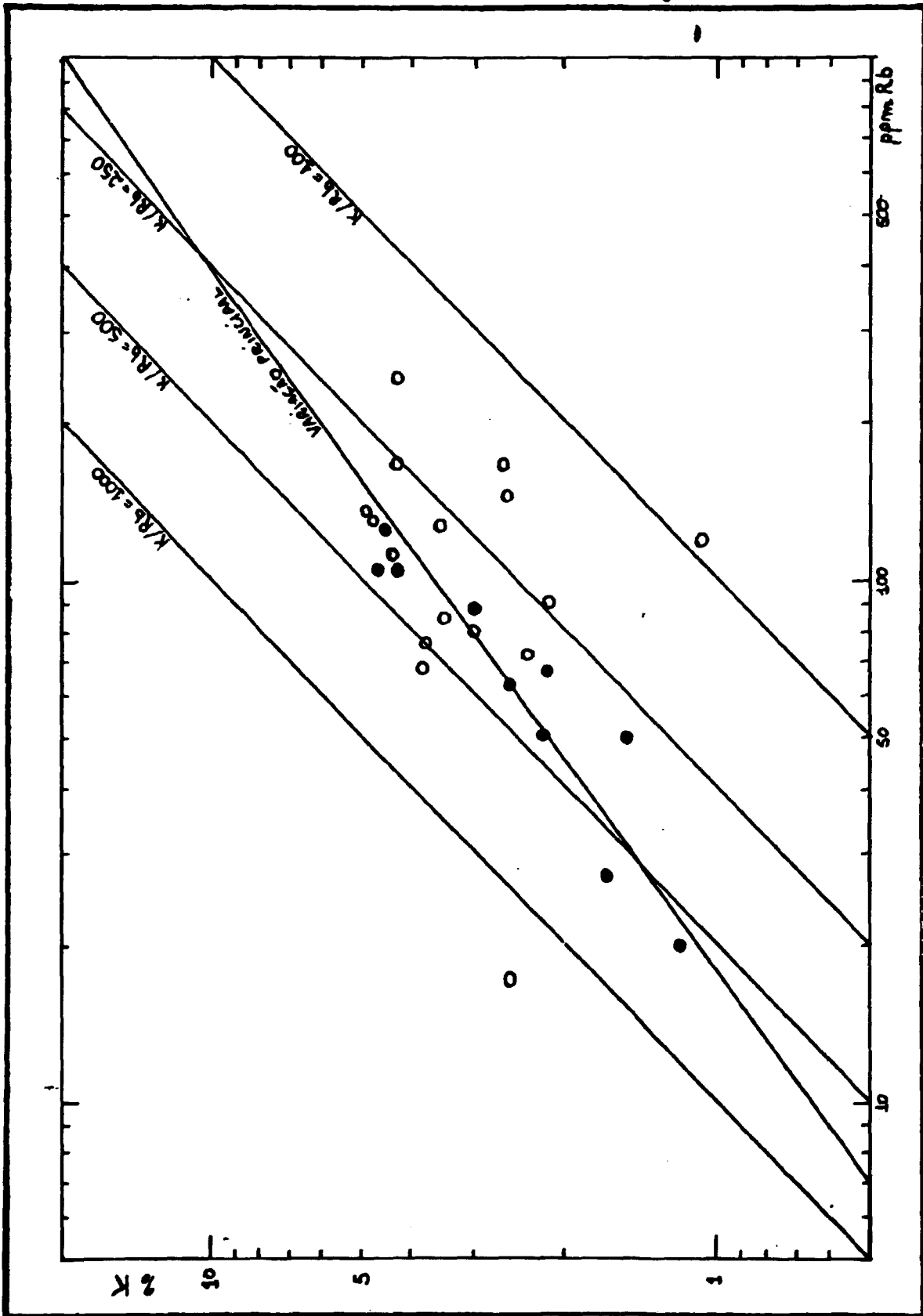


Figura 8. Gráfico K X Rb (simbología igual figura 3)

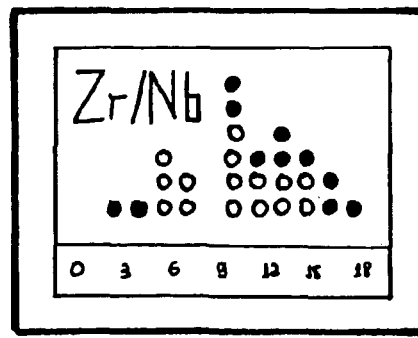
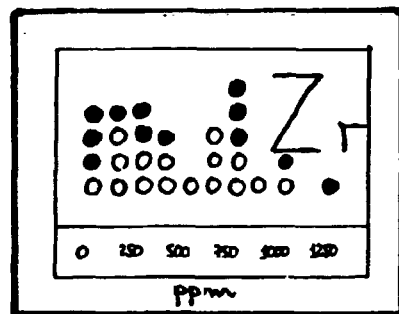
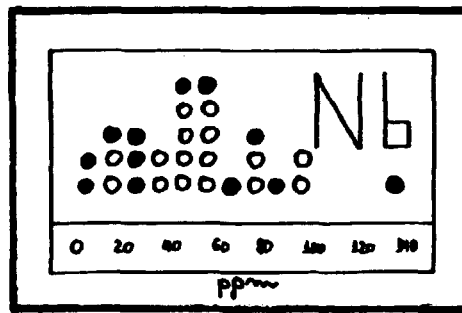


Figura 9. Histogramas de Nb, Zr e Zr/Nb (simbologia igual figura 3)

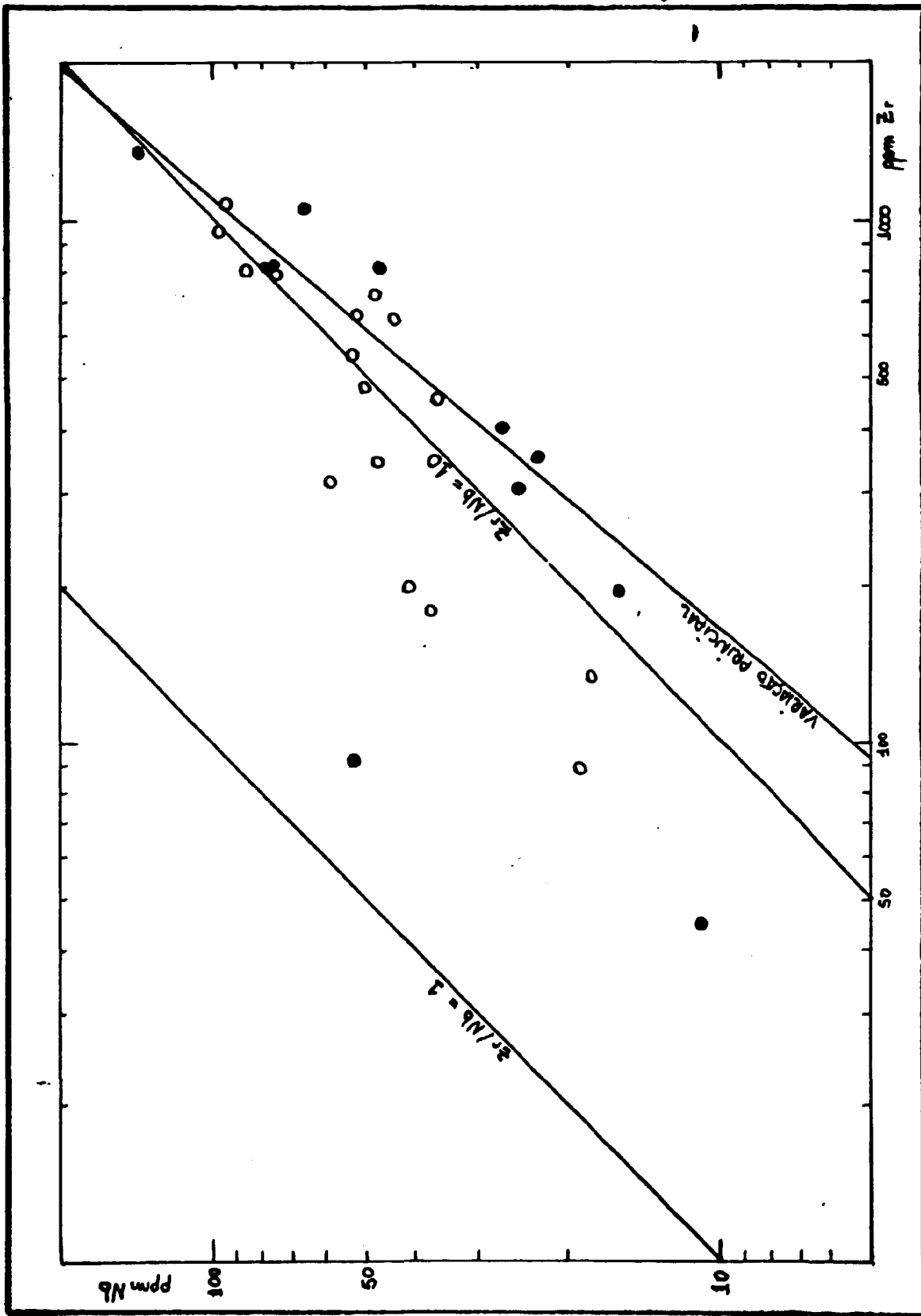


Figure 10. Gráfico Nb X Zr (simbologia igual figure 3)

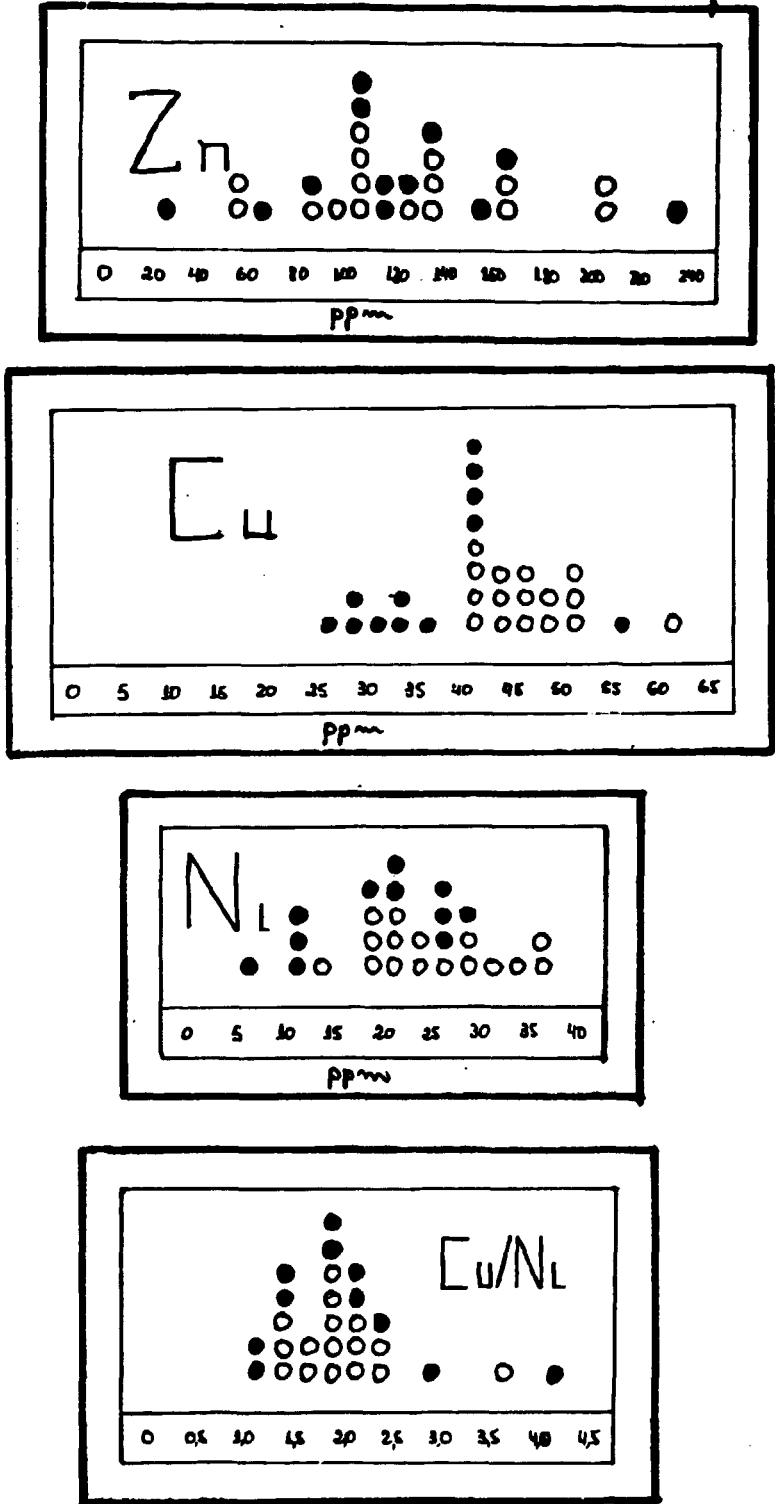


Figura 11. Histogramas de Zn, Cu, Ni e Cu/Ni (simbologia igual figura 3)

mostrando uma diferenciação um tanto menos pronunciada e uma superposição dos dados um pouco maior. Para o grupo de rochas granulíticas a variação da concentração está dentro do intervalo de 10 a 27 ppm (média 19 ppm) e para o grupo de rochas gnáissicas graníticas a variação está dentro do intervalo de 17 a 37 ppm (média 25 ppm).

Para verificar esta característica dos dois últimos elementos abordados foram calculadas as razões Cu/Ni que estão mostradas na figura 11. Este histograma nos mostra uma concentração de pontos em torno de 1 a 2,5 tanto para o grupo de rochas granulíticas quanto para o grupo de rochas gnáissicas graníticas. O gráfico Cu X Ni foi plotado (figura 12) e pode-se notar o acúmulo de pontos entre as isolinhas relativas a razão Cu/Ni = 1 e Cu/Ni = 3 mas uma diferenciação pronunciada em relação às concentrações de Cu onde temos "baixas" concentrações para o grupo de rochas granulíticas e "altas" concentrações para o grupo de rochas gnáissicas graníticas.

4.7 Comparações estatísticas

Para analisar os dados obtidos por este trabalho é necessário fazer-se uso de ferramentas estatísticas, pois por mais observadores que sejamos a análise estatística dos dados demonstra realmente os fatores que devem ser evidenciados.

O nosso objetivo no momento é mostrar se há ou não alguma diferença entre os resultados geoquímicos do grupo de rochas gnáissicas graníticas e do grupo de rochas granulíticas. Neste caso será utilizado testes estatísticos que demonstrarão se há alguma diferença notável entre as médias dos resultados obtidos e para isto foi utilizado o teste "t" de Student, para testar a diferença entre duas médias.⁴

Na aplicação do teste para mostrar a diferença entre duas médias é pressuposto que as respectivas variâncias sejam iguais estatisticamente e para isto é necessário em primeiro lugar testar as variâncias das médias através da distribuição "F".

Para aplicação da distribuição "F" no teste das variâncias basta dividir os respectivos resultados que se quer testar de tal modo que o resultado seja sempre maior do que a unidade.

$$F = \frac{S_{E1}}{S_{E2}} > 1 \quad \text{onde, } S_{E1} \text{ é a variância da amostra } i \text{ para o elemento } E_i \quad \text{eq. (5)}$$

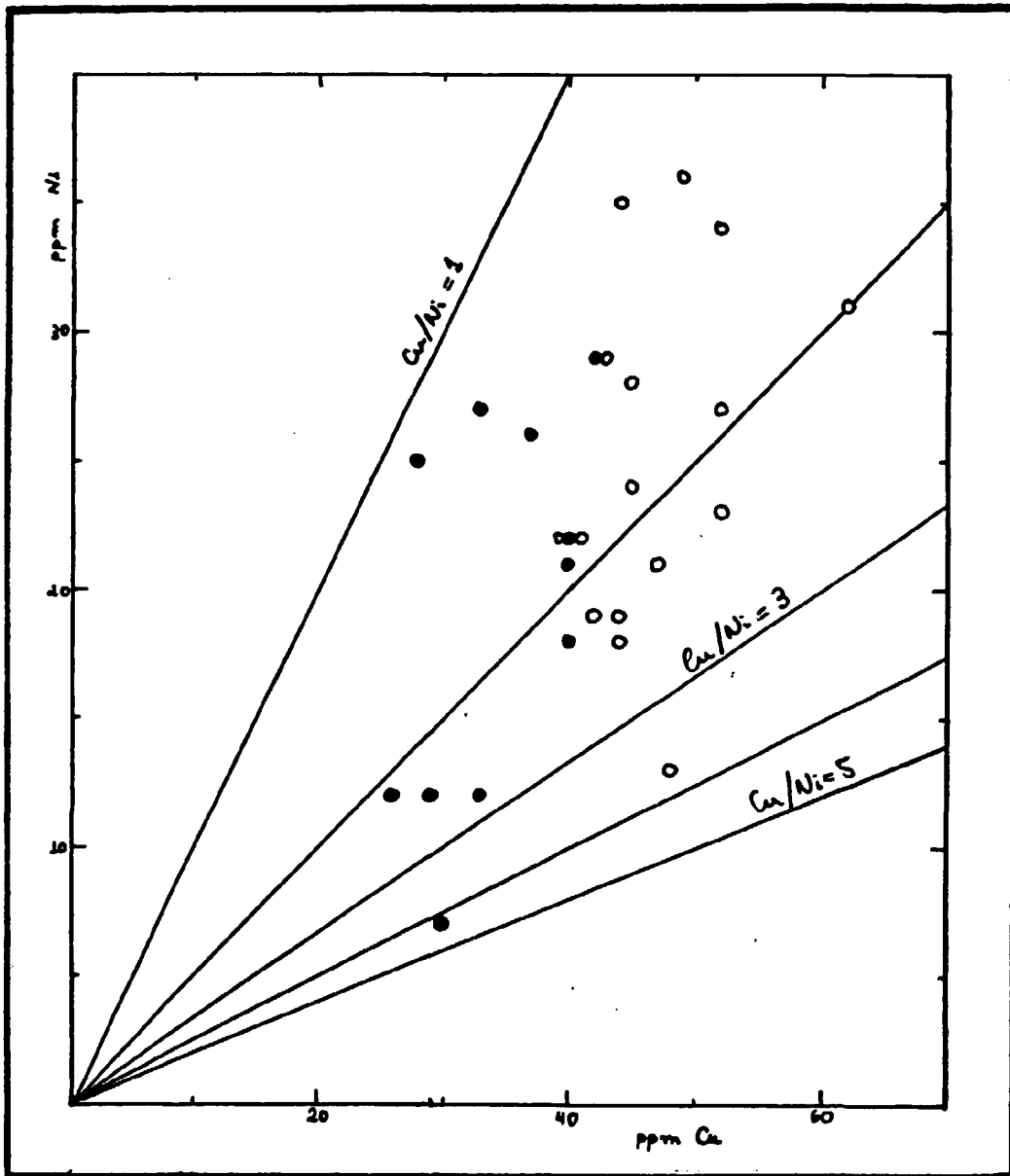


Figura 12. Gráfico Cu X Ni (simbología igual figura 3)

Depois de calculada, a distribuição "F" é comparada com tabelas sendo que para a igualdade das variâncias é necessário que o valor de "F" encontrado (chamado experimental = F_{exp}) seja maior do que os valores de "F" tabelados (F_{tab}) para um determinado nível de significância (α) desejado.

Com relação aos valores tabelados da distribuição "F", eles normalmente dependem do grau de liberdade do numerador e denominador, além do nível de significância cujo valor normalmente usado em comparações geoquímicas, analíticas, etc., é = 0,05.

Os valores calculados da distribuição "F" estão mostrados na tabela 5 juntamente com os respectivos valores tabelados. Pode-se notar que para os elementos Th, Sr e Nb e para as razões Th/U, K/Rb e Rb/Sr as variâncias são consideradas diferentes num nível de significância de 0,05. Para os outros elementos a relação das variâncias são consideradas estatisticamente iguais.

A partir destes resultados podemos agora testar as médias onde temos dois casos a considerar:

1º Caso: As variâncias são estatisticamente iguais. O teste "t" é calculado a partir da equação 6:

$$t = \frac{|\bar{X}_{E1} - \bar{X}_{E2}|}{S_E \sqrt{1/N_{E1} + 1/N_{E2}}} \quad \text{onde,} \quad \text{eq. (6)}$$

1 = amostras granulíticas

2 = amostras gnáissicas graníticas

\bar{X}_{E1} = média da amostra i para o elemento E

N_{E1} = nº de amostras i para o elemento E

$$S_E = \sqrt{\frac{(N_{E1} - 1)S_{E1}^2 + (N_{E2} - 1)S_{E2}^2}{N_{E1} + N_{E2} - 2}} \quad \text{eq. (7)}$$

é a estimativa da variância para o grupo total de amostras para o elemento E.

Os valores obtidos deste teste "t" são comparados com os valores de "t" tabelados num nível de significância de $\alpha = 0,05$ e estão apresentados na tabela 5.

2º Caso: As variâncias são estatisticamente diferentes. O teste "t" é calculado aproximadamente através da equação 8:

$$t' = \frac{|\bar{X}_{E1} - \bar{X}_{E2}|}{S_E} \quad \text{onde,} \quad \text{eq.(8)}$$

$$S_E = \sqrt{S_{E1}^2 / N_{E1} + S_{E2}^2 / N_{E2}} \quad \text{eq.(9)}$$

Os valores de "t" tabelado e aproximados são calculados pela equação 10:

$$t'_{\alpha} = \frac{W_{E1} \cdot t_{\alpha E1} + W_{E2} \cdot t_{\alpha E2}}{W_{E1} + W_{E2}} \quad \text{onde,} \quad \text{eq.(10)}$$

$$W_{Ei} = \frac{S_{Ei}^2}{N_{Ei}}$$

$t_{\alpha E_i}$ = t_{α} tabelado para $(N_{E_i} - 1)$ graus de liberdade.

Os valores obtidos para o teste "t" aproximado tanto experimental quanto tabelado estão mostrados na tabela 5.

Ainda dentro do 2º caso foram propostos mais dois métodos aproximados que foram calculados neste trabalho à título de comparação para se ter uma idéia do valor do cálculo do teste "t" aproximado.

Estes métodos utilizam os valores de "t" com "f" graus de liberdade aproximado, onde:

$$f'_A = \frac{S_E^4}{\frac{(S_{E1}^2 / N_{E1})^2}{(N_{E1} - 1)} + \frac{(S_{E2}^2 / N_{E2})^2}{(N_{E2} - 1)}} \quad \text{eq.(11)}$$

$$f'_B = \frac{S_E^4}{\frac{(S_{E1}^2 / N_{E1})^2}{(N_{E1} + 1)} + \frac{(S_{E2}^2 / N_{E2})^2}{(N_{E2} + 1)}} - 2 \quad \text{eq.(12)}$$

onde os valores são os mesmos definidos anteriormente.

Estes graus de liberdade foram calculados sendo que os respectivos "t" tabelados foram encontrados e os resultados também são mostrados na tabela 5.

O teste "t" aplicado às várias médias entre as amostras granulíticas (1) e gnáissicas graníticas (2) para os diversos

elem.	1 = Granulitos			2 = Gnaisse			p/variâncias		p/médias		t aproximado		t aproximado			
	\bar{X}	S	N	\bar{X}	S	N	F _{exp}	F _{tab}	t _{exp}	t _{tab}	t _{exp}	t _{tab}	f _A	f _B	t _{tab}	
U	1,5	1,5	7	1,4	0,8	8	3,516	3,866	0,164	2,161	-	-	-	-	-	
Th	2,0	2,3	9	5,5	5,9	24	(6,380)	-3,370	-	-	1,996	2,188	18	2,101	15	2,093
Rb	70	35	10	115	53	16	2,393	3,006	(2,372)	2,064	-	-	-	-	-	
Sr	337	200	15	271	109	16	(3,628)	-2,500	-	-	1,041	2,184	16	2,120	16	2,120
Zr	525	433	2	521	304	16	2,029	-2,500	0,029	2,056	-	-	-	-	-	
Nb	52	38	11	33	23	16	(2,730)	2,544	-	-	0,075	2,209	17	2,110	18	2,101
Cu	36	8	12	47	6	16	1,778	-2,500	(4,664)	2,060	-	-	-	-	-	
K1	19	7	11	25	7	16	1,000	2,544	(2,188)	2,060	-	-	-	-	-	
Zn	119	53	12	123	44	16	1,451	-2,500	0,218	2,056	-	-	-	-	-	
K	2,41	1,42	12	3,33	1,75	16	1,829	-2,500	1,974	2,056	-	-	-	-	-	
Fe	6,33	2,46	12	5,55	2,11	16	1,334	-2,500	0,899	2,056	-	-	-	-	-	
Th/U	1,68	1,19	5	4,24	4,21	16	(12,51)	6,163	-	-	1,325	2,480	7	2,365	8	2,306
K/Rb	421	105	10	385	327	16	(9,699)	3,006	-	-	0,408	2,150	20	2,006	20	2,086
Rb/Sr	0,30	0,23	10	0,53	0,51	16	(4,917)	3,006	-	-	1,703	2,164	22	2,074	24	2,064
Cu/Ni	2,07	0,90	11	1,99	0,58	16	2,408	2,544	0,282	2,060	-	-	-	-	-	

Tabela 5. (A) Dados resumidos da tabela 3 (\bar{X} = média; S = desvio padrão; N = nº de amostras)

(B) Valores experimentais e tabelados para os testes efetuados (\sim = aproximado; () = teste negativo, não há concordância dos dados)

Legendas conforme texto.

elementos, mostrou que para a maioria dos mesmos todas as médias podem ser consideradas iguais e que para apenas três elementos (Rb, Cu e Ni) estas médias são consideradas estatisticamente diferentes dentro do nível de significância utilizado ($\alpha = 0,05$).

Apesar dos dados para os elementos Rb, Cu e Ni terem se mostrado estatisticamente diferentes no nível de significância adotado, nota-se que para um nível de significância um pouco menor ($\alpha = 0,025$) os dados para os elementos Rb e Ni podem ser aceitos como estatisticamente iguais. Neste caso ainda falta os dados do elemento Cu, mas podemos notar que as razões Cu/Ni são consideradas estatisticamente iguais no nível de significância anteriormente adotado ($\alpha = 0,05$).

Isto posto, mais o fato dos elementos Cu e Ni serem considerados por vários autores como imóveis geoquimicamente faz da parte da composição do material original, ^{completam-se} [redacted] podendo-se concluir que as rochas granulíticas e gnáissicas graníticas são consideradas geoquimicamente iguais em bases estatísticas e que o metamorfismo de alto grau não afetou a química das rochas.

CAPÍTULO 5

COMPARAÇÃO COM OUTRAS ÁREAS

5.1 Introdução

Neste capítulo objetiva-se a comparação dos dados obtidos neste trabalho com os dados de outros granulitos estudados no Brasil e no mundo, além de uma visualização geral de granulitos que foram empobrecidos ou não fazendo um apanhado das rochas de fácies anfibolito e granulito estudadas por diversos autores.

Foi feita uma revisão bibliográfica das rochas granulíticas estudadas no mundo onde procurou-se enquadrar o tipo e idade da rocha estudada, localidade da amostragem e se a rocha é considerada de alta, média ou baixa pressão. Isto com o objetivo de uma visualização geral para melhor compreender os resultados obtidos neste trabalho. (apêndice II)

Para melhor distribuição dos dados foi organizado este capítulo do mesmo modo que o anterior, discutindo os resultados através de grupos de elementos que podem ser correlacionados geoquimicamente.

5.2 Distribuição de U e Th

Os dados relativos a estes elementos podem ser observados na figura 13. Os dados de U mostram-se espalhados mas a maioria deles são menores do que os valores encontrados neste trabalho. Os dados de Th também são espalhados mas numa variação bem maior (até 40 ppm). Os resultados de U e Th apresentados neste trabalho são considerados baixas concentrações se comparados com a média crustal sugerida por Taylor ⁷⁰.

A razão Th/U mostra uma variação muito grande com valores anômalos em torno de 70, sendo que a maioria dos resultados encontram-se numa faixa maior do que os resultados obtidos neste trabalho.

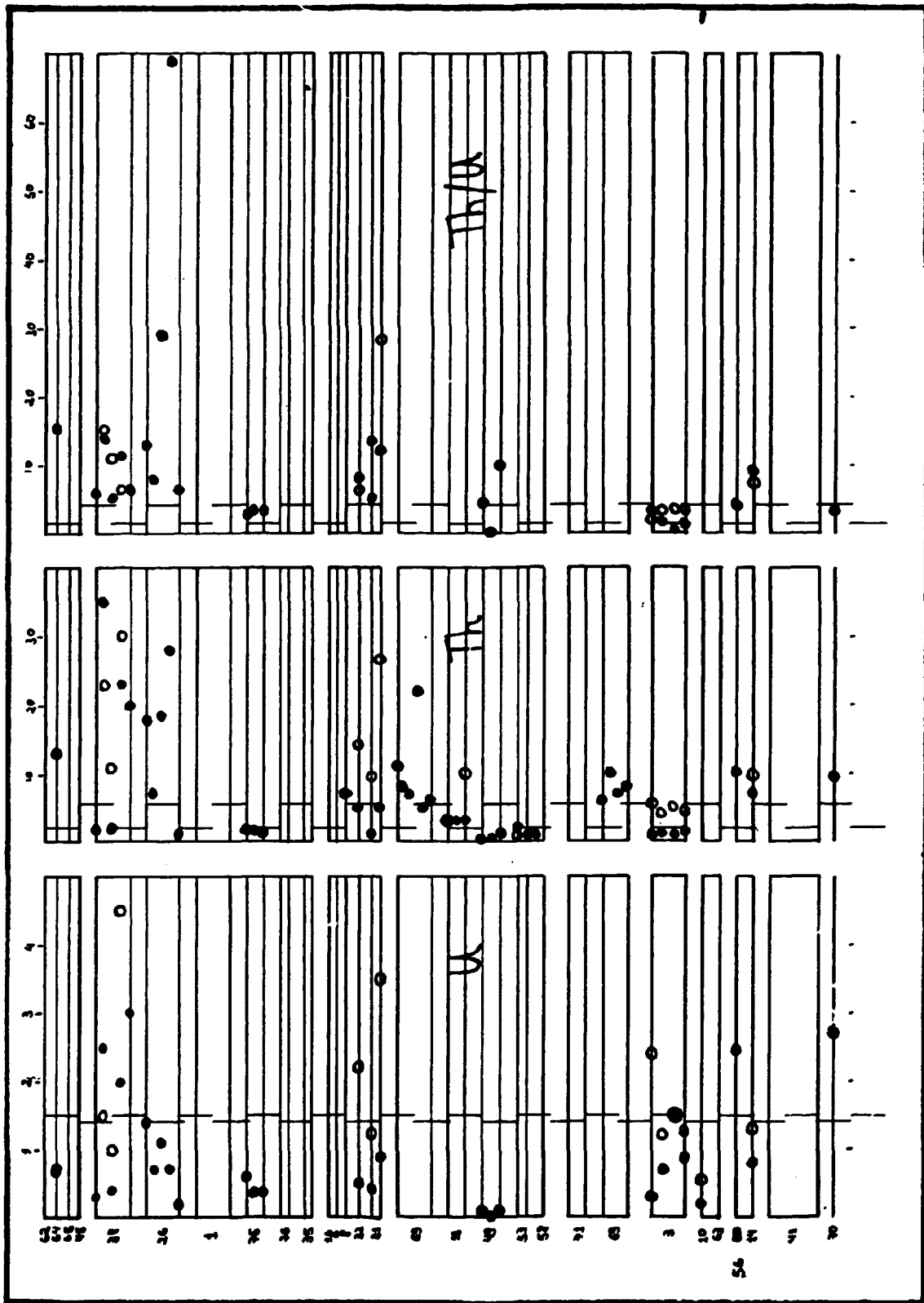


Figura 13. Compilação de dados de U, Th e Th/U (vide apêndice II)
 (simbologia igual figura 3)
 As linhas verticais são os dados obtidos neste trabalho (maiores -
 granulitos; menores - gnaisses graníticos).

Uma visualização geral da figura 13 mostra que os dados que mais se aproximam aos resultados deste trabalho são os dados apresentados por Anantha Iyer e Narayanan Kutty³ analisando charnockitos na Índia. Em terrenos da Austrália³⁸, Noruega^{31,32} e Canadá¹⁴ onde são mostrados dados sobre rochas em fácies anfíbolito e granulito houve empobrecimento e a concentração de U e Th são menores em rochas de fácies granulito.

O empobrecimento regional de U é apenas um processo que pode acompanhar o metamorfismo em fácies granulito²⁶. Foi primeiramente observado por Heier e Adams³¹ na Noruega e atualmente é um processo reconhecido em muitas partes do mundo (Canadá¹⁴, Brasil⁶⁴, Índia³, Austrália^{26,38,75}, Noruega^{31,32}). Este processo é melhor observado por estudos isotópicos do Pb, primeiramente evidenciados por Moor bath et al⁴³, que mostraram que gnaisses de Lewisian (Escócia) perderam U em 2.900 ma., evento correlacionado com o metamorfismo fácies piroxênio-granulito. Gray e Oversby²⁷ reportaram que os granulitos de Mt. Alloysius perderam U em 1.200 ma. durante um evento após a gênese original das rochas.

Conclusivamente, através de isótopos de Pb o empobrecimento de U mostra-se um efeito mais metamórfico do que um efeito pré-metamórfico²⁶. Entretanto, algumas rochas granulíticas não mostram empobrecimento de U⁷⁵ e muitos gnaisses arqueanos mostram empobrecimento de U tanto em fácies granulito quanto anfíbolito^{42,43,39}, mas em geral em rochas de fácies granulito o empobrecimento é mais extremo^{36,43}.

Gnaisses fácies granulito do Complexo Lewisian são significativamente empobrecidos em Th por um fator de 10 quando comparados com seus equivalentes em fácies anfíbolito⁵⁹. Entretanto, gnaisses de Amitsoq, oeste da Groelândia, possuem baixas concentrações de Th ainda em fácies anfíbolito³⁹. Por outro lado gnaisses fácies granulito proterozóicos da Polônia⁶⁸ e granulitos da Austrália²⁶ apresentam abundâncias normais em Th.

Allen¹, sugeriu que a razão Th/U é indicador apropriado para o empobrecimento do U, pois este é muito mais móvel do que o Th. Lambert e Heier^{37,38} sugeriram dois mecanismos para o empobrecimento do U. O primeiro envolve a incorporação do U como íon uranil numa fase fluida que é expelido durante desidratação. O segundo envolve a fuga do U de magmas produzidos por fusão parcial durante processo de metamorfismo.

Os valores da razão Th/U obtidos no presente trabalho variam dentro de um grande intervalo, desde valores menores do que

l a valores maiores do que 10. Esta variação é devida muito mais a heterogeneidade dos resultados de Th do que de U e isso pode ser explicado pela solubilidade e oxidação do U. Dostal e Capedri¹⁰ pesquisando rochas de variados graus de metamorfismo concluíram que o U em rochas de fácies anfíbolito está mais concentrado em fraturas e planos de clivagem de minerais ferromagnesianos, enquanto que rochas de fácies granulito o U está concentrado em minerais acessórios ricos em U (apatita, zircão, allanita); confirmando a primeira hipótese de Lambert e Heier^{37,38} sobre a solubilidade do U.

A interpretação desta relação geoquímica complexa é muito difícil, mas os dados apresentados por este trabalho podem ser interpretados de duas maneiras. Ou a rocha original possuía baixas concentrações de U e Th ou o metamorfismo fácies anfíbolito foi o responsável pelo empobrecimento destes elementos.

5.3 Distribuição de Rb e Sr

Os dados relativos a estes elementos podem ser observados na figura 14. Os nossos dados de Rb mostram-se maiores do que os dados obtidos para outras regiões do mundo. Eles são comparáveis aos dados de Lambert e Heier³⁸ para os granulitos baixa pressão e anfíbolitos de Eyre Peninsula. São comparados também com os dados de rochas granulíticas de Mt. Alloysius²⁶ e com os dados de vários granulitos de Lewis e Spooner⁴¹.

Os nossos dados de Sr são relativamente altos se comparados com os dados para granulitos da Austrália, mas se comparam com os dados de Gray²⁶ para os granulitos de Mt. Alloysius. Relativamente nossos dados são ~~menores~~ ^{menores} se comparados aos de outros autores para a Escócia e semelhantes aos dados de Wells⁷¹ para o oeste da Groelândia e média crustal sugerida por Taylor⁷⁰.

Para a razão Rb/Sr um fato interessante ocorre, praticamente todas as médias estão abaixo da razão dada por este trabalho, com algumas excessões. Estas excessões são os dados de Sighinolfi et al⁶⁵ (razão ≈ 2) para os granulitos arqueanos da Bahia e dados de Lambert e Heier³⁸ para os granulitos da Austrália. Dados de Gray²⁶ para os granulitos de Mt. Alloysius e a média crustal sugerida por Taylor⁷⁰ se comparam aos nossos dados.

As razões Rb/Sr são extremamente baixas em muitos granulitos de outras regiões em comparação com as razões de seus equivalentes em fácies anfíbolito. Esta feição é ilustrada pela figura 15 (B), onde os dados de granulitos do Complexo Lewisian são plotados junto com os dados de gnaisses "cinzas" de fácies anfíbolito de

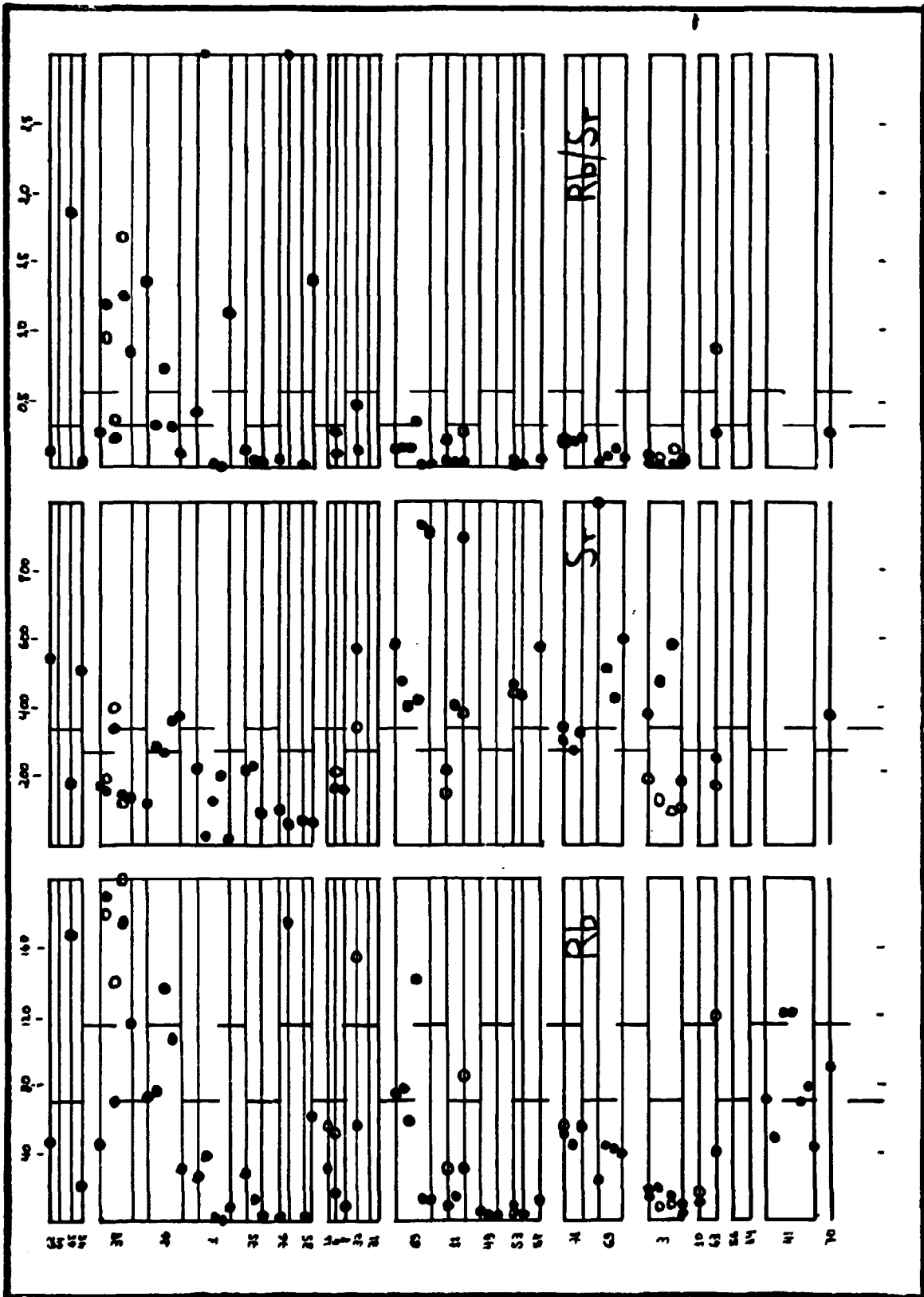


Figura 14. Compilação de dados de Rb, Sr e Rb/Sr (vide apêndice II)
(simbologia igual figura 3)

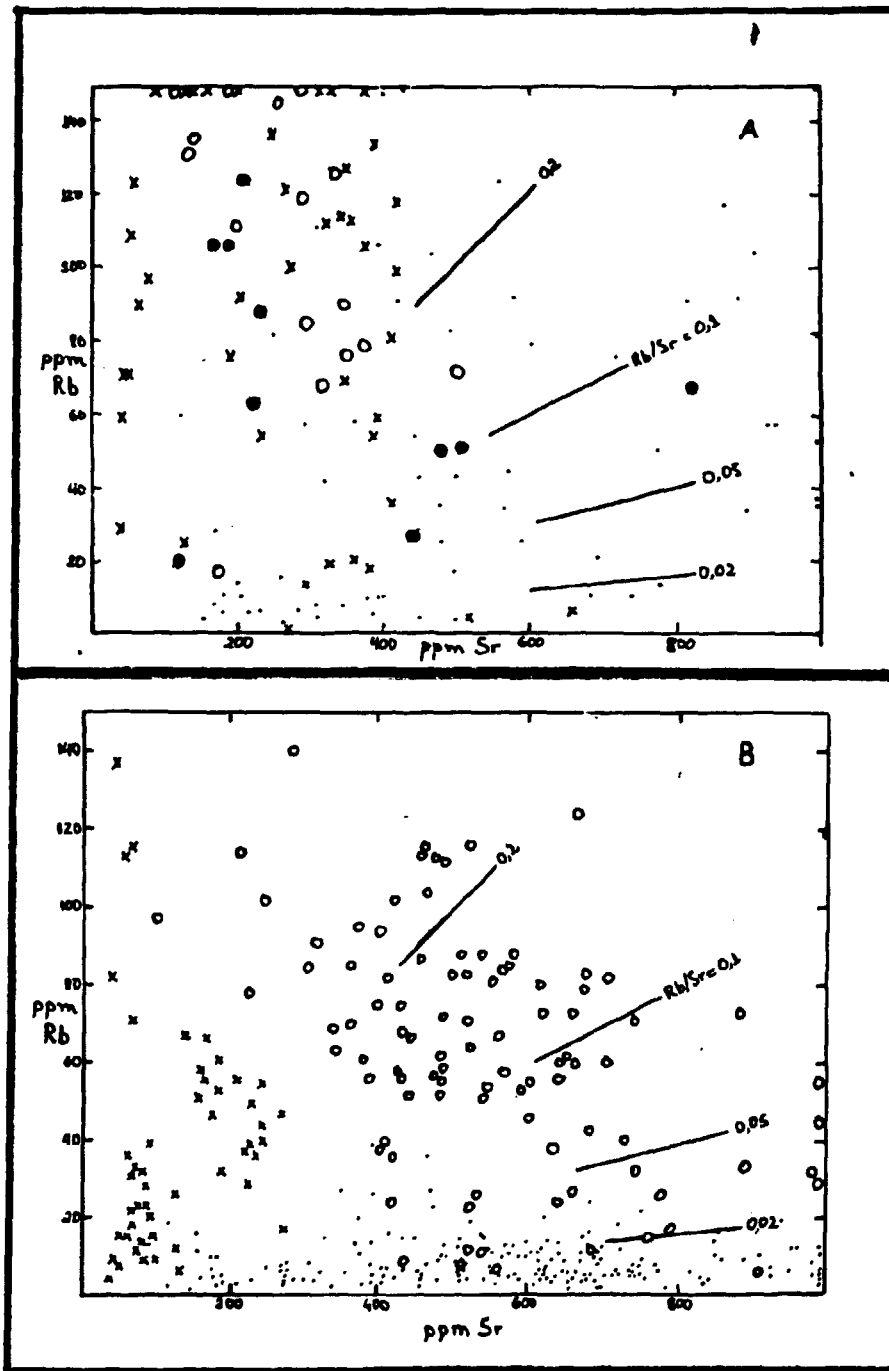


Figura 15. Relação Rb-Sr entre:

- (A) (o) Rochas gnáissicas graníticas deste trabalho.
 (●) Rochas granulíticas deste trabalho.
 (x) Rochas granulíticas de Mt. Alloysius 26 .
 (·) Rochas granulíticas da Bahia 62 .
- (B) (·) Rochas granulíticas de Lewision 69 .
 (o) Gnaisses "cinzas" fácies anfibolito 69 .
 (x) Rochas granulíticas da Polônia 68 .

outra parte do craton do Atlântico Norte. A figura nos mostra que a razão Rb/Sr em granulitos são na sua maioria abaixo de 0,02 e que em seus equivalentes em fácies anfibolito são aproximadamente 0,2. Desde que os níveis de concentração de Sr são altos e similares em ambas as fácies e há uma diferenciação na razão Rb/Sr, o elemento responsável por isto é o Rb. Uma explicação simples sobre este fato é que os granulitos tinham abundâncias em Rb similares aos seus equivalentes em fácies anfibolito mas que devido ao metamorfismo a razão Rb/Sr em granulito o Rb foi removido durante este evento.

Outros granulitos pré cambrianos têm apresentado baixas razões Rb/Sr como por exemplo Sighinolfi ⁶², onde suas razões apresentam uma média de 0,094 (Austrália, Musgrave Range: Wilson ⁷⁵; Noruega, Lofoten: Heier e Thoresen ³²; Escócia, Complexo Tíree: Drury ¹¹; Leste da Groelândia, Angmagssalik: Tarney et al ⁶⁹; Índia, Kolar: Anantha Iyer e Narayanan Kutty ³; Oeste da Groelândia, Buksefjorden: Wells ⁷¹).

Entretanto, terrenos granulíticos têm sido descritos na literatura mostrando altas razões Rb/Sr que são comparadas com rochas da crosta superior (Granulitos da Polônia: Tarney e Windley ⁶⁸; Outros granulitos da Europa Central: Smulikowski e Bakun-Czubarow ⁶⁶; Granulitos de Mt. Alloysius: Gray ²⁶; Granulitos da Saxônia: Rollinson e Windley ⁵³; Granulitos de Tovqussap: Rollinson e Windley ⁵³; Granulitos de Strangways Range: Iyer ³⁵ e Woodford ⁷⁶).

Nossos dados estão plotados conjuntamente com os dados de Gray ²⁶ e Sighinolfi ⁶² (figura 15 (A)). Os granulitos de Mt. Alloysius são considerados como não tendo empobrecimento de Rb durante o metamorfismo de fácies granulito e portanto suas razões Rb/Sr são comparadas às razões de rochas da crosta superior. Já para os granulitos da Bahia (Complexo Itabuna, Sighinolfi ⁶²) há empobrecimento de Rb devido ao metamorfismo que estas rochas sofreram. Os granulitos e gnaisses graníticos do maciço de Guaxupé apresentam altas razões Rb/Sr e estatisticamente as médias Rb/Sr foram consideradas iguais em ambas as fácies. Os resultados estatísticos são confirmados através da figura 15 (A) onde nossos dados se confundem com os de Gray ²⁶. Portanto as rochas granulíticas do maciço de Guaxupé apresentam razões Rb/Sr consideradas iguais às rochas de níveis superiores da crosta não havendo empobrecimento.

5.4 Distribuição de K/Rb

Os dados relativos a esta razão podem ser observados na figura 16 juntamente com os dados sobre as concentrações dos ele

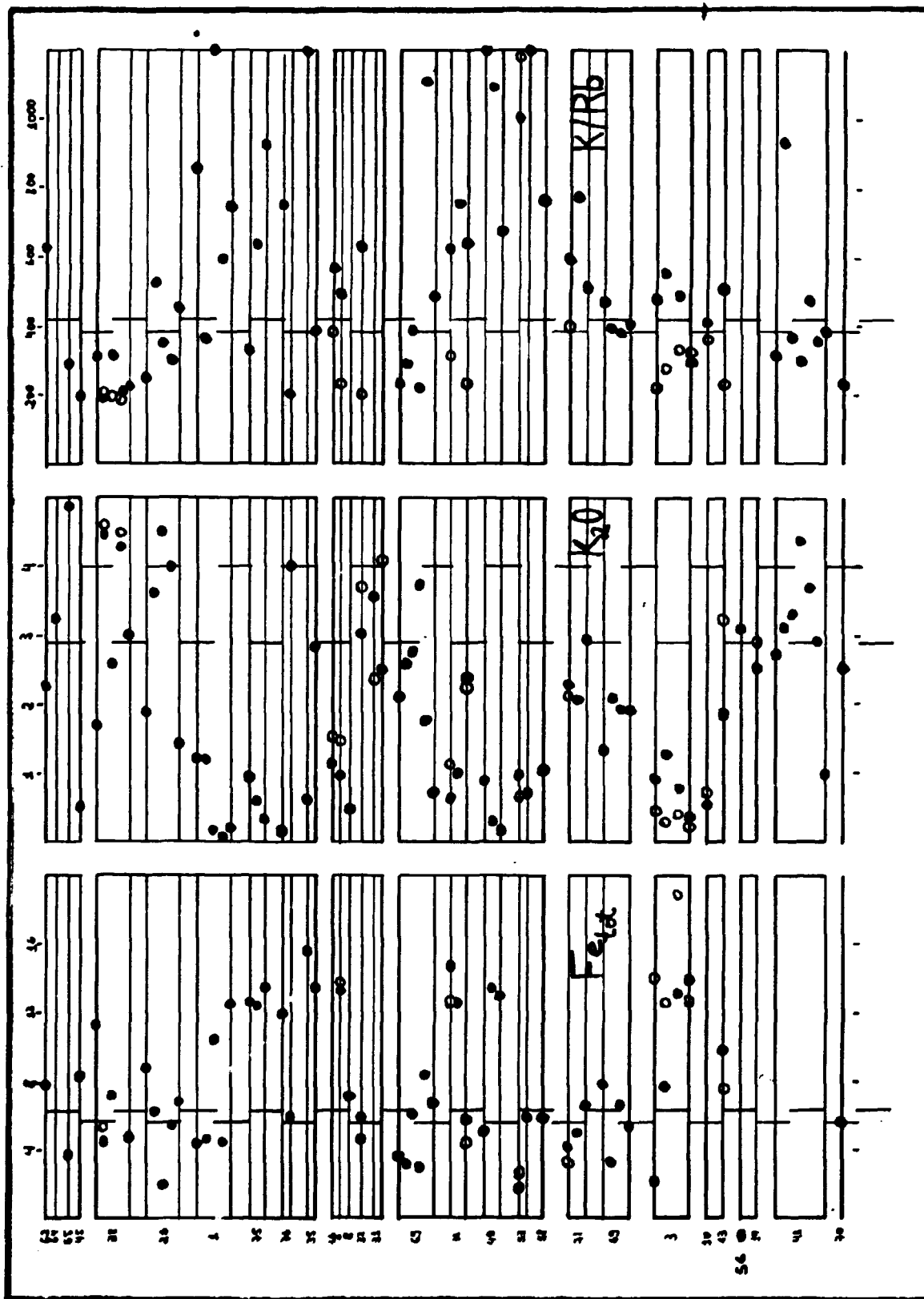


Figura 16. Compilação de dados de Fe_{tot} , K_2O e K/Rb (vide apêndice II) (simbologia igual figura 3)

mentos majoritários (H_2O e Fe_{tot} como Fe_2O_3). Os dados das razões K/Rb mostram-se muito heterogêneos tendo valores que vão desde 200 até maiores do que 1200, nada se comparando aos dados deste trabalho. Esta relação só é bem compreendida através da comparação entre rochas de fácies anfibolito e granulito.

Desde há muito tempo vários autores têm dado atenção sobre o comportamento do K e Rb em suites de rochas ígneas e metamórficas. Tornou-se então claro, particularmente após o trabalho de Shaw ⁵⁷, que a razão K/Rb é muito mais complexa do que se pensava anteriormente. Este pesquisador mostrou que K e Rb são fracionados da crosta superior e que a razão K/Rb decresce com o aumento da concentração de K. Para rochas ígneas ele definiu um "Main Trend" no qual a razão K/Rb varia de 433 a 195.

Muitos ~~autores~~ ^{autores} têm se dedicado para as baixas concentrações de Rb e altas razões K/Rb em rochas de fácies granulito, com a implicação de que a crosta inferior é deficiente em Rb relativo a crosta superior (Bahia: Sighinolfi ⁶²; Austrália: Lambert e Heier ³⁸; Noruega: Heier e Thoresen ³², Field e Clough ¹⁶, Clough e Field ⁶, Cooper e Field ⁸; Escócia: Tarney et al ⁶⁹, Drury ¹¹, Sheraton ⁵⁸; Groenlândia: Tarney et al ⁶⁹, Wells ⁷¹; Índia: Anantha Iyer e Narayanan Kutty ³ e Lewis e Spooner ⁴¹ em várias localidades). Tais empobrecimentos são frequentemente considerados como sendo restritos a granulitos de média e alta pressão ^{30,38} e que devido a alta razão K/Rb, que é correlacionada com a baixa concentração de K e especialmente com baixas concentrações de Rb, é razoável assumir que o mecanismo responsável é a perda preferencial do Rb (maior íon) relativo a K. Este mecanismo está se desenvolvendo ou a) durante anatexis onde os granulitos representam um resíduo ²⁴ ou b) durante expulsão de fluidos hídricos quando se desenvolveu uma associação mineralógica anidra de alta pressão ^{30,38} ou c) devido a extensivo lixiviamento por fluidos metassomáticos em fácies granulito ou próximos a ele ^{11,16,59,69}.

Entretanto, recentemente Tarney e Windley ⁶⁸ mostraram que o empobrecimento não é característica de rochas granulíticas e que a alta razão K/Rb nem sempre é causada simplesmente por metamorfismo fácies granulito. Mais recentemente, Rollinson e Windley ⁵³ mostraram evidências adicionais de granulitos de alta pressão que não são empobrecidos. Granulitos de Granulitgebirge, Saxônia apresentam razões K/Rb entre 117-176 que são mais baixas que o "Main Trend" de Shaw ⁵⁷. Granulitos de Tovqussap, oeste da Groenlândia apresenta razões entre 280-550.

Gray ²⁶, demonstrou que os granulitos de Mt. Alloysius

não são empobrecidos em Rb e nem em K, mas são empobrecidos fortemente em U. Field e Clough ¹⁶ apresentam um diagrama K/Rb em metabasitos da Noruega tanto em fácies anfíbolito quanto em granulito, indicando que altas razões não são devidas simplesmente ao processo de metamorfismo.

Cordani e Iyer ⁹ discutem os dados apresentados por Sighinolfi et al ⁶⁵ e concluem que os granulitos arqueanos de Jequié possuem razões K/Rb "normais", juntamente com as rochas granulíticas de Utralamana Block ¹, Austrália, mostrando que estas rochas não foram empobrecidas.

Para uma caracterização geral de granulitos empobrecidos e não empobrecidos, apresentamos na figura 17 os diagramas K/Rb encontrados na literatura, onde podemos notar uma tendência constante do aumento da razão K/Rb com o decréscimo da concentração de K.

As rochas granulíticas do maciço de Guaxupé são consideradas de média e alta pressão e são comparadas em termos da razão K/Rb com os granulitos de Mt. Alloysius ²⁶. As rochas estudadas neste trabalho não foram empobrecidas em Rb e nem em K como confirmado pelos dados estatísticos e a relação K/Rb pode ser comparada com rochas da crosta superior.

5.5 Distribuição de Nb e Zr

Os dados relativos a estes elementos podem ser observados na figura 18. Para o elemento Nb nossos valores são altíssimos quando comparados com os resultados obtidos por outros autores. O maior resultado encontrado na literatura para este elemento é a média crustal sugerida por Taylor ⁷⁰ (Nb = 20 ppm), que no entanto é 2,5 (duas vezes e meio) menor do que o valor dado para os granulitos deste trabalho. Para o elemento Zr a situação não se modifica muito. Apenas um valor é maior do que 500 ppm (rochas fácies anfíbolito de Cape naturaliste, Lambert e Heier ³⁸). Valores entre 400 e 500 ppm são dados para os granulitos de Jequié ⁶⁵ e alguns tipos de rochas granulíticas de Utralamana Block ¹.

Resumindo, nossos dados de Nb e Zr são as maiores concentrações destes elementos atribuídas a granulitos até o momento, sendo que para o Nb este fato é mais evidenciado.

Entretanto estes elementos são normalmente analisados quando se faz um estudo geoquímico. A literatura disponível demonstra que normalmente a concentração de Zr não sofre alteração com o efeito do metamorfismo progressivo. Devido ao metamorfismo fácies granulito há casos onde este elemento é levemente enriquecido ^{10,62},

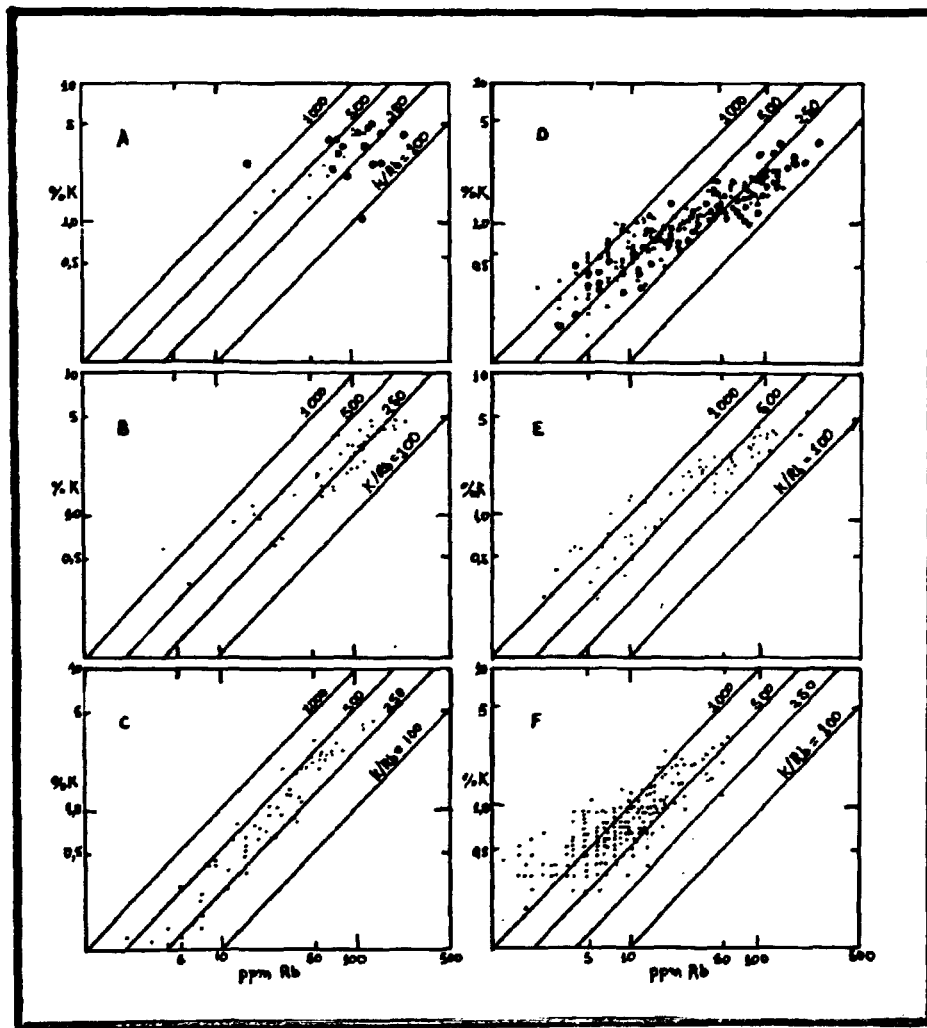


Figura 17. Relação K-Rb entre granulitos não empobrecidos (A,B,C) e empobrecidos (D,E,F) (simbologia igual figura 3).

- A- Dados deste trabalho.
- B- Dados de granulitos de Mt. Alloysius ²⁶.
- C- Dados de granulitos da Polônia ⁶⁸.
- D- Dados de metabasitos da Noruega ¹⁶.
- E- Dados de granulitos da Bahia ⁶².
- F- Dados de granulitos da Escócia ⁶⁹.

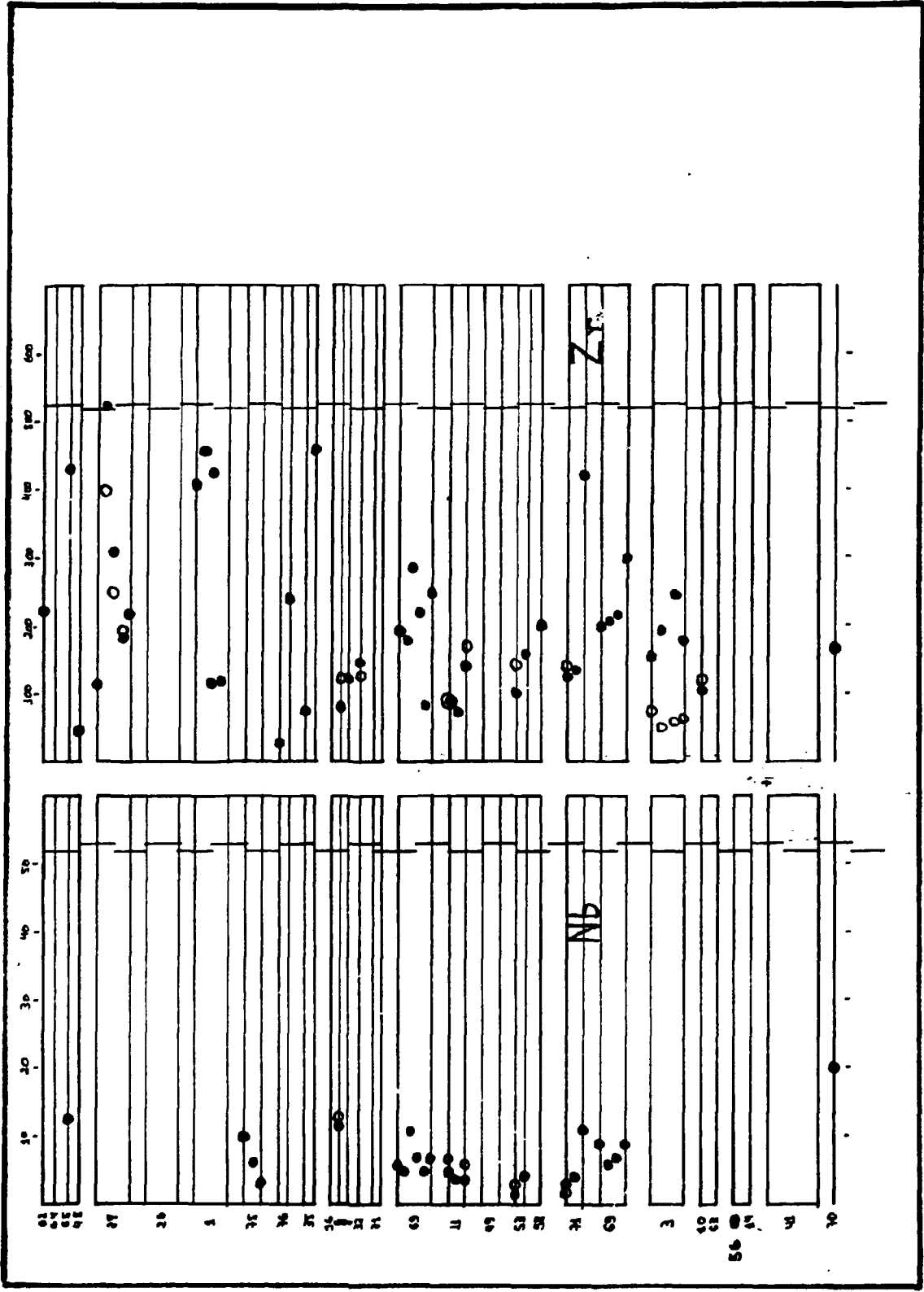


Figura 18. Compilação de dados de Nb e Zr (vide apêndice II) (circunlogia igual figura 7)

empobrecido ^{6,8}, cu mesmo apresentando abundâncias normais ^{3,32,71}.

Como o Zr em rochas siálicas é restrito ao mineral zircão, o empobrecimento deste elemento em rochas de composição desde tonalítica a granítica, implica que este mineral foi removido de líquidos por fracionamento ⁶⁸.

Já para o caso do Nb a literatura é muito restrita, apenas há uma informação de Drury ¹¹ que mostra o empobrecimento do Nb fazendo uma comparação de seus dados com a média sugerida por Taylor ⁷⁰. Na realidade a média crustal de Taylor é a maior concentração deste elemento encontrada na literatura.

5.6 Distribuição de Zn, Cu e Ni

Os dados relativos a estes elementos podem ser observados na figura 19. Para o elemento Zn, nossos dados mostram-se normais se comparados com os granulitos proterozóicos da Austrália ⁷⁵. Para o elemento Cu, os dados são escassos mas há uma comparação apreciável com os dados de granulitos do Brasil ^{23,62}, além de outras áreas como Austrália ⁷⁵, Noruega ⁸ e Escócia ¹¹. Para o Ni nossos dados também podem ser considerados normais, tendo uma melhor comparação com os granulitos arqueanos da Groelândia, tanto oeste ⁷¹ quanto leste ⁶⁹.

Na literatura nada se comenta sobre estes elementos, apesar deles não serem litófilos, suas concentrações determinadas em ambas as fácies (granulito e anfibolito) podem nos elucidar sobre a mineralogia da rocha original.

Wilson ⁷⁵ publicou dados sobre uma interessante região dentro de Musgrave Range, onde há passagem gradativa de rochas de alto para baixo grau de metamorfismo, cortadas por uma "intrusão charnockítica". Seus dados mostram um enriquecimento de Cu (60%) e um empobrecimento de Ni (40%).

Os dados de Wilson são os únicos que mostram certa mobilidade destes elementos, visto que outros autores os consideram imóveis geoquimicamente ^{3,8,11,35,58,62,65,69,71,75,76}.

Estas feições encontradas na literatura são totalmente opostas aos resultados obtidos por este trabalho. Como foi observado no capítulo anterior os elementos acima citados apresentam médias estatisticamente diferentes entre rochas de fácies anfibolito e granulito. Parece a primeira vista que é um fato inédito nos estudos geoquímicos da crosta inferior.

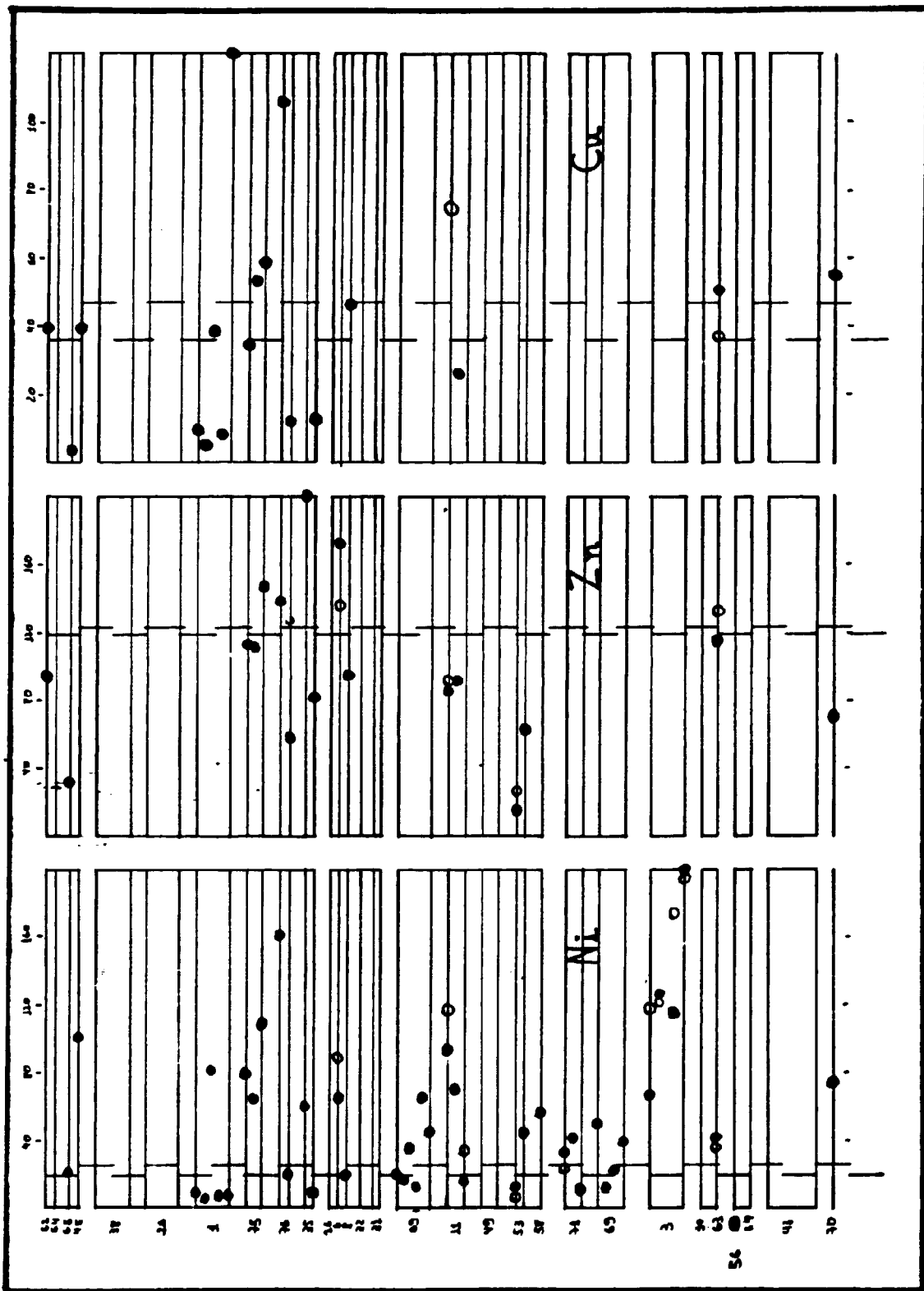


Figura 19. Cômputação de dados de Ni, Zn e Cu (vide apêndice II)
 (símbologia igual figura 3)

CAPÍTULO 6

DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

Um dos mais controvertidos problemas em petrologia refere-se ao alto grau de metamorfismo regional atuante nos materiais que provoca um fracionamento químico e conseqüente zoneamento da crosta. Esta frase foi escrita primeiramente por Heier e Adams em 1965 e vem sendo aventada ao longo dos anos por vários autores como conseqüência de suas publicações tentando montar um modelo que melhor explicasse seus dados.

Acreditava-se anteriormente que o empobrecimento dos elementos litófilos era uma condição para o metamorfismo fácies granulito. Vários modelos foram montados a este respeito e chegaram a tal ponto que para explicar o não empobrecimento de certos granulitos elaboraram um mecanismo no qual após empobrecimento original as rochas foram recarregadas com os mesmos elementos empobrecidos por processos de metassomatismo.

Atualmente novos modelos foram elaborados, englobando os anteriores e aceitam granulitos não empobrecidos impondo, entre tanto, certas condições para que haja empobrecimento, condições estas que se não forem satisfeitas originarão granulitos com composição "normal", como da crosta superior.

Tarney e Windley ⁶⁸ resumiram os processos de empobrecimento em rochas de fácies granulito, acrescentando ao trabalho de Tarney ⁶⁷ um quinto processo; "A remoção dos elementos litófilos é através de uma fase fluida rica em CO₂".

Interessante mecanismo foi proposto primeiramente por Allen ¹. Estudando granulitos de Utralamana Block, este autor observou razões "normais" de K/Rb que só seriam explicadas por um subsequente metassomatismo após processo de empobrecimento em fácies granulito. Formoso et al ²³ e Nardi e Hartmann ⁴⁵, propuseram me

canismo semelhante ao de Allen em suas rochas granulíticas do escu do Sulriograndense.

Recentemente, Sighinolfi et al ⁶⁵ observaram a mesma anomalia em granulitos arqueanos de Jequié, Bahia, que explicaram através de subsequente recarregamento de elementos litófilos após metamorfismo fácies granulito. É interessante notar que Sighinolfi et al ⁶⁵ observaram "não empobrecimento de certos elementos (p.e. Cs e U)", só que em suas tabelas de dados apresentam o seguinte fa to: aproximadamente 80% dos resultados de U e Cs são iguais ou abai do limite de detecção determinado para o método proposto por aque les autores (tabela 6). Além do mais o método analítico utilizado

Tabela 6. Resumo dos dados de U e Cs (Sighinolfi et al ⁶⁵).

	U			Cs		
	Nº Am.	% de dados	% acu lada	Nº Am.	% de dados	% acu lada
em branco	19	50,0	50,0	20	52,6	52,6
abaixo do limit.detect.	7	18,4	68,4	8	21,1	73,7
igual ao limit.detect.	4	10,5	78,9	4	10,5	84,2
1,5 X limit.detect.	-	-	-	1	2,6	86,8
2,0 X limit.detect.	3	7,9	86,8	-	-	-
3,0 X limit.detect.	2	5,3	92,1	4	10,5	97,3
4,0 X limit.detect.	2	5,3	97,4	-	-	-
5,0 X limit.detect.	1	2,6	100,0	1	2,6	99,9

para a determinação destes elementos (FRX) apresenta reconhecidamente baixa sensibilidade para o U ²⁹ e Cs (pesquisas realizadas no Lab. FRX-IFEX).

Hollinson e Windley ⁵⁸ mostraram que o empobrecimento é função da:

- a) composição da rocha hospedeira.
- b) composição da fase fluida, principalmente CO₂, H₂O e halogêneos.

c) quantidade da fase fluida relativa a rocha hospedeira.

d) temperatura e pressão.

Estes autores mostraram que nem todos os granulitos são empobrecidos e que o processo de empobrecimento é seletivo, removendo alguns elementos litófilos e deixando outros.

O modelo de Rollinson e Windley parece o mais coerente e aceitável em vista dos dados obtidos por este trabalho, não descartando, entretanto os modelos anteriores. Estes autores observaram que granulitos não empobrecidos possuem razões "normais" de K/Rb. Alguns destes granulitos são mostrados abaixo.

- 1 - Granulitos de Strangways Range, Austrália Central.^{35,76}
- 2 - Granulitos de Mt. Alloysius, Austrália Central.²⁶
- 3 - Granulitos de Utralamana Block, Austrália Central.¹
- 4 - Granulitos de Fraser Range, Sudoeste da Austrália.⁷⁵
- 5 - Granulitos da Europa Central.⁶⁸
- 6 - Granulitos da Polônia.⁶⁶
- 7 - Granulitos do escudo Sulriograndense, RS, Brasil.^{23,45}
- 8 - Granulitos do complexo Jequié, BA, Brasil.⁶⁵
- 9 - Granulitos de Granulitgebirge, Saxônia.⁵⁸
- 10 - Granulitos de Tovqussap, oeste da Groenlândia.⁵⁸
- 11 - Granulitos do maciço de Guaxupé, MG, Brasil. (neste trabalho)

O objetivo deste trabalho foi o de verificar a mobilidade geoquímica de certos elementos litófilos, tais como: U, Th, Rb, K, etc., em função do grau de metamorfismo ascendente em rochas do maciço de Guaxupé, sul de Minas Gerais. As rochas escolhidas para este objetivo foram as pertencentes ao complexo de Silvianópolis, que apresentam rochas desde fácies anfibolito até granulito.

Os dados químicos apresentados foram estatisticamente analisados através do teste "t" de Student, para verificar a diferença entre as médias, tanto em fácies anfibolito quanto granulito. Os resultados estatísticos mostraram que não há diferença entre as médias apresentadas para os elementos analisados. Entretanto a análise estatística mostrou que há diferença entre os resultados de Cu e Ni e que não há diferença entre os resultados da razão Cu/Ni. Este fato surpreendente é inédito nos estudos geoquímicos de rochas granulíticas, pois vários autores consideram estes elementos inó

veis geoquimicamente e representam a composição da rocha original.

Os dados de concentração de U e Th apresentados neste trabalho são considerados baixos para rochas de fácies anfíbolito. Este fato nos conduz a concluir que não houve empobrecimento destes elementos em relação à fácies granulito. Portanto há duas hipóteses sobre a mobilidade destes elementos: ou a rocha original possuía baixas concentrações de U e Th ou houve empobrecimento destes elementos em fácies anfíbolito.

Os dados de concentração de Rb e K apresentados neste trabalho são considerados altos em relação às rochas granulíticas de outras regiões. A grande mobilidade destes elementos em rochas de alto grau de metamorfismo é bastante evidenciada por diversos autores e surpreendentemente nas rochas granulíticas do maciço de Guaxupé esta feição não é observada.

A aparente mobilidade do Cu e Ni é um caso aparte. Acreditamos, entretanto que esta feição seja devida a mineralogia presente, visto que a relação Cu/Ni apresenta médias iguais estatisticamente em ambas as fácies de metamorfismo.

Os granulitos do complexo de Silvianópolis foram formados em níveis profundos da crosta, não se tratando de resíduos de migmatização em condições secas ¹⁸, havendo um afluxo de fluidos ricos em CO₂, H₂O na direção de níveis mais rasos da crosta. Este fluido foi gerado talvez por desgasificação do manto que por sua vez não teve quantidade suficiente, em relação a rocha hospedeira, nem as condições de temperatura e pressão para que houvesse empobrecimento de elementos litófilos.

Este mecanismo, portanto pode explicar porque não houve ~~enriquecimento~~ de elementos litófilos em direção aos níveis mais rasos da crosta.

APÊNDICE I

PETROGRAFIA

1 Gnaisses Graníticos

Os gnaisses graníticos mostram uma variação mineralógica intensa, sendo que os tipos principais foram classificados como gnaisses tonalíticos, granodioríticos e graníticos, biotita e hornblenda gnaisses. São caracterizados geralmente, por sua textura granoblástica com orientação dos minerais máficos apresentando as vezes megacristais ou agrupamentos de feldspatos alcalinos.

Além dos biotitas gnaisses com biotita primária, ocorre também biotitas tardias que substituem incipientemente as hornblendas nos gnaisses tonalíticos. Plagioclásio de composição oligoclásica é mais comum na maioria das rochas.

2 Granulitos

Tanto os granulitos máficos quanto os félsicos mostram estruturas gnáissicas com bandeamento (as vezes), dobras fechadas e evidências de várias fases de dobramentos. Suas texturas são geralmente granoblástica poligonal e com aumento de quartzo e feldspato são as vezes estirados e cisalhados com quartzo estirados típicos de rochas quartzo-feldspáticas na fácies granulito.

A orientação gnáissica é dada pelos minerais máficos. Biotita é um mineral tardio substituindo hornblenda ou piroxênio quando está presente. Às vezes ocorre granada e é evidente um produto de reações entre minerais principais. O plagioclásio varia de composição desde An_{32} até An_{60} dependendo da rocha; feldspato alcalino é quase sempre pertita ou meso pertita.

São apresentados na tabela 7 um resumo das análises mineralógicas realizadas nas amostras do presente trabalho.

Tabela 7. Análise petrográfica.

GNAISSES GRANÍTICOS		
Nº DA AMOSTRA	CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA	MINERALOGIA E OBSERVAÇÕES
A-88	Gnaíse granítico	Intensamente deformado e cataclásado, com profiroblastos de microclina; neoformação de biotita e substituição de hornblenda por biotita e epidoto.
B-97	Gnaíse granodiorítico	Acessórios: biotita, epidoto e allanita.
B-171	Gnaíse granítico	Granoblástico com duas gerações de microclina.
C-59	Gnaíse tonalítico	+ subordinadamente biotita.
C-59b	Anfobolito	Paleossoma no migmatito.
D-30 = G-131	Hornblenda gnaíse tonalítico	+ granada + biotita tardia + microclina neoformada.
D-39	Gnaíse granodiorítico	Biotita + granada + hornblenda.
D-78 = E-77	Gnaíse granodiorítico	Cataclásado.
C-40A = G-123	Granada-hornblenda gnaíse tonalítico	+ biotita tardia.
H-10 = H-18	Biotita gnaíse leucogranítico	Poucos máficos.
GRANULITOS		
AC-1/4 = 1/4(B4) = 5/15 = 7/14 (-/gru nada) = 13/15	Granulitos quartzo-feldspáticos (underbitos)	Hiperstênio, diopsídio, hornblenda (verde olive), plagioclásio (se vezes antiperitita), quartzo, feldspato alcalino (peritita) subordinado. Acessórios: biotita (tardia), apatita, zircão e opacos.
AC-6/14 = 6/17 = AC-7/16	Granulitos quartzo-feldspáticos (charneckitos)	A mesma, mas com predominância de peritita sobre plagioclásio.
AC-1/4(11) = 1/4 A = 1/30 = AC-9/16	Granulitos máficos. (Piroxênio ou hornblenda piroxênio granulitos)	Hornblenda (verde olive), hiperstênio, diopsídio (como piroxênio verde pálido), plagioclásio. Acessórios: biotita (tardia), quartzo, apatita e opacos.

APÊNDICE II

Tabela 8. Compilação dos dados geológicos da literatura dos dados geoquímicos das figuras 13 a 19

LOCALIDADE	PAÍS	TIPO DE ROCHA	IDADE	PRESSÃO	REF
Complexo Itabuna	BRASIL BA	Granulitos (bas - inter)	P (2000)	média-alta	62
Complexo Itaberaba	BRASIL BA	Granulitos	A (3000)	-	64
Complexo Jequiá	BRASIL BA	Granulitos	A (3100)	alta	65
Escudo Sulriograndense	BRASIL RS	Gnaisses granulíticos	P (2000)	média	23
Fraser Range	AUSTRÁLIA	Compos. ac-bas (gran)	P	média-alta	38
Cape naturaliste	"	" (anf.)	P	baixa	38
" "	"	" (gran)	P	"	38
Musgrave Range	"	" (anf.)	P	média-alta	38
" "	"	" (gran)	P	"	38
Byre Peninsula	"	" (anf.)	P	baixa	38
" "	"	" (gran)	P	"	38
Cófia da região SW	"	"	"	"	38
Fl. Alloysius	AUSTRÁLIA	Todas as rochas	F (1200)	média	26
"	"	Sillimnita granulito	P "	"	26
"	"	Granada granulito A	P "	"	26
"	"	Granulitos bandados	P "	"	26
"	"	Granada granulito B	P "	"	26
"	"	Granulito maciço	P "	"	26
Utralamana Block	AUSTRÁLIA	Todas as rochas	P	média	1
" "	"	Quartzo-feldspáticas	P	"	1
" "	"	Pelíticas	P	"	1

Tabela B. continuação

Utralamana Block	AUSTRÁLIA	Máficos	P	média	1
" "	"	Calcossilicatadas	P	"	1
" "	"	Magnesianas-manganíferas	P	"	1
Musgrave Range	AUSTRÁLIA	Granulitos	P (1380)	-	75
Fraser Range	"	"	P (1470)	-	75
Strangways Range	"	"	P (1330)	-	75
Strangways Range	AUSTRÁLIA	Granulitos máficos	P	-	76
" "	"	" félsicos	P	-	76
Strangways Range	AUSTRÁLIA	Granulitos máficos	P	-	35
" "	"	" félsicos	P	-	35
Bamble Sector	NORUEGA (S)	Todas as rochas	P (1,2-0,9)	baixa-média	16
" "	"	Metabasitos (anf.)	P "	"	16
" "	"	" (gran)	P "	"	16
Bamble Sector	NORUEGA (S)	Todas as rochas	P (1,2-0,9)	baixa-média	6
" "	"	Metabasitos (anf.)	P "	"	6
" "	"	" (gran)	P "	"	6
" "	"	" (Tromsø)	P "	"	6
Bamble Sector	NORUEGA (S)	Charnockitos gnaisses	P (1,2-0,9)	baixa-média	8
Lofoten-Vesteralen	NORUEGA (N)	Gnaisses (anf.)	P (1800)	média-alta	32
" "	"	Granulitos bandados	P "	"	32
Langoy e Hinoy	NORUEGA (N)	Gnaisses (anf.)	P (1800)	alta	31
" "	"	" "	P "	baixa	31
" "	"	" (gran)	P "	alta	31
" "	"	" "	P "	baixa	31

Tabela 8. continuação

C. Laxfordian (Rhiconich)	ESCÓCIA	Gnaisse	A	-	69
" (Harris e Lewis)	"	" não mig.	A	-	69
Laverburg belt (Harris)	"	" metassedimentar	A	-	69
C. Laxfordian (Harris)	"	" metos.migmat.	A	-	69
Harris	"	Piroxênio granulito	A	-	69
Noss	"	Hornblenda gnaisse	A	-	69
Complexo Tires	ESCÓCIA	Biot.Horn. gnaisse (anf)	A (2,9-2,6)	média-alta	11
" "	"	Piroxênio granulito	A "	"	11
" "	"	Anfibolito	A "	"	11
" "	"	Pirobolito	A "	"	11
" "	"	Granofelses	A "	"	11
Complexo Scourian	ESCÓCIA	Gnaisses félsicos	A (2,9-2,6)	média-alta	49
" "	"	" máficos	A "	"	49
" "	"	" ultramáficos	A "	"	49
Complexo Scourian	ESCÓCIA	Trondjunito (anf.)	A (2800)	-	54
" "	"	" (gran)	A "	-	54
" "	"	Tonalito (gran)	A "	-	54
Complexo Lewisian	ESCÓCIA	Gnaisses (acid-inter)	A (2600)	-	58
Buksefjorden	GROELÂNDIA	Anfibolito	A	630° e 7,3 kbar	71
"	"	Granulito	A	800° e 10,5 kbar	71
"	"	" c/fas.anid.	A	-	71
"	"	Granito (leve/ influê)	A	-	71

tabela 8. continuação

Angmagssalik	GROENLÂNDIA	Gnaisses charnoc.	A	-	69
"	"	Gnaisses "cinzas"	A	-	69
"	"	Gnaisses metassed.	A	-	69
"	"	Gnaisses granada	A	-	69
KOLAR(O. Golconda)	ÍNDIA	Anfibolitos	A	-	3
" (E. ")	"	"	A	-	3
" (M. Nandiburg) 1850	"	"	A	-	3
" (" ") 4800	"	"	A	-	3
Distrito Noth Arcot	"	Hipers. Biot. charnock	A	-	3
"	"	Hipers. Biot. Horn. "	A	-	3
"	"	Hipers. Diop. Horn. "	A	-	3
"	"	Piroxênio granulito	A	-	3
Valle Strona (Alpes)	ITÁLIA	Sillimanita gnaisses (A)	-	média-alta	10
"	"	" " (G)	-	"	10
Valle Strona (Alpes)	ITÁLIA	Todas as rochas	-	média-alta	63
"	"	Sillimanita gnaisses (A)	-	"	63
"	"	" " (G)	-	"	63
Escudo Canadense	CANADÁ	"	-	-	56
New Quebec	CANADÁ	Todas as rochas	A	-	14
" "	"	Anfibolitos	A	-	14
" "	"	Granulitos	A	-	14

Tabela 8. continuação

Várias localidades	-	Grânulitos	-	-	41
Média crustal	-	-	-	-	70

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- (1) ALLEN, A.R. Metasomatism of a Depleted Granulite Facies Terrain in the Arunta Block, Central Australia. I. Geochemical Evidence. Contrib.Mineral.Petrol., 71:85-98, 1979.
- (2) ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B. de The Upper Precambrian of South America. Bol.Inst.Geoc.,USP, 7:45-80, 1976.
- (3) ANATHA IYER, G.V. & NARAYANAN KUTTY, T.R. Geochemical Comparison of Archaean Granulites in India with Proterozoic Granulites in Canada. In: WINDLEY, B.F. & NAQVI, S.M. (eds) Archaean Geochemistry Amsterdam, Elsevier, 1978 p.269-88.
- (4) ANDERSON, R.L. & BANCROFT, T.A. Statistical Theory in Research, New York, NY, McGraw-Hill, 1952.
- (5) CLARKE, F.W. The Relative Abundance of the Chemical Elements. Full. Phil.Soc., Washington, 11:131, 1889. apud ROSLER, H.J. & LANGE, H. Geochemical Tables, Amsterdam, Elsevier, 1972.
- (6) CLOUGH, F.W.L. & FIELD, D. Chemical Variation in Metabasites from a Proterozoic Amphibolite-Granulite Transition Zone, South Norway. Contrib.Mineral.Petrol., 73:277-86, 1980.
- (7) COLLERSON, K.D. & FRYER, B.J. The Role of Fluids in The Formation and Subsequent Development of Early Continental Crust. Contrib. Mineral.Petrol., 67:151-67, 1978.
- (8) COPPER, D.C. & FIELD, D. The Chemistry and Origins of Proterozoic Low-Potash, High-Iron, Charnockitic Gneisses from Tromsø, South Norway. Earth Planet.Sci.Lett., 35:105-15, 1977.
- (9) CORDANI, U.G. & IYER, S.S. Geochemistry of Jequié Granulite Complex, Brazil: A Discussion on the Possible Regional Metasomatism Subsequent to Granulite Facies Metamorphism. Contrib.Mineral. Petrol. (Submetido para publicação).
- (10) COSTAL, J. & CAPEDEI, S. Uranium in Metamorphic Rocks. Contrib. Mineral.Petrol., 66:409-14, 1978.
- (11) DRURY, S.A. The Geochemistry of Precambrian Granulite Facies Rocks from the Lewisian Complex of Tiree, Inner Hebrides, Scotland. Chem. Geol., 11:107-09, 1973.

(12) EBERT, H. Beitrag zur Gliederung des Prakambriums in Minas Gerais. Geol.Rundschau,45:471-521, 1956 apud WERNICK, E. Contribuição à Geologia do Maciço de Guaxupé, SP e MG. An.Acad.brasil.Ciênc., 50: 337-52, 1978.

(13) EBERT, H. Ocorrência de fácies granulíticas no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes, em dependência da estrutura orogênica: hipóteses sobre sua origem. An.Acad.brasil.Ciênc.,40(sup):215-29,1968.

(14) FAHRIG, W.F.; EADE, K.E.; ADAMS, J.A.S. Abundance of Radioactive Elements in Crystalline Shield Rocks. Nature,214:1002-3, 1967.

(15) FAIRBAIRN, H.W. & HURLEY, P.M. Evaluation of X-ray fluorescence and mass spectrometric analyses of Rb and Sr in some silicate standards. Geochim.Cosmochim.Acta,35:149-56, 1971.

(16) FIELD, D. & CLOUGH, P.W.L. K/Rb ratios and metasomatism in metabasites from a Precambrian amphibolite-granulite transition zone. J.Geol.Soc.,Lond.,132:277-88, 1976.

(17) FIORI, A.P. Geologia da Região de Pouso Alegre-Machado: Análise Estrutural de Dobramentos Superpostos. São Paulo, 1979 (tese de doutoramento, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo)

(18) FIORI, A.P. & CHOUDHURI, A. Fases de Migmatização e Dobramentos Superpostos nas Rochas Granulíticas e nos Migmatitos de Serrania e Machado (MG). In: SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA 2º Simpósio Regional de Geologia, Rio Claro, SP, Nov. 1979. p.47-58 v.1

(19) FIORI, A.P.; LANDIM, P.M.B.; BETTENCOURT, J.S. Geologia da Região de Pouso Alegre-Machado: Análise Geométrica de Dobramentos Superpostos. Rev.Bras.Geoc.,11:22-35, 1981.

(20) FIORI, A.P.; WERNICK, E.; CHOUDHURI, A.; SOARES, F.G.; BETTENCOURT J.S. Evolução Geológica da Parte SW do Estado de Minas Gerais. In: SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA Anais do XXXI Congresso, Camburiú SC, Out. 1980. p.2893-905 v.5

(21) FLANAGAN, F.J. Descriptions and Analyses of Eight New USGS ROCK Standards. Washington, DC, United States Geological Survey, 1976 (U.S. Geol. Survey Prof. Paper nº 840)

(22) FONSECA, M.J.G.; SILVA, Z.C.G. da; CAMPOS, D.A.; TESATTO, F. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo. Folhas Rio de Janeiro (SF.23), Vitória (SF.24) e Iguape (SG.23). Brasília, Departamento Nacional da Produção Mineral, 1979.

(23) FORMOSO, M.L.L.; HARTMANN, L.A.; NARDI, L.V.S. A Razão K/Rb em Anortositos e Rochas Granulíticas do Escudo Sulriograndense - Metasomatismo e Consequências Geocronológicas. In: SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA Anais do XXXI Congresso, Camburiú, SC, Out.1980. p. 119-27 v.1

- (24) FYFE, W.S. The granulite facies, partial melting and the Archaean crust. Phil.Trans.R.Soc.Lond., A273:457-61, 1973.
- (25) GOLDSCHMIDT, V.M. Geochimie. Handwörterbuch der Naturwissenschaften Jena, 2^a ed., 1932. apud RÖSLER, H.J. & LANGE, H. Geochemical Tables, Amsterdam, Elsevier, 1972.
- (26) GRAY, C.M. The Geochemistry of Central Australian Granulites in Relation to the Chemical and Isotopic Effects of Granulite Facies Metamorphism. Contrib.Mineral.Petrol., 65:79-89, 1977.
- (27) GRAY, C.M. & OVERSBY, V.M. The behaviour of lead isotopes during granulite facies metamorphism. Geochim.Cosmochim.Acta, 36:939-52, 1972.
- (28) GREEN, D.H. & RINGWOOD, A.E. An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological applications Geochim.Cosmochim.Acta, 31:767-833, 1967.
- (29) HART, R.J.; HEID, D.L.; STUCKLESS, J.S.; WELKE, H.J. Comparison of Three Techniques for the Determination of Uranium and Thorium in Rocks. Chem.Geol., 29:345-50, 1980.
- (30) HEIER, K.S. Geochemistry of granulite facies rocks and problems of their origin. Phil.Trans.R.Soc.Lond., A273:429-42, 1973.
- (31) HEIER, K.S. & ADAMS, J.A.S. Concentration of radioactive elements in deep crustal material. Geochim.Cosmochim.Acta, 29:53-61, 1965.
- (32) HEIER, K.S. & THORESEN, K. Geochemistry of high grade metamorphic rocks, Lofoten-Vesterålen, North Norway. Geochim.Cosmochim.Acta, 35: 89-99, 1971.
- (33) HOLLAND, J.G. & LAMBERT, R.St.J. Comparative major element geochemistry of the Lewisian of the mainland of Scotland. In: PARK, R.G. & TARNEY, J. (eds) The Early Precambrian of Scotland and related Rocks of Greenland, Univ. Keele, 1973 p.51-62. apud TARNEY, J. Geochemistry of Archaean High-grade gneisses, with Implications as to the Origin and Evolution of the Precambrian Crust. In: WINDLEY, B.F. (ed) The Early History of the Earth, London, Wiley, 1976. p.405-17.
- (34) HOWER, J. Matrix Correction in the X-ray Spectrographic Trace Elements Analysis of rocks and minerals. Am.Mineral., 44:19-32, 1959.
- (35) IYER, S.S. Granulites and Associated Schists from Northern Strangways Range, Central Australia: Geochemical and Isotopic Studies. Australia, 1974 (tese de doutoramento, Departamento de Geologia e Mineralogia, Universidade de Queensland).

- (36) KALSBECK, F. Metamorphism of Archaean Rocks of West Greenland. In: WINDLEY, B.F. (ed) The Early History of the Earth, London, Wiley, 1976 p.225-35.
- (37) LAMBERT, I.B. & HEIER, K.S. The vertical distribution of uranium, thorium, and potassium in the Continental Crust. Geochim.Cosmochim. Acta,31:377-90, 1967.
- (38) LAMBERT, I.B. & HEIER, K.S. Geochemical Investigations of Deep-Seated Rocks in the Australian Shield. Lithos,1:30-53, 1968.
- (39) LAMBERT, R.St.J.; CHAMBERLAIN, V.E.; HOLLAND, J.G. The geochemistry of Archaean Rocks. In: WINDLEY, B.F. (ed) The Early History of the Earth, London, Wiley, 1976 p.377-87.
- (40) LEONI, L. & SAITTA, M. Matrix Effects Corrections by Ag K Compton Scattered Radiation in the Analysis of Rocks Samples for Trace elements. X-Ray Spectrom.,6:181-6, 1977.
- (41) LEWIS, J.D. & SPOONER, C.M. K/Rb ratios in Precambrian granulite terranes. Geochim.Cosmochim.Acta,37:1111-8, 1973.
- (42) MOORBATH, S. Age and Isotope Constraints for the Evolution of Archaean Crust. In: WINDLEY, B.F. (ed) The Early History of the Earth, London, Wiley, 1976 p.351-60.
- (43) MOORBATH, S. & WELKE, H. Lead isotope studies on igneous rocks from the Isle of Skye, northwest Scotland. Earth Planet.Sci.Lett.,5:217-30, 1969.
- (44) MÖLLER, H.O. Spectrochemical Analysis by X-Ray Fluorescence, New York, NY, Plenum, 1972.
- (45) NARDI, L.V.S. & HARTMANN, L.A. Estudo geoquímico de rochas Granulíticas do oeste do Escudo Sulriograndense. Acta Geol.Leop.,4:3-18, 1980.
- (46) NEWTON, R.C.; SMITH, J.V.; WINDLEY, B.F. Carbonic metamorphism, granulites and crustal growth. Nature,288:45-50, 1980.
- (47) MORRISH, K. & CHAPPELL, B.W. X-Ray Fluorescence Spectrometry. In: ZUSSMAN, J. (ed) Physical Methods in Determinative Mineralogy, London, Academic, 1967 p.201-72.
- (48) PENTEADO, R.A. & CHOUDHURI, A. Variação Mineralógica e Possível Gênese dos Gnaisses do Complexo de Silvianópolis, Norte de Foz de Iguaçu, (MG). Rev.Bras.Geoc.,11:69-73, 1981.
- (49) PRIDE, C. & MUECKE, G.K. Rare Earth Element Geochemistry of the Scourian Complex N.W. Scotland - Evidence for the Granite-Granulite Link. Contrib.Mineral.Petrol.,73:403-12, 1980.

- (50) REYNOLDS, Jr., R.C. Matrix correction in trace element analysis by X-ray fluorescence: estimation of the mass absorption coefficient by Compton scattering. Am.Mineral., 48:1133-43, 1963.
- (51) REYNOLDS, Jr., R.C. Estimation of mass coefficients by Compton scattering: improvements and extension of the method. Am.Mineral., 52 : 1493-502, 1967.
- (52) ROCA, M. Determinacion de Rubidio y Estroncio en materiales Geologicos Mediante Espectrometria de Fluorescencia de Rayos X. Madrid, Junta de Energia Nuclear, 1979 (JEN-449).
- (53) ROLLINSON, H.R. & WINDLEY, B.F. Selective Elemental Depletion During Metamorphism of Archaean Granulites, Scourie, NW Scotland. Contrib.Mineral.Petrol., 72:257-63, 1980.
- (54) ROLLINSON, H.R. & WINDLEY, B.F. An Archaean Granulite-Grade Tonalite-Trochjemite-Granite Suite from Scourie, NW Scotland: Geochemistry and Origin. Contrib.Mineral.Petrol., 72:265-81, 1980.
- (55) ROSLER, H.J. & LANGE, H. Geochemical Tables, Amsterdam, Elsevier, 1972.
- (56) SHAW, D.M. U, Th and K in the Canadian Precambrian shield and possible mantle compositions. Geochim.Cosmochim.Acta, 31:1111-3, 1967.
- (57) SHAW, D.M. A review of K-Rb fractionation trends by covariance analysis. Geochim.Cosmochim.Acta, 32:573-601, 1968.
- (58) SHERATON, J.W. The Origin of the Lewisian Gneisses of Northwest Scotland, with Particular Reference to the Drumbeg Area, Sutherland. Earth Planetl.Sci.Lett., 9:301-10, 1970.
- (59) SHERATON, J.W.; SKINNER, A.C.; TARNEY, J. The geochemistry of the Scourian Gneisses of the Assint district. In: PARK, R.G. & TARNEY J. (eds.) The Early Precambrian of Scotland and Related Rocks of Greenland, Univ. Keele, 1973 p.13-30. apud TARNEY, J. & WINDLEY B. F. Chemistry, thermal gradients and evolution of the lower continental crust. J.Geol.Soc.,Lond., 134:153-72, 1977.
- (60) SIGHINOLFI, G.P. K-Rb Ratio in High Grade Metamorphism: A Confirmation of the Hypothesis of a Continual Crustal Evolution. Contrib. Mineral.Petrol., 21:346-56, 1969.
- (61) SIGHINOLFI, G.P. Investigations into the Deep Levels of the Continental Crust: Petrology and Chemistry of the Granulite Facies Terrains of Bahia (BRASIL). Atti Soc.Tosc.Sci.Nat.,Mem., A77:327-41, 1970.
- (62) SIGHINOLFI, G.P. Investigations into the deep crustal levels: Fractionating effects and geochemical trend related to high - grade metamorphism. Geochim.Cosmochim.Acta, 35:1005-21, 1971.

- (63) SIGHINOLFI, G.P. & GORGONI, C. Chemical Evolution of High - Grade Metamorphic Rocks - Anatexis and Remotion of Material from Granulite Terrains. Chem.Geol.,22:157-76, 1978.
- (64) SIGHINOLFI, G.P. & SAKAI, T. Uranium and Thorium in Archaean granulite facies terrains of Bahia (Brazil). Geochem.J.,11:33-9, 1977.
- (65) SIGHINOLFI, G.P.; FIGUEREDO, M.C.H.; FYFE, W.S.; KRONBERG, B. I. TANNER OLIVEIRA, M.A.F. Geochemistry and Petrology of the Jequié Granulitic Complex (Brazil): An Archaean Basement Complex. Contrib. Mineral.Petrol.,78:263-71, 1981.
- (66) SMULIKOWSKI, K. & BAKUN-CZUBAROW, N. New data concerning the granulite-eclogite rock series of Stary Gieraltów, East Sudetes, Poland. Bull.Acad.Pol.Sci.Sér.Sci. de la Terre,21:25-34, 1973 apud TARNEY, J. & WINDLEY, B.F. Chemistry, thermal gradients and evolution of the lower continental crust. J.Geol.Soc., Lond.,134:153-72, 1977.
- (67) TARNEY, J. Geochemistry of Archaean High-grade gneisses, with implications as to the Origin and Evolution of the Precambrian Crust. In: WINDLEY, B.F. (ed.) The Early History of the Earth, London, Wiley, 1976 p.405-17.
- (68) TARNEY, J. & WINDLEY, B.F. Chemistry, thermal gradients and evolution of the lower continental crust. J.Geol.Soc., Lond.,134:153-72, 1977.
- (69) TARNEY, J.; SKINNER, A.C.; SHERATON, J.W. A Geochemical Comparison of Major Archaean Gneiss Units from Northwest Scotland and East Greenland. In: 24th INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS Precambrian Geology, Montreal, 1972 p.162-74. vol.1
- (70) TAYLOR, S.R. Abundance of chemical elements in the continental crust: a new table. Geochim.Cosmochim.Acta.,28:1273-85, 1964.
- (71) WELLS, P.R.A. Chemical and thermal Evolution of Archaean Sialic crust, Southern West Greenland. J.Petrol.,20:187-226, 1979.
- (72) WERNICK, E. Contribuição à Geologia do Maciço de Guaxupé, SP e MG. An.Acad.Brasil.Ciênc.,50:337-52, 1978.
- (73) WERNICK, E.; ARTHUR, A.C.; FICRI, A.F. Reavaliação de Dados Geocronológicos da Região Nordeste do Estado de São Paulo e Unidades Equivalentes dos Estados de Minas Gerais e Rio de Janeiro. In: SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA 3^a Simpósio Regional de Geologia, Curitiba, PR, Nov. 1981. p.328-42. v.1
- (74) WILLIAMS, A.; TURNER, F.J.; GILBERT, C.W. Petrografia, São Paulo: Polígono-Universidade de São Paulo, 1970.

- (75) WILSON, A.F. Comparison of Some of the Geochemical Features and Tectonic Setting of Archaean and Proterozoic Granulites, with particular Reference to Australia. In: WINDLEY, B. F. & NAQVI, S. M. (eds.) Archaean Geochemistry, Amsterdam, Elsevier, 1978 p.241-67.
- (76) WOODFORD, P.J. Polymetamorphism in Granulites from the North-Eastern Strangways Range, Central Australia. Australia, 1974 (tese de doutoramento, Departamento de Geologia e Mineralogia, Universidade de Queensland).